

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

Paweł Prokop

**DEGRADACJA
ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
POŁUDNIOWEGO SKŁONU
WYŻYNY MEGHALAYA, INDIE**



Warszawa 2007

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zał.
193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.
194. Lamparski P., *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, 2004, s. 116, 62 il., 10 tab.
195. Więckowski M., *Przyrodnicze uwarunkowania kształtowania się polsko-słowackich więzi transgranicznych*, 2004, s. 232, 42 il., 39 tab.
196. Śleszyński P., *Kształtowanie się zachodniej części centrum Warszawy*, 2004, s. 332 + 1 zał., 72 il., 63 tab.
197. Kotarba A. (red.), *Rola malej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, 2004, s. 116, 33 il., 3 tab., 9 fot.
198. Korcelli-Olejniczak E., *Funkcje metropolitalne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozejeji w systemie miast Europy Środkowej*, 2004, s. 226, 11 il., 28 tab.
199. Roo-Zielińska E., *Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizyczno-geograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod*, 2004, s. 258, 65 il., 67 tab.
200. Mirosław Błaszczewicz, Piotr Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, 2005, s. 395 + 6, 100 il., 21 tab., 32 fot.
201. Mirosław Błaszczewicz, *Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, 2005, s. 192, 29 il., 2 tab., 18 fot.
202. Alina Potrykowska (red.), *Population and the environment*, 2005, s. 245, 23 il., 45 tab.
203. Wioletta Kamińska, *Pozarolnicza indywidualna działalność gospodarcza w Polsce w latach 1988–2003*, 2006, s. 236, 45 il., 43 tab.
204. Tomasz Kalicki, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, 2006, s. 348, 82 il., 10 fot.
205. Halina Grobelska, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, 2006, s. 122 + 23 wkl., 26 il., 12 tab., 33 fot.
206. Anna Maria Leonowicz, *Kartogram jako forma prezentacji zależności zjawisk geograficznych*, 2006, s. 212, 42 il., 16 tab.
207. Grzegorz Węclawowicz, Marek Degórski, Tomasz Komornicki, Janusz Korzeń, Jerzy Bański, Juliusz Korzeń, Roman Soja, Przemysław Śleszyński, Marek Więckowski, *Studia nad przestrzennym zagospodarowaniem obszaru wzdłuż granicy polsko-niemieckiej*, 2006, s. 226, 40 il., 20 tab.
208. Jan Wendt, *Wymiar przestrzenny struktur i aktywności społeczeństwa obywatelskiego Polsce*, 2007, s. 236, 54 il., 58 tab.
209. Arkadiusz Bartczak, *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznej z dorzecza Zgłowiączki*, 2007, s. 165, 36 il., 41 tab.

**POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO**

PRACE GEOGRAFICZNE NR 210

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 210

LAND DEGRADATION OF THE SOUTHERN SLOPE
OF THE MEGHALAYA PLATEAU, INDIA

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 210

Paweł Prokop

DEGRADACJA ŚRODOWISKA
PRZYRODNICZEGO POŁUDNIOWEGO SKŁONU
WYŻYNY MEGHALAYA, INDIE



WARSZAWA 2007

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:

Piotr Migoń, Leszek Starkel

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Zdjęcie na okładce: Paweł Prokop

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2007

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-87954-77-2

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Druk: Drukarnia KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa; e-mail: drukarnia@klimiuk.com.pl

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	7
1.1. Zarys problemu	7
1.2. Cel i zakres pracy	10
1.3. Materiały i metody	12
1.4. Stan badań	21
2. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE	27
2.1. Budowa geologiczna i rzeźba terenu	27
2.2. Warunki klimatyczne	32
2.3. Wody	35
2.4. Gleby	38
2.5. Roślinność	42
3. PROCESY I ZJAWISKA EKSTREMALNE W ŚRODOWISKU PRZYRODNI- CZYM POŁUDNIOWEGO SKŁONU WYŻYNY MEGHALAYA	47
3.1. Opady	47
3.2. Trzęsienia ziemi	55
3.3. Procesy grawitacyjne na stokach	58
3.3.1. Zróznicowanie procesów grawitacyjnych na stokach	58
3.3.2. Osuwiska i spływy wywołane wysokimi opadami	60
3.3.3. Osuwiska i spływy wywołane trzęsieniami ziemi	68
4. ANTROPOGENICZNE CZYNNIKI DEGRADACJI ŚRODOWISKA PRZY- RODNICZEGO POŁUDNIOWEGO SKŁONU WYŻYNY MEGHALAYA	75
4.1. Uwarunkowania przebiegu procesów degradacji środowiska przyrodniczego od pra- dziejów do połowy XIX w.	75
4.2. Tendencje zmian powierzchni leśnej i zaludnienia od połowy XIX w. do końca XX w.	81
4.3. Systemy uprawy roślin	90
4.4. Pozyskanie drewna opałowego	98
4.5. Odkrywkowa eksploatacja surowców mineralnych	100
5. WSPÓŁCZESNE UŻYTKOWANIE ZIEMI I ZAGROŻENIE EROZJĄ GLEB W ZLEWNI UMIEW	111
5.1. Klasyfikacja i analiza struktury użytkowania ziemi	111
5.2. Zastosowanie modelu Revised Morgan-Morgan-Finney (RMMF) do oceny erozji wodnej	117
5.3. Zagrożenie erozją wodną	126
6. WNIOSKI	133
LITERATURA	137
LAND DEGRADATION OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE MEGHA- LAYA PLATEAU, INDIA – Summary	152

1. WSTĘP

1.1. ZARYS PROBLEMU

Degradacja środowiska przyrodniczego jest złożonym pojęciem, opisującym, w jaki sposób zasoby naturalne (gleba, woda, roślinność, skały, powietrze i rzeźba) wyczerpują się lub ich jakość ulega pogorszeniu (Conacher, Sala 1998; Stocking, Murnaghan 2000).

W literaturze przedmiotu jest używany szeroki zakres terminów, z różnym, zorientowanym na daną dyscyplinę naukową znaczeniem. Typowym przykładem są pojęcia degradacji i pustynnienia. Część badaczy odnosi pustynnienie do degradacji w klimacie suchym, półsuchym i półwilgotnym (UNEP 1995). Przez niektórych ekologów pustynnienie jest postrzegane jako zaawansowane stadium degradacji terenu niezależnie od strefy klimatycznej (Ramakrishnan 1985; Gangwar, Ramakrishnan 1989). W geologii i geomorfologii termin degradacja, użyty po raz pierwszy w 1774 r. przez Guettarda, odnosi się do erozji i rozumiany jest jako synonim denudacji (Fairbridge 1968, s. 249). Hydrologicy degradację utożsamiają z obniżeniem ilości i jakości zasobów wodnych (Shiklomanov 1993; Chełmicki 1997). W naukach leśnych degradacja określa nie tylko zmniejszenie powierzchni lasów, ale także selektywną eksploatację wybranych gatunków roślin, prowadzącą do spadku bioróżnorodności (FAO 1993). Gleboznawcy z kolei skupiają się na zmianach powodujących obniżenie produktywności, a w krańcowych przypadkach, utratę wartości użytkowej gleb, określając ten stan dewastacją (Lal 2001).

Wspólnym punktem odniesienia różnych definicji degradacji jest obniżenie lub utrata dotychczasowych funkcji, jakie teren spełniał (Blaikie, Brookfield 1987; Barrow 1991; UNEP 1992; Eswaran i in. 2001). Przy czym, zwłaszcza w literaturze anglojęzycznej, teren (*land*) definiowany jest jako jednostka przestrzenna, charakteryzowana poprzez określony typ gleby, rzeźby i roślinności połączonych w jeden system – stąd pojęcia *land system* i *land degradation* (Conacher 2004). W powszechnym użyciu są również terminy geokompleks (geosystem) czy ekosystem, odnoszące się do przestrzennych jednostek przyrodniczych, utworzonych przez budujące je geokomponenty – powietrze, skały, wody, gleby, roślinność i zwierzęta (Richling, Solon 1993).

Degradacja środowiska przyrodniczego jest zazwyczaj wynikiem współdziałania czynników naturalnych i antropogenicznych, układających się często w łańcuch przyczynowo-skutkowy (Eswaran i in. 2001). Pomimo różnych przyczyn degradacji, można mówić o pewnych ogólnie występujących trendach. Antropogeniczne czynniki sprzyjające degradacji środowiska pojawiły się na większą skalę, z chwilą rozwoju osiadłego rolnictwa w neolicie ok. 10 000 lat BP na Bliskim Wschodzie (Mannion 1995) i 6000 lat BP w Azji Południowej (Gadgil i in. 1997). Od tego czasu antropopresja wzrastała, chociaż jej przyczyny były różne, np. wytop metali w epoce brązu i żelaza, intensyfikacja rolnictwa, rozwój handlu i wydobywania surowców w okresie rzymskim, rewolucja przemysłowa w połowie XVIII w., wzrost zaludnienia i malejąca dostępność ziemi uprawnej, w niektórych częściach świata po II wojnie światowej (Goudie 1993). Problem degradacji nie jest więc ograniczony terytorialnie do krajów rozwijających się, obszarów o wysokiej gęstości zaludnienia czy określonej strefy morfoklimatycznej. Istnieją natomiast środowiska z natury bardziej podatne na degradację, np. góry o stromych stokach otrzymujące wysokie opady, obszary aktywne sejsmicznie czy strefy ekotonów.

Równocześnie proces degradacji w jednym miejscu może dać pozytywne efekty w innym, np. wskutek erozji na stokach, wzbogacona zostaje zasobność gleb w dnach dolin – wzrasta plon z hektara i obniża się zużycie nawozów. Duże osuwiska w Ekwadorze, datowane radiowęglowo na 600–700 lat BP, przyczyniły się do użyznienia gleb poprzez przemieszczenie mniej zwietrzałego i bogatszego w składniki odżywcze materiału ku powierzchni (Wilcke i in. 2003 za Schrupf i in. 2001).

Właściwa ocena degradacji środowiska jest utrudniona ze względu na niewystarczającą ilość obiektywnych i dokładnych informacji o przeszłym oraz obecnym funkcjonowaniu danego obszaru. „Naturalny krajobraz” bywa często wynikiem długiej i dziś już zapomnianej działalności człowieka, np. biomy makii w regionie śródziemnomorskim, nie dają prawdziwych oznak potencjału produkcyjnego, jakie posiadały te pierwotnie żyzne tereny (Olson 1981; Runnels 1995). Klasycznym przykładem braku dostatecznej informacji o procesach zachodzących w środowisku stała się teoria degradacji środowiska przyrodniczego gór (Eckholm 1975), a zwłaszcza regionu Himalajów. Zgodnie z jej założeniami, w wyniku gwałtownego przyrostu naturalnego mieszkańcy Himalajów doprowadzili do niekontrolowanego wylesienia, co przyspieszyło sływ powierzchniowy i erozję z powiększonego areалу pól uprawnych. Obciążone ładunkiem zawiesiny rzeki zostały zamulone, w wyniku czego wzrosła częstotliwość powodzi na olbrzymich obszarach nizinnych dorzeczy Gangesu i Brahmaputry. Krytyka tej teorii została przedstawiona na

podstawie przeglądu literatury dotyczącej zagadnień środowiska głównie Nepalu i Indii przez J.D. Ivesa (1987). Chociaż degradacja lasów w górach rzeczywiście wystąpiła, to tempo wylesiania okazało się przeszacowane, a częstotliwość powodzi na nizinach nie zmieniła się (Ives, Messerli 1989; Hofer 1993; Hofer, Messerli 1997). Naturalne czynniki, takie jak ruchy tektoniczne i wysokie opady, są dominującymi siłami prowadzącymi do zmian w środowisku przyrodniczym gór, na które dopiero nakłada się działalność człowieka (Starkel 1972b).

Trudności identyfikacji procesów degradacji zachodzących w środowisku przyrodniczym tkwią zarówno w olbrzymiej ilości powiązań między jego elementami o różnym stopniu bezwładności, często nieliniowym charakterze związków, jak i skali opracowań, np. w małych zlewniach wyraźniej uwidacznia się wpływ człowieka niż w dużych, co utrudnia ekstrapolację wyników na większe obszary (Ives, Messerli 1989; Richling, Solon 1993). Dał temu wyraz C.J. Barrow (1991 s. 9), pisząc: *Jednym z problemów jest to, że w dwóch miejscach różniących się warunkami glebowymi, roślinnością itp., degradacja może przebiegać podobnie i w tym samym tempie, a w każdym z przypadków skutki mogą być różne*. Na wrodzone cechy środowiska nakłada się użycie różnych metod pomiarowych, przez co uzyskane dane stają się nieporównywalne, a znaczna ich część odnosi się raczej do ryzyka wystąpienia procesów degradacji niż aktualnego stanu badanego obszaru.

Złożoność procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym powoduje konieczność użycia do oceny degradacji kompleksowych wskaźników, spośród których erozja gleb jest stosowana najczęściej (Lal i in. 1997). W warunkach naturalnych straty gleby są wynikiem współdziaływania elementów środowiska przyrodniczego. Z chwilą pojawienia się człowieka erozja staje się funkcją użytkowania ziemi (Hudson 1982), a jej wielkość może wskazywać na zmiany zachodzące w środowisku (Maruszczak 1991). Tylko jeden czynnik – wylesienie – prawie zawsze prowadzi do zwiększonego spływu powierzchniowego, erozji wodnej, obniżenia zdolności retencyjnej gleby, spadku zawartości składników pokarmowych i zawartości materii organicznej oraz sedimentacji u podnóży stoków (Lal 2001). W rezultacie pojawia się sprzężenie zwrotne – usunięcie roślinności przyspiesza erozję, a zdegradowana gleba o mniejszej produktywności uniemożliwia regenerację naturalnej roślinności (De Jong 1994), zmniejszając bioróżnorodność ekosystemu (Lal i in. 1997).

Obszary gór strefy tropikalnej, ze względu na niedostępność, przez długi czas pozostawały na marginesie zainteresowań badaczy. Zbiorowiska roślinne je porastające uważano za względnie stabilne (Whitmore 1975). Dopiero intensywne współpraca międzynarodowa, zainicjowana, m.in. przez UNESCO

programem *Człowiek i Biosfera* (MAB – *Man and Biosphere*), w latach 70-tych XX w., wzrastająca ilość danych pozyskiwanych teledetekcyjnie oraz rozwój technik komputerowych, przyczyniły się do lepszego poznania funkcjonowania środowiska w strefie klimatu tropikalnego. Rozpoczęto badania nad wpływem osuwisk na las tropikalny stwierdzając, że w mezoskali prowadzą do wylesienia dużych obszarów i inicjują sukcesję wtórnej roślinności, decydując o bioróżnorodności ekosystemu (Garwood i in. 1979; Guariguata 1990). Pojawiły się coraz dokładniejsze opracowania niektórych form degradacji gleb (Oldeman i in. 1992; Van Lynden, Oldeman 1997) oraz zmian użytkowania ziemi, zwłaszcza w wyniku wylesiania (Myers 1993; Lambin 1997; FAO 2001).

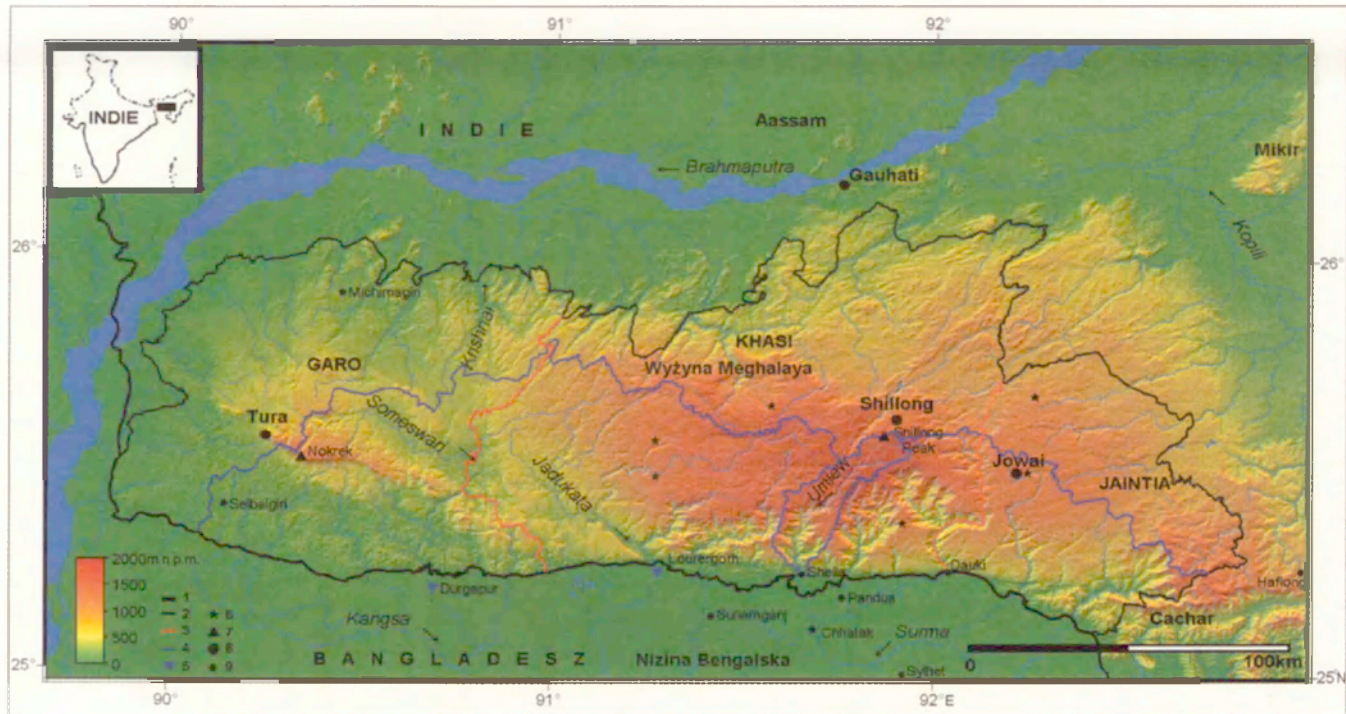
Jednak nawet mimo użycia tak zaawansowanych technik szacunki tempa wylesiania obszarów tropikalnych wykazują znaczące rozbieżności: od $50\ 000\ \text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ do $170\ 000\ \text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ (Tucker, Townshend 2000). Wpływ na dokładność obliczeń ma przede wszystkim duża ilość czynników bezpośrednich (ekspansja rolnictwa, pozyskanie drewna, rozwój infrastruktury) i pośrednich (demograficznych, ekonomicznych, politycznych i kulturowych), prowadzących do zmian powierzchni leśnej (Geist, Lambin 2002). Ponadto niektóre formy degradacji są trudne do rozpoznania metodami teledetekcyjnymi, np. erozja o wielkości $50\ \text{t} \cdot \text{ha} \cdot \text{rok}^{-1}$ daje ubytek tylko ok. $3\ \text{mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ profilu glebowego, ale jest wystarczająca, aby obniżyć produktywność płytkich gleb w krótkim czasie (Barrow 1991).

1.2. CEL I ZAKRES PRACY

Celem pracy jest określenie przyczyn, etapów i skutków degradacji środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, ze szczególnym uwzględnieniem zlewni Umiew – obszaru o najwyższych w skali światowej opadach. Główny nacisk położono na przedstawienie przebiegu zmian w środowisku przyrodniczym, ich dynamiki oraz związków przyczynowo-skutkowych między naturalnymi zagrożeniami a czynnikami antropogenicznymi.

Południowy skłon Wyżyny Meghalaya otrzymuje najwyższe opady w strefie klimatu monsunowego Azji. Pomimo sprzyjających warunków termiczno-wilgotnościowych dla rozwoju lasu, w krajobrazie płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. dominują zbiorowiska traw z płatami wtórnych lasów sosnowych, porastające zdegradowane gleby. Jednocześnie pozostałości płatów klimaksowego subtropikalnego lasu liściastego w różnych częściach wyżyny wskazują na to, że teren ten był porośnięty lasem w holocenie.

Przebieg i skutki degradacji środowiska przyrodniczego południowego skłonu wyżyny, o powierzchni $10\ 920\ \text{km}^2$, przedstawiono na tle całej Wyżyny



Ryc. 1. Położenie Wyżyny Meghalaya i zlewni Umiew

1 – granice państw, 2 – granice stanów, 3 – granice historycznie ukształtowanych jednostek administracyjnych, 4 – granice południowego skłonu wyżyny i zlewni Umiew (dział wodny), 5 – położenie wodowskazów, 6 – miejsca badań terenowych poza zlewnią Umiew, 7 – najwyższe wzniesienia, 8 – główne miasta, 9 – pozostałe miejscowości wymienione w pracy

Location of the Meghalaya Plateau and the Umie catchment

1 – international boundaries, 2 – state boundaries, 3 – boundaries of historical administrative units, 4 – boundaries of the southern slope of Meghalaya and Umie catchment (water divide), 5 – location of water gauges, 6 – places of field work outside of the Umie catchment, 7 – peaks, 8 – main cities, 9 – other places mentioned in the study

Meghalaya w skali 1:250 000 (ryc. 1). Dokładniej, w skali 1:50 000, scharakteryzowano zlewnię Umiew o powierzchni dorzecza 493,7 km². Zlewnia obejmuje swym zasięgiem środkową część południowego skłonu wyżyny z fragmentem pagórkowatego płaskowyzu, w którym wycięty jest głęboki kanion (fot. 1, 2). Rzeka Umiew, o długości 80 km, bierze swój początek na stoku najwyższego wzniesienia wyżyny – Shillong Peak (1965 m n.p.m.), a ujściowyy odcinek znajduje się na Nizinie Bengalskiej poniżej 60 m n.p.m. (ryc. 2). Rzeka przecina zatem zróżnicowane wraz z wysokością geokosystemy.

Realizacja tematu była możliwa dzięki współpracy między Zakładem Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN i Department of Geography North-Eastern Hill University (NEHU) w Shillongu w ramach umowy polskiego Komitetu Badań Naukowych (KBN) z Department of Science and Technology (DST) w Indiach. Studia zostały pogłębione w 1998 r. w czasie 4-miesięcznego pobytu w Indian Institute of Remote Sensing (IIRS) w Dehra Dun i na Wyżynie Meghalaya w ramach stypendium Indian National Science Academy (INSA). Pozostałe jednomiesięczne badania terenowe, w ramach umowy KBN-DST oraz indywidualnego projektu badawczego KBN 6P04E02521 pt. *Wpływ użytkowania ziemi na erozję gleb w klimacie monsunowym Wyżyny Meghalaya (na przykładzie zlewni Umiew – Indie)*, przeprowadzono na przełomie listopada i grudnia w latach 2000, 2001 i 2002.

Pragnę podziękować promotorowi mojej rozprawy prof. L. Starkłowi za wprowadzenie w problematykę badań środowiska przyrodniczego północno-wschodnich Indii. Dużą pomoc, dzięki licznym dyskusjom, w trakcie pisania pracy okazali prof. A. Kotarba, prof. W. Froehlich, prof. J.R. Olędzki, doc. R. Soja oraz mgr A. Budek. Specjalne podziękowania kieruję do naszych partnerów w Indiach za umożliwienie przeprowadzenia badań terenowych i przekazanie wielu unikalnych danych – prof. S. Singha i dr. H.J. Syiemlieha z North-Eastern Hill University w Shillongu, prof. P.S. Roya, prof. S.P.S. Kushwahy, dr. S.P. Aggarwala i dr. S. Kumara z Indian Institute for Remote Sensing w Dehra Dun, prof. P.S. Ramakrishnana z Jawarhal Nehru University w Delhi, M.A. Khonglaha z Geological Survey of India w Shillongu, a także D.P. Rayena z Laitkynew i M. Westa z Sohra Science Society w Cherrapunji.

1.3. MATERIAŁY I METODY

Opracowanie zostało oparte o trzy rodzaje źródeł: materiały kartograficzne i statystyczne (mapy topograficzne, geologiczne i glebowe, dane demograficzne, dane meteorologiczne), dane teledetekcyjne (zdjęcia satelitów indyjskich IRS (Indian Remote Sensing Satellite) Landsat, numeryczny model wysokościowy terenu, mapy pożarów) oraz badania terenowe (kartowanie

zespołów form rzeźby terenu, weryfikacja zasięgu jednostek geologicznych oraz pokrycia i użytkowania terenu na zdjęciach satelitarnych, pobór prób gleby) wraz z analizami laboratoryjnymi.

Dane kartograficzne:

- mapy topograficzne zlewni Umiew w skali 1:63 360 z 1910 r., w skali 1:50 000 z lat 1966–1967 oraz fragmenty map topograficznych północnej i środkowej części zlewni Umiew w skali 1:25 000 z lat 1979–81, Survey of India, Dehra Dun,
- mapy topograficzne Wyżyny Meghalaya w skali 1:253 440 z lat 1910–1929, Survey of India, Dehra Dun. Przyjęto 1911 r., jako rok odniesienia, ponieważ większość obszaru była kartowana w latach 1910–11,
- mapy geologiczne w skalach 1:63 360 i 1:253 440, Regional Circle, Geological Survey of India, Shillong,
- mapę glebową zlewni Umiew w skali 1:250 000, Regional Office, National Bureau of Soil Survey and Landuse Planning, Jorhat oraz mapę glebową w skali 1:250 000 wykonaną przez Soil Department, Indian Institute of Remote Sensing, Dehra Dun.

Dane demograficzne

Do oceny antropopresji na Wyżynie Meghalaya wykorzystano dane o liczbie mieszkańców i gęstości zaludnienia, z bazy danych o światowym zaludnieniu LandScan Global Population Database, w wersji z 2002 r., pozyskanej ze strony internetowej <http://www.ornl.gov/gist/landscan/index.html>. Baza została wykonana w formie mapy rastrowej przez Oak Ridge National Laboratory w USA w formacie łuk/sekunda (30"x30"), odpowiadającym rozdzielczości przestrzennej 1x1 km (Dobson i in. 2000). Przy jej opracowaniu wykorzystano informacje o elementach wpływających w największym stopniu na rozmieszczenie ludności: pokryciu terenu z satelity Terra, sieci dróg, nachyleniu stoków oraz emisji światła nocnych rejestrowanych przez satelity meteorologiczne. Poszczególnym rastrom przypisano liczbę ludności w oparciu o współczynnik prawdopodobieństwa obliczony dla każdej zmiennej i dane ze spisów ludności na poziomie jednostek administracyjnych drugiego stopnia (dystryktów w przypadku stanu Meghalaya).

Dane uzupełniono o spisy ludności w dystryktach na Wyżynie Meghalaya (*Census of India 1872–2001*) i jednostkach administracyjnych drugiego rzędu tzw. *semi-independent states* w Khasi Hills (Hunter 1879; Allen 1906) oraz liczbę ludności w poszczególnych wsiach zlewni Umiew (*Census of India 1991*).

Dane meteorologiczne

Na Wyżynie Meghalaya znajduje się jedynie sześć stacji meteorologicznych. Sieć pomiarową uzupełniają rzadko rozrzucone posterunki opadowe, należące do różnych instytucji (zarząd dróg, plantacje herbaty, stacje rolnicze). Najlepiej rozpoznany elementem są opady, mierzone prawie od połowy XIX w. i temperatury mierzone od początku XX w. Do analiz wykorzystano:

- sumy roczne opadów dla stacji Shillong w latach 1869–2000 i Cherrapunji w latach 1872–2000 (India Meteorological Department),
- opady miesięczne oraz liczbę dni z opadem dla stacji: Shillong, Mawphlang (Meghalaya Electricity Board), Cherrapunji, Sylhet (Bangladesh Meteorological Department) w latach 1901–2000 oraz Mawsynram (Public Work Department) w latach 1940–2000,
- opady dobowe dla stacji Shillong i Cherrapunji w latach 1986–2000,
- paski pluwiograficzne dla stacji Cherrapunji i Shillong w latach 1999–2000,
- średnie miesięczne i roczne temperatury dla stacji Shillong, Cherrapunji i Sylhet w latach 1901–2000.

Dane teledetekcyjne

Podstawowym źródłem danych teledetekcyjnych były zdjęcia satelitarne satelitów indyjskich IRS oraz Landsat:

- zdjęcie satelitarne satelity indyjskiego IRS-1A z 1.12.1989 r. w rozdzielczości przestrzennej 36x36 m z Indian National Remote Sensing Agency, Hyderabad,
- zdjęcie satelitarne satelity indyjskiego IRS-ID z 8.11.1998 r. w rozdzielczości przestrzennej 23,5x23,5 m z Indian Institute of Remote Sensing, Dehra Dun,
- zdjęcia satelitarne satelity Landsat TM w rozdzielczości przestrzennej 28,5x28,5 m z serwera Global Land Cover Facility (<http://landcover.org>) sceny: 136-042 z 26.12.1987 r., 136-043 z 10.11.1988 r., 137-042 z 26.11.1991 r.,
- zdjęcia satelitarne satelity Landsat 7 ETM+ w rozdzielczości przestrzennej 28,5x28,5 m z serwera Global Land Cover Facility sceny: 137-042 z 17.02.2002 r., 137-043 z 28.02.2000 r., 136-042 i 136-043 z 19.12.1999 r., 138-042 z 20.11.2000 r.

Wszystkie zdjęcia satelitarne miały wykonaną korekcję radiometryczną. Zdjęcia z serwera Global Land Cover Facility były rektyfikowane do odwzorowania poprzecznego Merkatora z elipsoidą odniesienia WGS84. Dla zdjęć satelitów IRS przyjęto to samo odwzorowanie.

Ponadto wykorzystano numeryczny model wysokościowy terenu SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission), z serwera Global Land Cover Faci-

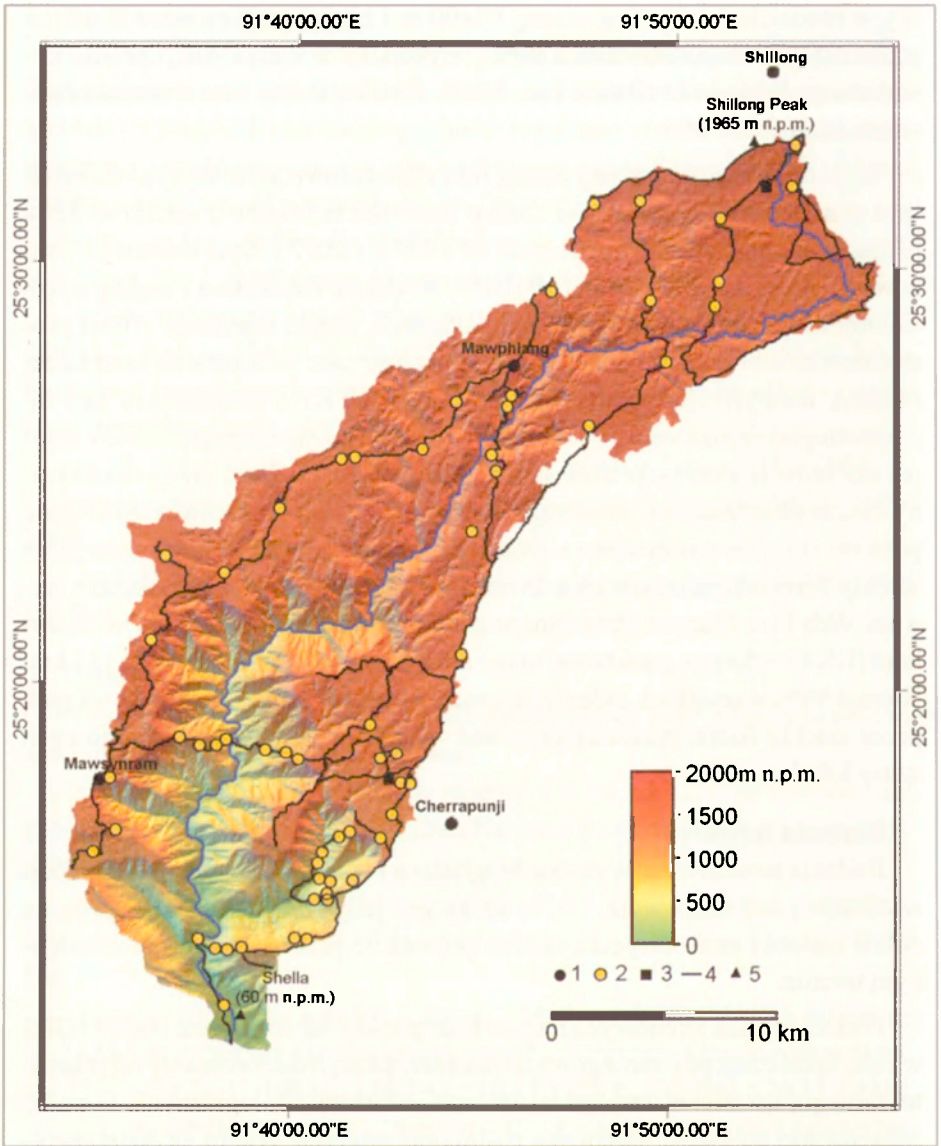
lity, o rozdzielczości przestrzennej 90x90 m i błędzie wysokości <10 m (na poziomie prawdopodobieństwa 90%), wykonany w czasie misji promu kosmicznego Endeavour (Rabus i in. 2003). Rozdzielczość przestrzenna odpowiada skali 1:250 000.

Współczesny przestrzenny zasięg rolnictwa żarowego na Wyżynie Meghalaya prześlędzono w oparciu o dane o pożarach uzyskane z satelitów Terra i Aqua, znajdujących się na orbitach od 1999 r. i 2002 r. Spektrometry Obrazowe Średniej Rozdzielczości (MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) zamontowane na ich pokładach, dzięki rejestracji emisji promieniowania w dwóch kanałach 21 i 22 w zakresie podczerwieni termalnej (4 mm), identyfikują otwarty pożar (~800–1000°K) o powierzchni 100 m² z prawdopodobieństwem 50% (Giglio i in. 2003). Duża rozdzielczość czasowa satelitów rejestrujących ten sam obszar globu co 1–2 dni oraz szerokokątny obszar obserwacyjny, obejmujący ~2340x2030 km, umożliwia monitoring pożarów w czasie rzeczywistym. Dobbwe dane o pożarach zarejestrowane przez satelity Terra i Aqua od stycznia do maja w latach 2003–2005 pozyskano z serwera Web Fire Mapper (<http://maps.geog.umd.edu/>) Uniwersytetu w Maryland (USA) w formie punktowej mapy o rozdzielczości przestrzennej 1x1 km. Niemal 99% wszystkich zidentyfikowanych pożarów było zarejestrowanych przez satelitę Astra, przelatującego nad wyżyną w godzinach południowych czasu lokalnego.

Badania terenowe

Badania terenowe na Wyżynie Meghalaya i w zlewni Umiew prowadzono w okresie pomonsunowym. Okres suchy jest jedynym, kiedy ze względu na dobre warunki atmosferyczne można prowadzić prace w tak trudno dostępnym terenie.

Podczas badań terenowych namierzono punkty odbiornikiem Garmin GPS w celu lokalizacji pól treningowych dla klasyfikacji nadzorowanej zdjęcia satelitarnego, uściślenia zasięgu lasów oraz jednostek litologicznych. Ponadto oszacowano wysokość sklepienia roślin oraz pokrycie gruntu na poszczególnych formach użytkowania terenu. W oparciu o mapy topograficzne, geologiczne i mapę nachyleń stoków wydzielono zespoły form rzeźby terenu, w celu powiązania ich z właściwościami gleb. Pobrano 70 prób gleby w zlewni Umiew do analiz fizyko-chemicznych. Zbadano szczegółowo dwa profile glebowe, reprezentujące typowe dla zlewni Umiew przykłady gleb zdegradowanych przez człowieka, porośniętych zbiorowiskami traw oraz zachowanych pod subtropikalnym lasem sosnowym (ryc. 2).



Ryc. 2. Zlewnia Umiew

1 – położenie stacji meteorologicznych, 2 – miejsca poboru prób gleby, 3 – położenie analizowanych profili glebowych, 4 – trasy kartowania zespołów form rzeźby terenu oraz weryfikacji użytkowania ziemi, 5 – punkty wysokościowe

The Umiew catchment

1 – location of meteorological stations, 2 – places of soil sampling, 3 – location of analysed soil profiles, 4 – itineraries of geomorphological survey and verification of land use, 5 – elevations

Metody historyczne

Analizę zmian środowiska przyrodniczego Wyżyny Meghalaya w ujęciu historycznym oparto głównie na źródłach pisanych i materiałach kartograficznych z XIX w. Są to opisy przyrodników badających florę tego obszaru, geologów wykonujących pierwsze mapy, dane ze spisów ludności i raporty administracji Brytyjskiej Kompanii Wschodnioindyjskiej. Bardzo skąpe dane archeologiczne oraz niewiele datowań radiowęglowych pozwalają jedynie na stwierdzenie pobytu człowieka na wyżynie od czasów prehistorycznych. Nieco więcej informacji przynoszą, nadal nieliczne, współczesne opracowania paleogeograficzne w skali regionalnej, zwłaszcza z zakresu zmian klimatu.

Metody gleboznawcze

Analizę składu granulometrycznego gleb wykonano metodą areometryczno-sitową (*Polski Komitet Normalizacyjny* 1998a, b). Odczyn gleby zmierzono metodą potencjometryczną w roztworze wodnym w proporcjach 5:1. Zawartość węgla organicznego oznaczono metodą Tiurina w modyfikacji Oleksynowej w Okręgowej Stacji Chemiczno-Rolniczej w Krakowie. Ciężar objętościowy gleby określono przy użyciu cylindrów Kopecky'ego o objętości 100 cm³, po wysuszeniu próbek w temperaturze 105°C. Połową pojemność wodną zmierzono przy ciśnieniu 0,33 atmosfery, w komorze niskociśnieniowej Richardsa w Zakładzie Gleboznawstwa Akademii Rolniczej w Krakowie. Barwę profili glebowych w stanie naturalnym oznaczono za pomocą skali barw Munsella.

Metody klimatologiczne i hydrologiczne

Rozkład przestrzenny opadu na Wyżynie Meghalaya interpolowano odręcznie ze względu na rzadką sieć stacji pomiarowych. Uwzględniono przy tym dotychczasowe opracowania map opadu (Sarma 2005 za WAPCOS 1993). Opad w zlewni Umiew interpolowano metodą odwrotnych odległości (średnia wagowa z wagą 2). Metoda odzwierciedla miejscowe zróżnicowanie interpolowanej powierzchni, a wpływ punktu pomiarowego maleje wraz ze wzrostem odległości.

Wielkość ewapotranspiracji potencjalnej (E_o) obliczono przy pomocy wzoru C.W. Thornthwaite'a (1948):

$$E_o = c \cdot ts^a$$

gdzie:

E_o – miesięczna ewapotranspiracja potencjalna (mm)

ts – średnia miesięczna temperatura powietrza (°C)

a, c – parametry uzależnione od wskaźnika cieplnego określonego w funkcji średnich miesięcznych temperatur oraz możliwego czasu usłonecznienia

Szczegółową analizę czasowej zmienności opadów wykonano w oparciu o stacje w Shillongu i Cherrapunji. Serie pomiarowe, zapoczątkowane jeszcze w drugiej połowie XIX w., mają najmniejsze przerwy w materiale pomiarowym (Shillong – 7 miesięcy, Cherrapunji – 3 lata i 4 miesiące). Braki uzupełniono korelując dane opadowe z Shillongu ze stacją w Mawphlang oraz Cherrapunji ze stacją w Mawsynram. Wieloletni przebieg opadów rocznych scharakteryzowano normalizując opady oraz obliczając współczynniki zmienności:

$$z = (x - x_s) \cdot s^{-1}$$

$$v = s \cdot x_s^{-1}$$

gdzie:

z – wartość znormalizowana

s – odchylenie standardowe

x_s – średnia arytmetyczna

x – wartość zmiennej

v – współczynnik zmienności

Wykorzystując paski pluwiograficzne dla stacji Shillong i Cherrapunji w latach 1999–2000 obliczono w przedziałach 15-minutowych opady, które potencjalnie mogą uruchomić proces erozji gleb (opady erozyjne). Przyjęto przy tym reguły dla najczęściej stosowanego uniwersalnego równania strat gleb (USLE – Universal Soil Loss Equation, Wischmeier, Smith 1978; Xie i in. 2002):

- jedna godzina bez deszczu oddziela od siebie dwa opady,
- opad poniżej 12,7 mm jest pomijany, chyba że spadło co najmniej 6,5 mm w ciągu 15 minut,
- średnie natężenie opadu powinno przekroczyć $2,4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
- maksymalne natężenie opadu z przedziału 30-minutowego powinno przekroczyć $13,3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$.

Szacunkowo, na podstawie zasięgu depozycji osadów na brzegu koryta, obliczono maksymalny przepływ w zlewni Umiew korzystając ze wzoru Chezy-Manninga:

$$Q = 1/n \cdot R^{1/6} \cdot A \cdot \sqrt{R \cdot I}$$

gdzie:

Q – przepływ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

n – współczynnik szorstkości Manninga

R – promień hydrauliczny (m)

A – pole powierzchni przekroju (m^2)

I – spadek zwierciadła wody (‰)

Metody GIS i teledetekcyjne

Geograficzne Systemy Informacyjne (GIS) i teledetekcja zostały potraktowane jako praktyczne narzędzia integrujące i uzupełniające, obok innych metod, proces oceny przemian środowiska przyrodniczego.

Do analiz GIS i integracji map, zdjęć satelitarnych, danych statystycznych oraz wyników analiz laboratoryjnych wykorzystano program ILWIS (Integrated Land Water Information System) w wersji 3.3, produkowany przez International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (1997) w Holandii.

Mapy topograficzne, geologiczne i glebowe zostały zeskanowane z rozdzielczością 300 dpi i rektyfikowane do odwzorowania uniwersalnego poprzecznego Merkatora (UTM – Universal Transverse Mercator) z elipsoidą odniesienia WGS84. Odwzorowanie to przyjęto dla wszystkich map i zdjęć satelitarnych analizowanych w systemie GIS.

Zasięgi obszarów leśnych, jednostek litologicznych i glebowych zostały zdigitalizowane i zapisane w formacie rastrowym z rozdzielczością przestrzenną 20x20 m w przypadku map w skalach 1:63 360 i 1:50 000 oraz 28,5x28,5 m w przypadku map w skalach 1:253 440 i 1:250 000. Zastosowane rozdzielczości przestrzenne nawiązują w przybliżeniu do wielkości pikseli na zdjęciach satelitarnych odpowiednio satelitów IRS-1D oraz Landsat TM i ETM+.

Wykorzystując mapy w skali 1:50 000 zdigitalizowano poziomicę co 20 m i wykonano numeryczny model wysokościowy terenu zlewni Umiew. Końcowy obraz wygładzono filtrem mediany, usuwającym wartości ekstremalne i zachowującym wyraźne granice rzeźby terenu oraz duże gradienty (Magnuszewski 1999). Wykonane mapy posłużyły do analizy zmian zalesienia i zaludnienia w przedziałach czasowych oraz w profilu wysokościowym zlewni Umiew.

Gęstość sieci rzecznej w zlewni Umiew obliczono dygitalizując sieć rzecznaną na mapach w skali 1:50 000 z zastosowaniem klasyfikacji Hortona-Strahlera. Przygotowano mapę odległości od cieków z buforem 200 m. Mapa została użyta do klasyfikacji form użytkowania ziemi w badanej zlewni.

Do klasyfikacji użytkowania ziemi w zlewni Umiew wykorzystano zdjęcie satelitarne satelity IRS-1D z listopada 1998 r. Rektyfikację zdjęcia do odwzorowania UTM z elipsoidą odniesienia WGS84 przeprowadzono w oparciu o 40 punktów kontrolnych, zlokalizowanych na mapie topograficznej w skali 1:25 000. Średni błąd kwadratowy nie przekroczył wielkości 1 piksela. Oryginalne zdjęcie przepróbkowano metodą najbliższego sąsiedztwa, w oparciu o transformację afiniczną, do rozmiaru piksela 20x20 m. W tej rozdzielczości zapisano wszystkie mapy numeryczne zlewni Umiew, a także obliczono wielkość erozji gleb.

W oparciu o kanały 2 i 3 zdjęcia satelity IRS-1D z listopada 1998 r. obliczono znormalizowany wskaźnik roślinności (NDVI) wzorem:

$$NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$$

gdzie:

NIR – zdjęcie w paśmie bliskiej podczerwieni

R – zdjęcie w paśmie czerwonym

Wysoka wartość wskaźnika koresponduje z gęstą pokrywą roślinną o intensywnej fotosyntezie i dużej biomacie. W celu usunięcia szumów otrzymany obraz przefiltrowano filtrem mediany. Mapa numeryczna z obliczonym wskaźnikiem posłużyła do klasyfikacji lasów w zlewni Umiew.

Zdjęcia wykonane w okresie suchym, między listopadem a lutym, przez satelitę Landsat ETM+ wykorzystano do oceny współczesnego pokrycia przez lasy Wyżyny Meghalaya, z wydzieleniem południowego skłonu. Przyjęto rok 2000 jako wspólną datę odniesienia dla wszystkich scen. Ze względu na zbliżone wartości odbicia wykonano jedynie korekcję atmosferyczną, poprzez odjęcie najciemniejszych pikseli w kanałach 3 i 4 (Ciołkosz, Kęsik 1989; Lille-sand i in. 2004). W technice tej zakłada się, że piksel o najmniejszej wartości w każdym paśmie ma w rzeczywistości wartość zero, a jego niezerowa wartość radiometryczna wynika z błędów, wywołanych wpływem atmosfery. Następnie połączono zdjęcia w poszczególnych kanałach, wykonując mozaiki i obliczono znormalizowany wskaźnik roślinności (NDVI). Otrzymany obraz przefiltrowano filtrem mediany w celu usunięcia szumów. Przyjęto wartość progową wskaźnika 0,3, jako wyznaczającą obszar zalesiony. Wartości wskaźnika powyżej 0,3 najlepiej oddają zasięg zbiorowisk leśnych w Meghalaya w sezonie zimowym (Roy, Joshi 2002). Kończącą mapę zgeneralizowano przy użyciu filtra większościowego.

Do wizualnej analizy dynamiki współczesnych procesów grawitacyjnych oraz zmian zasięgu wydobycia wapieni w dorzeczu Umiew, użyto sekwencji rektyfikowanych fragmentów scen satelity Landsat TM z lat 1987, 1988 i 1991, IRS-1A z roku 1989 i Landsat ETM+ z roku 1998. Wykonano barwne kompozycje FCC (*False Color Composite*) wykorzystując zdjęcia z kanałów 4, 3, 2 satelitów Landsat TM i ETM+ oraz zdjęcia z kanałów 1, 2, 3 satelity IRS-1A. Zdjęcia znormalizowano w poszczególnych kanałach, przyjmując jako odniesienie zdjęcie satelity Landsat TM z 1987 r., wzorem (Schowengerdt 1997):

$$GL = \sigma_{ref} \cdot \sigma^1 \cdot (DN - \mu) + \mu_{ref}$$

gdzie:

GL – znormalizowana wartość radiometryczna piksela

σ_{ref} – odchylenie standardowe zdjęcia odniesienia

σ – odchylenie standardowe zdjęcia normalizowanego

DN – wartość radiometryczna piksela przed normalizacją

μ – średnia wartość radiometryczna zdjęcia normalizowanego

μ_{ref} – średnia wartość radiometryczna zdjęcia odniesienia

Obliczenia statystyczne wykonano w arkuszu kalkulacyjnym Microsoft Excel, a wykresy w programie SigmaPlot.

1.4. STAN BADAŃ

Przełomowe znaczenie dla historii poznania środowiska przyrodniczego Wyżyny Meghalaya miały dwa fakty: opanowanie Bengalu w 1765 r. przez Brytyjską Kompanię Wschodnioindyjską oraz traktat pokojowy zawarty z Birma w 1824 r., oddający kompanii kontrolę nad Assamem wraz z doliną Brahmaputry (Syiemlieh 1989).

Pojawienie się pierwszych Brytyjczyków na wyżynie w 1824 r. dało początek badaniom jej środowiska. Za pierwszą publikację o charakterze naukowym można uznać artykuł H. Waltersa (1832). Autor, wędrując w 1828 r. przez wyżynę, wykreślił jej profil południkowy i dał opis użytkowania ziemi, zwracając uwagę na wylesione obszary. Wkrótce pojawiły się opracowania o charakterze geograficznym, uzupełniane obserwacjami zwyczajów ludności, informacjami o eksploatacji surowców mineralnych i wysokich opadach (Pemberton 1835; Yule 1842, 1844). Botanicy dali dokładny opis flory centralnej części wyżyny stwierdzając, że jest to obszar o największej bioróżnorodności w Indiach (Griffith 1847; Hooker 1854). Równolegle wykonano pierwsze mapy geologiczne Khasi i Jaintia Hills (Oldham 1854; Medlicott 1869). Wspólną cechą wymienionych publikacji było zwrócenie uwagi na zdegradowane gleby porośnięte zbiorowiskami traw oraz intensywną, chociaż rozproszoną eksploatacją surowców mineralnych – rud żelaza i wapieni. Stan wiedzy nie pozwalał wówczas na formułowanie hipotez o przyczynach degradacji środowiska, jednak liczne spostrzeżenia są ważnym punktem odniesienia dla rekonstrukcji historii zmian użytkowania ziemi tego obszaru.

Ustanowienie administracji brytyjskiej dało również początek cennym opracowaniom ilościowym dotyczącym importu i eksportu, rodzaju upraw, często na szerszym tle krajoznawczym (Mills 1853; Allen 1858; Hunter 1879). Pojawiły się pierwsze oficjalne spisy ludności (*Census of India* 1872). Od 1871 r. rozpoczęto regularne pomiary opadów m.in. na stacjach w Cherrapunji i Shillongu, zgodnie ze standardami Brytyjskiej Służby Meteorologicznej. Druga połowa XIX w. to także unikatowe studia o charakterze etnograficznym (Godwin-Austen 1872, 1873; Clarke 1874), uwieńczone monografią P.R.T. Gurdona (1907), która podsumowała stan wiedzy o ludności zamieszkującej Khasi Hills. Przegląd literatury z XIX w. kończy opracowanie R.D. Oldhama (1899) o trzęsieniu ziemi z 1897 r. w Indiach (tzw. *Great Indian Earthquake*), jakie dotknęło w największym stopniu południowy skłon Wyżyny Meghalaya.

Pierwsza połowa XX w. to długi zastój w geograficznych opracowaniach badanego obszaru. Z literatury przedwojennej można wymienić jedynie pracę doktorską S.P. Chatterjee (1936) o charakterze regionalnej monografii, napisaną pod kierunkiem prof. E. de Martonne'a, której skrót z uzupełnieniami pojawił się w 1968 r. w publikacji towarzyszącej Kongresowi Geograficznemu w Delhi (Chatterjee 1968). Wtedy po raz pierwszy użyto nazwy „meghalaya” (w sanskrycie „kraj chmur”), przyjętej potem dla nazwy stanu. W latach 40. ukazał się artykuł dotyczący, tzw. świętych lasów (*sacred forests*) Meghalaya, dokumentujący pozostałości reliktywnej flory w obrębie płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. (Bor 1942). Stanowiły one dowód, że teren wyżyny był kiedyś porośnięty naturalnym subtropikalnym wiecznie zielonym lasem.

Podział Indii w 1947 r. i ustanowienie u podnóża południowego skłonu wyżyny granicy państwowej z Bangladeszem, spowodował objęcie dokumentacji regionu (map topograficznych, geologicznych, zdjęć lotniczych, danych hydrologicznych) trwającymi do dziś restrykcjami udostępniania z przyczyn obronnych. W latach 60. nałożyła się na to niestabilność polityczna północno-wschodnich Indii, której efektem są 1–2-letnie braki w meteorologicznych seriach obserwacyjnych. Nie sprzyjało to prowadzeniu badań i w praktyce ograniczyło publikacje naukowe tylko do prac autorów indyjskich. Rozwijały się jedynie nauki geologiczne, co pozwoliło na opracowanie map w skali 1:63 360, uściślenie przebiegu uskoku oraz określenie wieku granitowych batolitów w oparciu o datowania izotopowe (Evans 1964; Mazumdar 1976, 1986; Ghosh i in. 1991; Das 1992).

Na początku lat 70. pojawiły się prace z zakresu geomorfologii. Podczas pierwszej wizyty w Meghalaya w 1969 r. L. Starkel (1972a) stwierdził, że zarówno wysokie opady jak i aktywne ruchy tektoniczne i litologia odgrywają istotną rolę we współczesnej ewolucji rzeźby południowego skłonu wyżyny w rejonie Cherrapunji. M.K. Bandyopadhy (1972) opisał cechy strukturalnie uwarunkowanej rzeźby powierzchni płaskowyżu i głębokich kanionów, rozciągających południową część Khasi Hills.

Utworzenie stanu Meghalaya i powstanie w 1973 r. uniwersytetu w Shillongu z kierunkami geografii, botaniki, historii i antropologii dało impuls do nowych badań. W latach 80. podjęto szczegółowe studia nad rolą rolnictwa żarowego (*jhum*) w degradacji ekosystemów leśnych (Toky, Ramakrishnan 1981, 1982, 1983a, b) oraz jego odmiany – systemu *bun* w wyższych wysokościach w okolicach Shillongu (Mishra, Ramakrishnan 1983a, b). Licznie reprezentowane są prace botaniczne i ekologiczne, poświęcone funkcjonowaniu ekosystemu zbiorowisk trawiastych (Ramakrishnan, Ram 1988; Pandey i in.

1993; Tripathi i in. 1995) i reliktywnej formacji świętych lasów (Rao i in. 1990; Khiewtam, Ramakrishnan 1993). W okresie jednego sezonu oceniono wyrwkowo wielkość spływu powierzchniowego i infiltracji na terenach zdegradowanych (Ram, Ramakrishnan 1988) oraz w subtropikalnym lesie (Khiewtam 1986). Wymienione prace pozwoliły na sformułowanie hipotezy o rolnictwie żarowym jako głównej przyczynie wylesienia i degradacji gleb w wyższych partiach Wyżyny Meghalaya (Ramakrishnan 1992). Zgodnie z tą hipotezą, wynikiem wzrastającej liczby ludności, było zmniejszenie powierzchni ziemi dostępnej pod uprawę. Wyjałowienie gleby w następstwie długotrwałej uprawy spowodowało, że wtórny las, który pojawiał się na opuszczonym z czasem przez rolnika polu nie dawał wystarczającej biomasy do spalania i użyznienia gleby. Skutkiem było stopniowe przekształcenie naturalnego lasu liściastego w formację traw z niewielkimi płatami wtórnego lasu sosnowego. Przedstawioną hipotezę wspiera fakt, że podobne formacje roślinne zaliczane do sawann występują w innych regionach północno-wschodnich Indii, w górach na pograniczu z Birmą oraz w Tajlandii i na Filipinach (Yadava 1990; Whitmore 1991). Genezę sawann w Azji Południowo-Wschodniej badacze powszechnie wiążą z wylesianiem na potrzeby rolnictwa żarowego, ponieważ występują one na obszarach wyżynnych zajętych pod uprawę (Kowal 1966; Ramakrishnan 1992).

Wraz z rozwojem technik teledetekcyjnych (Prokop 1999), zmiany powierzchni leśnej w Meghalaya stały się najczęściej ocenianym elementem użytkowania ziemi spośród wszystkich stanów Indii. Zainteresowanie badaczy wynikało zarówno z bogactwa florystycznego zbiorowisk roślinnych, jak i dużego udziału powierzchni leśnych. Lasy zajmują tylko 20,6% powierzchni Indii, z czego 2,3% znajduje się na wyżynie (FSI 2001). Pierwsze opracowania użytkowania ziemi wykorzystywały zdjęcia satelity Landsat MSS (*Department of Space...* 1983; *National Remote Sensing...* 1985). Począwszy od 1987 r., co dwa lata publikowane są przez Forest Survey of India raporty o powierzchni lasów, z podziałem na stany i mniejsze jednostki administracyjne, z wydzieleniem różnych stopni degradacji na mapach. Wszystkie raporty wskazują na stopniowy spadek powierzchni leśnych na wyżynie. S.P.S. Kushwaha (1991) ocenił stopień degradacji lasów w Khasi Hills oraz przedstawił możliwość identyfikacji obszarów rolnictwa żarowego w Garo Hills poprzez analizę cech teksturalnych zdjęć satelitarnych (Kushwaha i in. 1994). Podjęto również próby określenia bioróżnorodności i stopnia degradacji lasu, stosując miary m.in. fragmentacji lasu (Roy, Tomar 2000) oraz tendencji zmian użytkowania ziemi w latach 1980–1995 (Roy, Tomar 2001). Nowe podejście zaprezentowali P.S. Roy i P.K. Joshi (2002), stosując klasyfikację hybrydową zdjęć satelity IRS-1C WiFS (Wide Field Sensor), w rozdzielczości przestrzennej

188x188 m. Do wydzielenia form użytkowania ziemi posłużyły m.in. maksymalne wartości wskaźnika NDVI w czterech miesiącach pory suchej dla poszczególnych formacji roślinnych, kiedy różnice fenologiczne między nimi są największe.

Wyjątkiem na tle wymienionych badań, obejmujących duży obszar, jest niepublikowana praca doktorska S. Tomara (1998), opisująca zmiany użytkowania ziemi w zlewni Umiew w trzech przekrojach czasowych: 1966, 1989 i 1995 r., na tle zmian w Meghalaya. Analizę wykonano w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:50 000 oraz wizualną interpretację barwnych kompozycji FCC zdjęć satelity IRS-1A i Landsat TM. Wyniki potwierdziły spadek powierzchni leśnej w skali całego stanu, jednak w zlewni Umiew zanotowano jej wzrost o 10%.

Również w oparciu o zdjęcia satelitarne i lotnicze oraz badania terenowe wykonano mapy gleb całej wyżyny w skali 1:250 000, określając stan ich degradacji w powiązaniu z cechami fizycznymi i formą użytkowania ziemi (*Agriculture and Soil...* 1987; *Regional Office...* 1993).

Szczegółowe opracowania dotyczące południowego skłonu Wyżyny Meghalaya ograniczają się do łatwiej dostępnych okolic Cherrapunji. Należy tu wymienić prace L. Starkla (1989, 1996) o roli współczesnych procesów geomorfologicznych w kształtowaniu rzeźby nieodmłodzonej części płaskowyżu i znaczeniu tektoniki w odmładzaniu dolin rzecznych. Badając sąsiedni obszar, zagadnienie rozwoju rzeźby krasowej w obrębie formacji wapieni wieku eoceńskiego poruszył R.K. Rai (1991).

Na podkreślenie zasługują publikacje z zakresu hydrologii i erozji gleb, oparte o monitoring małych zlewni, w położonej na północnym skłonie wyżyny stacji Indian Council of Agricultural Research (ICAR) w Barapani (Sathapathy 1994–95, 1995–96, 1996). Natomiast bezpośrednio pomiary erozji ograniczyły się jedynie do pól uprawnych okolic Shillongu (Singh i in. 1981; Mishra, Ramakrishnan 1983a). Wyniki potwierdziły spostrzeżenia uzyskane ze zlewni eksperymentalnych w Barapani o dużych stratach gleby na polach użytkowanych rolniczo, sięgających $56 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. W 1998 r. podjęto badania nad erozją w obszarze zdegradowanym koło Cherrapunji. Wykorzystując metodę radioizotopów ^{137}Cs i $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Froehlich 2004b, c) stwierdzono tam bardzo niskie wartości erozji – ok. $2,1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$.

Mało miejsca poświęcono analizie opadów, odnotowując jedynie wysokie sumy roczne w Cherrapunji i Mawsynram (*WMO* 1986; Philemon 1995; O'Hare 1997). Dopiero w ramach współpracy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN z Department of Geography NEHU w Shillongu, R. Soja opracował dla kilku lat natężenia opadów w przedziałach kilkuminu-

towych (Starkel i in. 2002). Określono również tendencje i periodyczność opadu na wybranych stacjach w Meghalaya (Prokop, Walanus 2003). Najnowsze dane m.in. o użytkowaniu ziemi, opadach, rzeźbie oraz odpływie i erozji gleb na płaskowyżu w okolicach Cherrapunji przynosi monografia pod redakcją L. Starkla i S. Singha (2004). Opracowanie to wskazuje na równoległe występowanie procesów charakterystycznych dla klimatu monsunowego (pora deszczowa) i warunków pustynnych (pora sucha), które w wyniku długotrwałego użytkowania ziemi przez człowieka, doprowadziły do powstania nowego, stabilnego układu środowiska z wysokim wpływem powierzchniowym i minimalnym odprowadzaniem substancji mineralnych.

Kontynuacją badań było określenie mikromorfologicznych cech pokryw glebowych w okolicach Cherrapunji (Budek, Prokop 2005). Stwierdzono w profilach glebowych, że zarówno na obszarze lasu jak i traw dominuje proces brunatnienia. Wypełnienie porów powierzchniowego profilu gleby pod trawami nierozłożoną materią organiczną potwierdziło spostrzeżenia W. Froehlicha (2004a) o sprzyjających warunkach dla szybkiego formowania się nienasyconego spływu powierzchniowego na zdegradowanych glebach.

Środowisko przyrodnicze południowego skłonu Wyżyny Meghalaya nadal należy do słabo zbadanych. Złożyły się na to zarówno wspomniane przyczyny polityczne, jak i naturalne – trudno dostępny i słabo zaludniony teren. Dotychczasowe opracowania obejmowały stosunkowo niewielkie obszary (Starkel, Singh 2004) lub koncentrowały się na wybranych zagadnieniach z dziedziny ekologii systemów leśnych i trawiastych oraz udziału człowieka w ich degradacji (Ramakrishnan 1992). Większość opracowań użytkowania ziemi wykonana była w skalach przeglądowych, przy użyciu różnych technik pomiarowych i w oparciu o niejednolity materiał kartograficzny. Wobec trudności w dostępie do źródeł historycznych i map, skupiano się na analizie współczesnych procesów, pomijając stan środowiska z początku XIX w. Weryfikacji wymagają również dotychczasowe poglądy na rolę człowieka w degradacji obszaru o najwyższych na świecie opadach.

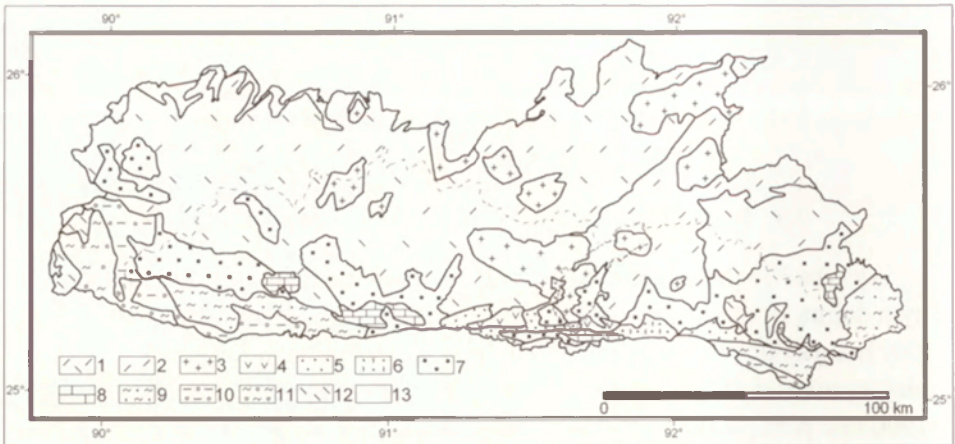
2. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE

2.1. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA TERENU

Wyżyna Meghalaya jest asymetrycznym zrębem tektonicznym, oddzielnym doliną Brahmaputry od Himalajów na północy i uskokiem Dauki od Niziny Bengalskiej na południu. Trzon wyżyny o charakterze płaskowyżu, o średniej wysokości 1500 m n.p.m. i z najwyższymi szczytami, przekraczającymi 1900 m n.p.m., budują prekambryjskie kwarcyty i gnejsy, w które wdarły się intruzje granitowe (Oldham 1854; Medlicott 1869; Mazumdar 1976, 1986; Ghosh i in. 1991, ryc. 3). Wyżyna była zrównywana w prekambrze, o czym świadczy zachowana peneplena ze śladami kilku cykli denudacyjnych (Chatterjee 1968; Mazumdar 1978). Podnoszenie zapoczątkowane w górnej jurze spowodowało wylewy bazaltów formujących trapy, których odsłonięcia widoczne są na południowej, stromej krawędzi wyżyny wzdłuż uskoku Dauki. Wypiętrzanie było nierównomierne. W kredzie i paleogenie trwała sedymentacja zalegających nadal niemal poziomo piaskowców, mułowców z wkładkami węgla o miąższości kilkuset metrów, przechodzących na południu w litoralną fację wapieni. W miocenie blok Jaintia Hills był już lądem, natomiast w zachodniej części Garo Hills i południowej części Khasi Hills nieprzerwanie była kontynuowana sedymentacja (GSI 1974; Mazumdar 1978). Brak znaczącej depozycji w pliocenie wskazuje, że w tym okresie rozpoczęła się główna faza podnoszenia wyżyny (Johnson, Alam 1991). Średnie tempo podnoszenia, zachodzącego nadal, szacowane jest na $2,5 \pm 1$ mm rok⁻¹ (Bilham, England 2001).

Wyniesienie płaskowyżu zmieniło układ sieci rzecznej odwadniającej przedpole Himalajów (Johnson, Alam 1991). Wyższa, centralna część wyżyny stała się działem wodnym między zlewniami Brahmaputry i Meghny. Podnosząca się południowa krawędź zaczęła być rozcinana wodami rzek spływających z płaskowyżu.

Równocześnie z wypiętrzaniem zrębu wyżyny zapadało się jej przedpole na Nizinie Bengalskiej, gdzie był deponowany materiał z erodowanych Himalajów i gór na pograniczu z Birmą oraz z samej wyżyny (Goodbread, Kuehl 1999). Wielkość depozycji od późnego mezozoiku sięga ok. 13–17 km, z czego większość przypada na neogen (Evans 1964). Miąższość osadów wzrasta w kierunku uskoku Dauki, co wskazuje na szybsze osiadanie północnej części zapadliska w rejonie Sylhetu (Worm i in. 1998; Goodbread, Kuehl 2000b).



Ryc. 3. Budowa geologiczna Wyżyny Meghalaya (zestawienie autora na podstawie *GSI* 1974; Mazumdar 1976, 1978, 1986). Linia przerywaną zaznaczono granice (dział wodny) południowego skłonu wyżyny wraz ze zlewnią Umiew

1 – kompleks gnejsów (archaik), 2 – grupa Shillongu – kwarcyty i fyllity (proterozoik), 3 – granity (proterozoik), 4 – trap Sylhetu – bazalty (jura), 5 – formacja Mahadek – piaskowce glaukonitowe (kreda), 6 – formacja Langpar – piaskowce wapienste z wkładkami iłów (paleocen), 7 – formacje Therria, Shella i Kopili – piaskowce (eocen), 8 – formacja Shella – wapienie (eocen), 9 – formacja Simsang (Barail) – mułowce z przekładkami piaskowca (oligocen), 10 – formacja Baghmara (Surma) – piaskowce i zlepienie (miocen), 11 – formacja Chengapara (Tipam) – mułowce i margle (pliocen), 12 – formacja Dupitila – ily, piaskowce i zlepienie (pliocen), 13 – aluwia

Geology of the Meghalaya Plateau (compiled by the author on the basis of *GSI* 1974; Mazumdar 1976, 1978, 1986). Dotted line indicates boundaries (water divide) of the southern slope of the Meghalaya Plateau and the Umiew catchment

1 – Gneissic Complex (Archaean), 2 – Shillong Group – quartzites and phyllites (Proterozoic), 3 – granites (Proterozoic), 4 – Sylhet Trap – basalts (Jurassic), 5 – Mahadek formation – glauconitic sandstones (Cretaceous), 6 – Langpar formation – calcareous sandstones and clays (Palaeocene), 7 – Therria, Shella and Kopili formations – sandstones (Eocene), 8 – Shella formation – limestones (Eocene), 9 – Simsang (Barail) formation – siltstones with alternations of sandstone (Oligocene), 10 – Baghmara (Surma) formation – sandstones and conglomerates (Miocene), 11 – Chengapara (Tipam) formation – siltstones and marls (Pliocene), 12 – Dupitila formation – clays, sandstones and conglomerates (Pliocene), 13 – alluvia

Duża skala ruchów pionowych i obecność licznych uskoków przesuwczych powoduje, że obszar wyżyny jest cały czas aktywny tektonicznie, co przejawia się licznymi trzęsieniami ziemi.

Budowa geologiczna zlewni Umiew nawiązuje do historii rozwoju południowego skłonu Wyżyny Meghalaya (ryc. 4). Zlewnia obejmuje fragment pagórkowatego płaskowyżu, w którym, w środkowym i dolnym biegu rzeki, wskutek stałego obniżania bazy, wycięty został głęboki kanion o przebiegu N–S (Starkel 1989, 1996). Natomiast w górnym biegu zachowała się nieodmłodzona dolina o małym spadku (Starkel 2003a; ryc. 5).

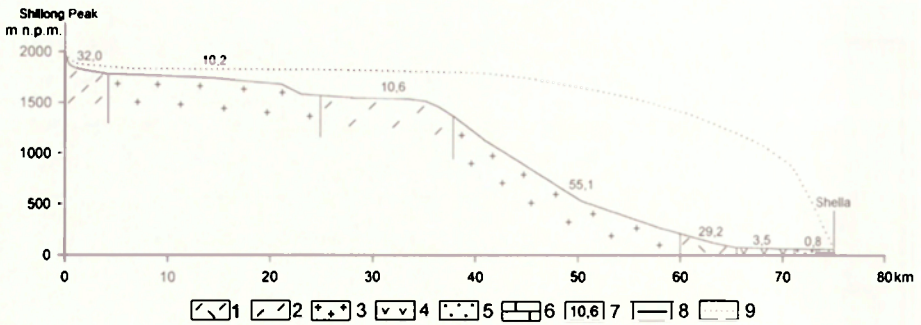


Ryc. 4. Budowa geologiczna zlewni Umiew (opracowanie autora na podstawie publikacji, materiałów rękopiśmiennych *GSI* i obserwacji własnych)

1 – kompleks gnejsów, 2 – grupa Shillongu – kwarcyty, 3 – grupa Shillongu – fyllity, 4 – granity, 5 – trap Sylhetu – bazalty, 6 – formacja Mahadek – zlepieńce, 7 – formacja Mahadek – piaskowce glaukonitowe, 8 – formacja Therria – piaskowce żelaziste, 9 – formacja Shella – piaskowce wapienste, 10 – formacja Shella – wapienie

Geology of the Umiew catchment (compiled by the author on the basis of papers, manuscripts of *GSI* and own survey)

1 – Gneissic Complex, 2 – Shillong Group – quartzites, 3 – Shillong Group – phyllites, 4 – granites, 5 – Sylhet Trap – basalts, 6 – Mahadek formation – conglomerates, 7 – Mahadek formation – glauconitic sandstones, 8 – Therria formation – ferruginous sandstones, 9 – Shella formation – calcareous sandstones, 10 – Shella formation – limestones



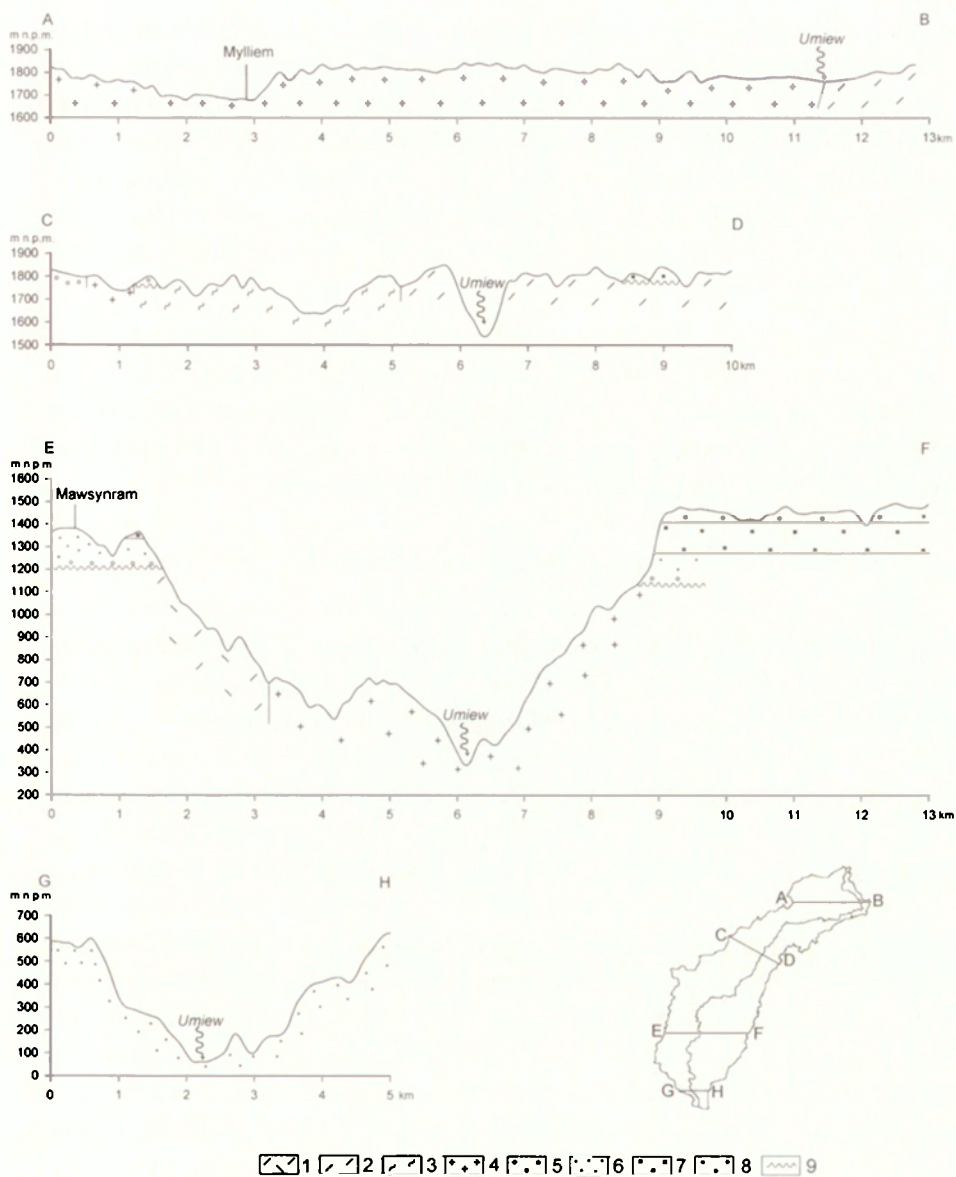
Ryc. 5. Przekrój podłużny zlewni Umiew

1 – kompleks gnejsów, 2 – grupa Shillongu – kwarcyty, 3 – granity, 4 – trap Sylhetu – bazalty, 5 – formacja Mahadek – piaskowce glaukonitowe, 6 – formacja Shella – wapienie, 7 – spadek rzeki (‰), 8 – profil podłużny koryta, 9 – profil podłużny działu wodnego

Longitudinal profile of the Umiew catchment

1 – Gneissic Complex, 2 – Shillong Group – quartzites, 3 – granites, 4 – Sylhet Trap – basalts, 5 – Mahadek formation – glauconitic sandstones, 6 – Shella formation – calcareous sandstones, 7 – river slope (‰), 8 – longitudinal profile of the river bed, 9 – longitudinal profile of the water divide

Litoliczne kontrasty i aktywność tektoniczna wpływają na energię rzeźby dorzecza Umiew (ryc. 6). Górna część zlewni ma rzeźbę dojrzałą, falistopagórkowatą, rozwiniętą na skałach metamorficznych i intruzji granitowej batolitu Myllem. W obrębie kwarcytów charakterystyczne są izolowane wzniesienia, osiągające ponad 1800 m n.p.m., z najwyższym szczytem Shillong Peak. W tej części zlewni zachowały się również spłaszczenia, które S.P. Chatterjee (1968) wiąże z poziomami zrównania. Najstarsze i najwyższe z nich, położone 1860–1920 m n.p.m., ma pochodzić z okresu istnienia lądu Gondwany. Na południu, obszar batolitu o powierzchni 40 km² tworzy obniżenie z zaokrąglonymi pagórkami i płytkimi nieodmłodzonymi dolinami. Płaskie i szerokie dna dolin sprzyjają rozwojowi meandrów i piaszczystych łach w korytach rzek. Odstonięcia w kamieniołomach ukazują resztki pokryw zwietrzelinowych o miąższości do kilkunastu metrów. W dalszym biegu Umiew przecina ponownie strefę kwarcytów, płynąc V-kształtną doliną o skalnym korycie. Docierając do największej intruzji granitowej Meghalaya – batolitu South Khasi, rzeka wcina się coraz głębiej w podłoże, tworząc kanion o stromych zboczach modelowanych przez procesy erozyjne i grawitacyjne. Górne krawędzie doliny, w najszerszym miejscu odległe od siebie o 6–8 km, tworzą pionowe ściany dwóch strukturalnych platform Mawsynram i Cherrapunji, zbudowanych z poziomo zalegających piaskowców wieku kredowo-paleoegńskiego. Nad ich powierzchnie wznosi się szereg eoceńskich stoliw wapiennych z rozwiniętymi zjawiskami krasowymi (Rai 1991). Izolowane kanionami płaty wyżynne o pagórkowatej rzeźbie i wysokościach względnych od 50 m



Ryc. 6. Przekroje geomorfologiczno-geologiczne przez zlewnię Umiew

1 – kompleks gnejsów, 2 – grupa Shillongu – kwarcyty, 3 – grupa Shillongu – fyllity, 4 – granity, 5 – formacja Mahadek – zlepieńce, 6 – formacja Mahadek – piaskowce glaukonitowe, 7 – formacja Therria – piaskowce żelaziste, 8 – formacja Shella – piaskowce wapienne, 9 – niezgodność

Geomorphological crosssections of the Umiew catchment

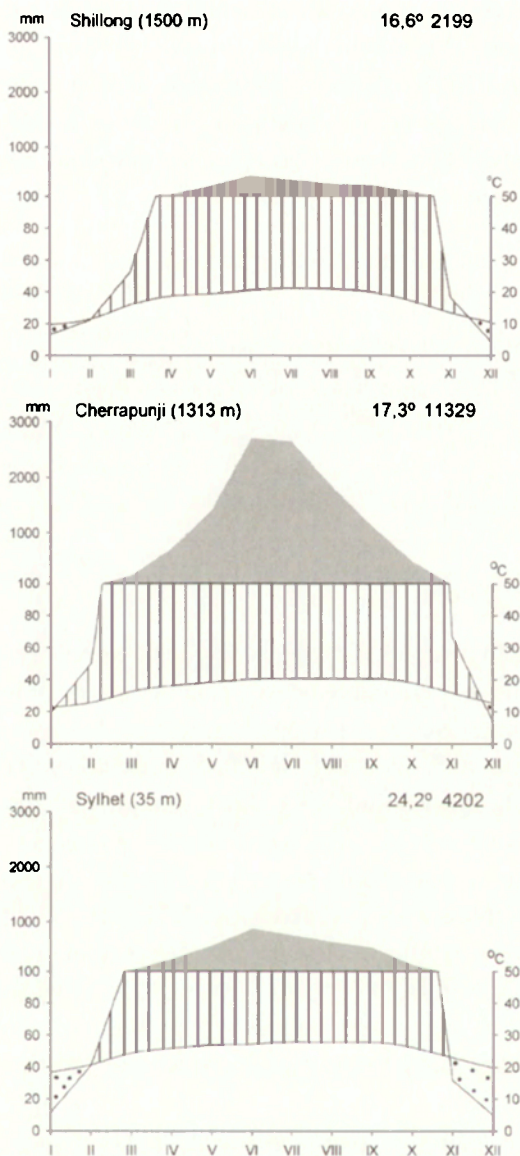
1 – Gneissic Complex, 2 – Shillong Group – quartzites, 3 – Shillong Group – phyllites, 4 – granites, 5 – Mahadek formation – conglomerates, 6 – Mahadek formation – glauconitic sandstones, 7 – Therria formation – ferruginous sandstones, 8 – Shella formation – calcareous sandstones, 9 – unconformity

na piaskowcach do 200 m w obrębie wzgórz wapiennych, rozcięte są płytkimi, płaskodennymi dolinami. Potoki stopniowo wcinają się w podłoże, aż do osiągnięcia odpornych piaskowców żelazistych formacji Therria, stanowiących lokalne bazy erozyjne na południowej krawędzi. Wyloty zawieszonych, niewielkich dolin kończą się wodospadami o wysokości 200–400 m, dając początek amfiteatralnym kanionom. Progi wodospadów i odcinki źródłowe kanionów cofane są stopniowo w górę biegu rzek na drodze erozji wstecznej (Starkel 1996).

Ujściowy odcinek Umiew w strefie uskoku Dauki o szerokości ok. 5 km ma charakter przełomu. Rzeka przedziera się wąską doliną przez odsłonięty trap bazaltowy oraz strefę piaskowców i wapieni zrzuconego skrzydła uskoku (Nag, Pal 1993). Osiągając Nizinę Bengalską, gdzie spadek rzeki nie przekracza 1‰, Umiew dzieli się na dwa ramiona i łączy z Surmą.

2.2. WARUNKI KLIMATYCZNE

Warunki klimatyczne Wyżyny Meghalaya kształtowane są przez cyrkulację monsunową. Decyduje ona o kierunku napływających mas powietrza: deszczowego monsonu południowo-zachodniego w lecie i suchego monsonu północno-wschodniego w zimie. Według klasyfikacji Köppena, podnóże południowego skłonu wyżyny znajduje się w klimacie tropikalnym monsunowym, z suchą zimą typu Am (Sylhet), natomiast wyższe partie w klimacie wilgotnym umiarkowanym, z suchą zimą typu Cwb (Cherrapunji i Shillong, ryc. 7). Wyniesienie wyżyny powoduje, że średnie roczne temperatury zmieniają się od 24°C u ujścia Umiew do 14°C na wysokości prawie 2000 m n.p.m. W najcieplejszym miesiącu lipcu średnie wieloletnie temperatury wszędzie przekraczają 20°C, natomiast w najchłodniejszym styczniu średnie temperatury w szczytowych partiach spadają poniżej 10°C. Na wyższych wysokościach oraz w obniżeniach inwersyjnych, prawie co roku notowane są przygruntowe przymrozki i raz na kilkanaście lat niewielkie opady śniegu. Sezon wegetacyjny, wyrażony średnią miesięczną temperaturą powyżej 5°C, trwa cały rok. Latem większość dni ma maksymalne zachmurzenie, niemal w każdym dniu notowany jest opad, a wilgotność względna przekracza 80% w Shillongu i 90% w Cherrapunji. Duże zachmurzenie na stacji Cherrapunji powoduje, że średnie miesięczne temperatury od kwietnia do sierpnia są niższe w porównaniu z leżącym 200 m wyżej Shillongiem. Można wnioskować, że średnia roczna temperatura w Cherrapunji (a tym samym na większym obszarze południowego skłonu wyżyny) może być o 0,2–0,3°C niższa niż wynikałoby to z gradientu wilgotnościadiabatyicznego.



Ryc. 7. Klimogramy Waltera dla stacji wokół zlewni Umiew. Dane za okres 1901–2000

1 – okres suchy, 2 – okres wilgotny, 3 – średnie miesięczne opady powyżej 100 mm (skala zmniejszona)

Walter's climate diagrams for stations around the Umiew catchment. Data for the period 1901–2001

1 – dry period, 2 – humid period, 3 – monthly average rainfall above 100 mm (scale reduced)

Największa liczba dni ze słońcem (w Shillongu ok. 1800 godzin rocznie) przypada na miesiące zimowe, kiedy cały region znajduje się pod wpływem suchych mas powietrza. Wskaźnik suchości (ARI) informuje (tab. 1), że na przeważającym obszarze zlewni przez 4–5 miesięcy (listopad-luty/marzec) ewapotranspiracja potencjalna (*E_{to}*) przekracza wysokość opadu (Thornthwaite 1948). Jedynie na stacji Cherrapunji okres ten jest skrócony do dwóch miesięcy – grudnia i stycznia.

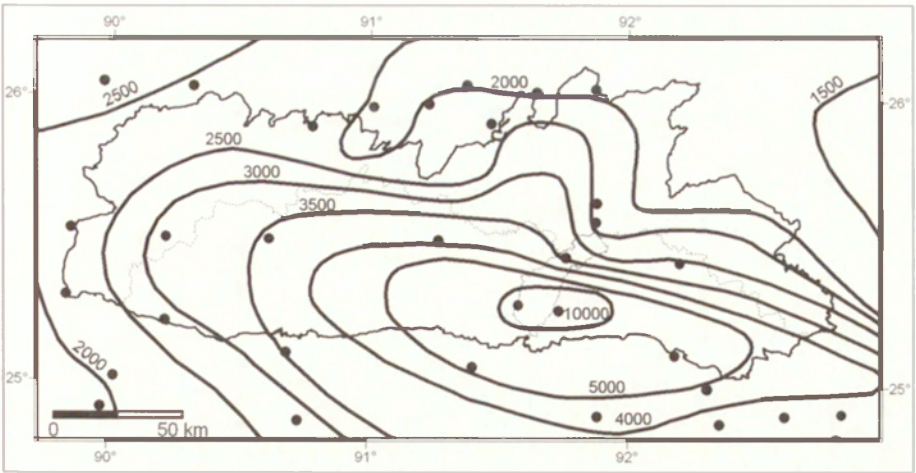
Tabela 1. Wybrane średnie roczne charakterystyki klimatu i wskaźniki klimatyczne dla stacji w okolicach zlewni Umiew w latach 1901–2000 (objaśnienia w tekście)

Stacja	Wysokość (m n.p.m.)	Temperatura (°C)	Opad (mm)	Ewapotranspiracja potencjalna <i>E_{to}</i> (mm)	Wskaźnik suchości ARI (miesiące)
Shillong	1500	16,6	2198,5	774,6	5
Mawphlang	1840		3506,5		
Cherrapunji	1313	17,3	11329,1	794,4	2
Mawsynram*	1420		11882,2		
Sylhet	35	24,2	4202,1	1309,3	4

*średnie za lata 1940–2000

W przebiegu rocznym opadów możemy wyróżnić cztery sezony (Rao 1981): zimowy (styczeń–luty), przedmonsunowy (marzec–maj), monsunowy (czerwiec–wrzesień) i pomonsunowy (listopad–grudzień). Różny czas trwania sezonów wynika ze średnich dat nadejścia (ok. 1 czerwca) i wycofania się (między 1 a 15 października) południowo-zachodniego monsunu na Wyżynie Meghalaya. W skrajnych przypadkach monsun może nadejść, w danym roku, nawet dwa tygodnie wcześniej lub później w stosunku do średniej daty jego początku. Na okres monsunowy przypada ok. 70% rocznych opadów. Stosunkowo duże opady występują również w okresie przedmonsunowym, kiedy spada 20% sumy rocznej. Są to deszcze typowe dla północno-wschodnich Indii, tzw. *mango rains*, związane z intensywną działalnością cyklonalną, jaka rozwija się nad Zatoką Bengalską (Pant, Rupa Kumar 1997).

Położenie wyżyny na drodze południowo-zachodniego monsunu modyfikuje przestrzenny rozkład opadów w skali mezoklimatycznej (ryc. 8). Południowy skłon ma zawsze wyższe roczne sumy opadów (3000–12000 mm) niż północny (poniżej 3000 mm). Jego zachodnia część – Garo Hills, z oddalonymi od podnóża wyżyny o 30 km najwyższymi wzniesieniami, sięgającymi 1400 m n.p.m., notuje opad roczny poniżej 4000 mm. Centralna i wschodnia część płaskowyżu w Khasi i Jaintia Hills, gdzie krawędź wyżyny jest podniesiona najwyżej do 1200–1400 m n.p.m., otrzymuje ekstremalnie wysokie opady, sięgające średnio 10 000–12 000 mm rocznie w Cherrapunji i Mawsynram.

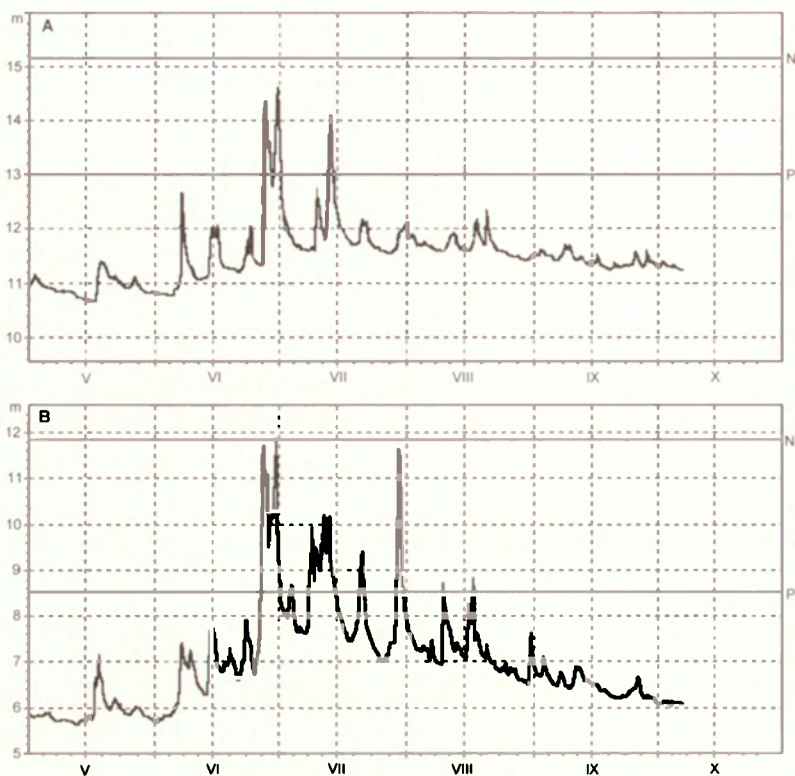


Ryc. 8. Rozkład średnich wieloletnich sum opadu na Wyżynie Meghalaya (wartości izohiet w mm). Linia przerywaną zaznaczono granice (dział wodny) południowego skłonu wyżyny wraz ze zlewnią Umiew, punkty wskazują stacje opadowe wzięte pod uwagę w czasie interpolacji

Multiannual average rainfall distribution in the Meghalaya Plateau (isohyets in mm). Dotted line indicates boundaries (water divide) of the southern slope of the Meghalaya Plateau and the Umiew catchment, points indicate rainfall stations considered during interpolation

2.3. WODY

Reżim hydrologiczny południowego skłonu wyżyny wraz ze zlewnią Umiew jest odbiciem sezonowości klimatu monsunowego. Nie ma publikowanych danych pomiarowych o stanach wody i przepływach dla wyżyny po stronie indyjskiej. Pomocą mogą być wykresy stanów wód największych rzek u podnóża południowego skłonu, publikowane przez Flood Forecasting and Warning Center w Bangladeszu (FFWC 2003; ryc. 9). Środkowo-zachodnią część południowego skłonu odwadniają dwie największe rzeki Wyżyny Meghalaya – Jadukata i Someswari o powierzchniach dorzeczy odpowiednio 2513 km² i 2134 km² (por. ryc. 1). Pozostałe rzeki są znacznie mniejsze, o zlewniach obejmujących kilkaset kilometrów kwadratowych. Przebieg stanów wody u ujścia Jadukaty w Laurergorh dobrze charakteryzuje reżim hydrologiczny rzek odwadniających część płaskowyżu, otrzymującego ekstremalne opady, w tym Umiew. Począwszy od wiosny, stany wody ulegają coraz większym wahaniom wskutek opadów, związanych z aktywną działalnością cyklonalną. Wraz z nadejściem monsunu południowo-zachodniego, na przełomie maja i czerwca, stany wody stopniowo się podnoszą i są wyższe średnio o ok. 1 m w stosunku do okresu zimowego. Jest to wynikiem niemal codziennych wysokich opadów na wyżynie. Pojawiają się kilkudniowe okresy wezbrań sprzyjające



Ryc. 9. Stany wody u ujścia rzek odwadniających południowy skłón Wyżyny Meghalaya między majem a październikiem 2003 r. (*FFWC 2003* – uproszczone, por. ryc. 1) A – przekrój wodowskazowy Durgapur na Someswari, B – przekrój wodowskazowy Laurerghor na Jadukacie, P – poziom powodziowy, N – najwyższy zanotowany poziom wody

Water levels at the river mouth at the base of the southern slope of the Meghalaya Plateau between May and October 2003 (*FFWC 2003* – simplified, cf. Fig. 1)

A – gauging station Durgapur on the Someswari river, B – gauging station Laurerghor on the Jadukata river, P – flood level, N – highest recorded water level

dużym wahaniom stanów wody rzędu 2–3 m. W zależności od przebiegu sezonu monsunowego, zdarzają się jeszcze wtórne maksima we wrześniu i październiku. Podniesienie poziomu wody u ujścia rzek o 3–4 m, w stosunku do okresu zimowego, jest granicą stanu powodziowego. Przekroczenie poziomu o 5–6 m wskazuje na osiągnięcie maksymalnych stanów wody w dorzeczu Brahmaputry i Meghny na Nizinie Bengalskiej (Dhar, Nandargi 2000; *FFWC 2003*). Wysokie stany wód w sezonie monsunowym pozwalają na wykorzystanie ujściowych odcinków rzek w celach nawigacyjnych. W Garo Hills Someswari jest żeglowna na długości 30 km w głąb wyżyny, w Khasi i Jaintia Hills odcinki żeglowne są krótsze, od 3 do 5 km, ze względu na szybciej ro-

snące spadki w górę biegu rzek. Od końca sezonu monsunowego, przypadającego na połowę października, stany wody stają się bardziej wyrównane i łagodnie maleją, wraz ze stopniowym wyczerpywaniem się zbiorników wód gruntowych, osiągając minimum pod koniec marca. Już w 2–3 tygodnie od zakończenia sezonu monsunowego zaczynają zamierać naziemne części traw porastających płaskowyż na południowym skłonie, m.in. w rejonie Cherrapunji i Mawsynram. Obszar o olbrzymich nadwyżkach opadu staje się bardzo szybko obszarem o deficycie wody, utrzymującym się przez całą zimę do marca.

Podobnie jak wszystkie rzeki wyżyny, Umiew ma deszczowo-gruntowy reżim zasilania, z wyraźnym maksimum w sezonie letnim. Na podstawie osadów złożonych na brzegu u ujścia Umiew w profilu Shella można określić zakres wahań stanów wody na 4 m, maksymalnie do 6 m, przy szerokości skalnego koryta ok. 180 m. Wskazuje to na maksymalne przepływy rzędu 2000–3000 m³·s⁻¹, szacowane wzorem Chezy-Manninga. Spływ jednostkowy może sięgać w takich warunkach średnio 4–6 m³·s⁻¹·km⁻². W sezonie zimowym obserwowane przepływy u ujścia Umiew nie przekraczały 10 m³·s⁻¹.

Jedynie, szacunkowe pomiary przepływu w zlewni Maw-ki Syiem koło Cherrapunji (w odległości 0,5 km od granic Umiew), o powierzchni 22 ha, wskazują na maksymalne przepływy 20–25 m³·s⁻¹, przy stanach wody przekraczających 2 m. W czasie tak gwałtownych i krótkotrwałych wezbrań spływ jednostkowy osiąga nawet 100 m³·s⁻¹·km⁻² (Soja i in. 2004). Najniższe przepływy w tej samej zlewni w sezonie suchym spadają poniżej 0,002 m³·s⁻¹ (Soja i in. 2004). Równie szybko reagują ciekły małych zlewni w całym dorzeczu Umiew, co jest typowe dla obszarów tropikalnych, ze stromymi stokami porośniętymi lasem, gdzie wysokie współczynniki odpływu sięgają 40% (Dykes, Thornes 2000).

Szybkie krążenie wód świadczy o małej retencyjności zlewni Umiew. Niewielka retencyjność wynika z dużej gęstości sieci rzecznej od 6–10 km·km⁻², przekraczającej w środkowej części zlewni 10 km·km⁻². Gęstość pomierzona w terenie w zlewni Maw-ki Syiem koło Cherrapunji przekracza 15 km·km⁻² (Starkel 2004a). Jednak ciekły pierwszego i drugiego rzędu w klasyfikacji Horton-Strahlera są wypełniane wodą jedynie w czasie większych opadów.

Dodatkowo na znacznym obszarze zlewni Umiew o stromych stokach, nieprzepuszczalnym bruku i licznych wychodniach skalnych, istnieją sprzyjające warunki dla szybkiego formowania się spływu powierzchniowego. W zlewni Maw-ki Syiem, w czasie intensywnych opadów spływ powierzchniowy formuje się natychmiast na wychodniach skalnych i może bezpośrednio zasilać gęstą sieć rzeczna. Powierzchnie stoków, okryte kamiennym brukiem o średniej miąższości ok. 15 cm, sprzyjają płytkiej infiltracji i powstawaniu spływu

nienasyconego oraz śródpokrywowego na granicy bruku i resztek zachowanych pokryw zwietrzelinowych. Infiltracja w głębsze partie pokryw zwietrzelinowych oraz zbiorniki wód podziemnych powstałe na uskokach tektonicznych umożliwia zasilanie gruntowe, istotne zwłaszcza w okresie zimowym. Pokłady wapieni, o powierzchni ok. 6 km², zalegają głównie w ujściowym odcinku Umiew, dlatego zjawiska krasowe nie odgrywają istotnej roli w krążeniu wód w badanej zlewni.

Wysokie opady i szybki spływ powierzchniowy sprzyjają gwałtownym wezbraniom, jednak poza terenami zurbanizowanymi nie są notowane większe straty powodziowe. W górnych, nieodmłodzonych odcinkach rzek obszary zalewowe są wykorzystywane pod uprawy ryżu, gdzie wezbrania są nieodłącznym i pożądanym elementem systemu uprawy. Pod osadnictwo zajmowane są wyżej położone tereny na stokach. W środkowych i dolnych biegach rzek koryta są wystarczająco głęboko wcięte, aby pomieścić wody wezbraniowe. Dopiero nisko położone obszary u wylotu rzek odwadniających południowy skłon wyżyny narażone są na podtopienia, czemu dodatkowo sprzyja płytko zalegające zwierciadło wód gruntowych.

2.4. GLEBY

Gleby południowego skłonu Wyżyny Meghalaya należą do trzech grup: czerwono-żółtych zbielicowanych i czerwono-brunatnych laterytowych (Ultisole), szarobrunatnych zbielicowanych (Alfisole) oraz brunatnych kwaśnych (Inceptisole) (*Soil Survey Staff* 1975; *Agriculture and Soil...* 1987). W naturalnych warunkach pod pokrywą lasu są to gleby kwaśne o pH poniżej 5,5 i dużej (do 9%) zawartości materii organicznej w poziomie próchnicznym A. Budowa profili glebowych jest typowa dla klimatów ciepłych i wilgotnych. Warunki klimatyczne sprzyjają intensywnemu wietrzeniu, wymywaniu frakcji ilastej oraz związków alkalicznych z górnych poziomów i wmywaniu ich do poziomów niżej zalegających.

Na pagórkowatym płaskowyżu miąższość pokryw zwietrzelinowych przyrasta wraz z odległością od jego południowej krawędzi. W centralnej części wyżyny, stare skały prekambryjskie wylewne i metamorficzne okryte są pokrywami zwietrzelinowymi o miąższości kilkunastu metrów, które powstawały przez długi czas w stabilnych warunkach. Gleby bliżej krawędzi płaskowyżu, rozwinięte na skałach osadowych – piaskowcach i wapieniach, są słabiej wykształcone i płytsze, miejscami szkieletowe.

W kanionach rozcinających płaskowyż zróżnicowanie gleb nawiązuje do kateny stokowej. Pionowe ściany skalne są źródłem dostawy materiału z odpadania dla płytkich Alfisoli i Inceptisoli, okrywających niżej stoki usypisko-

we, porośnięte lasem. Stosunkowo miększe gleby, z większą zawartością frakcji ilastej, zalegają miejscami na lokalnych spłaszczeniach i w bardzo wąskiej, nieciągłej strefie podnóży zboczy kanionu.

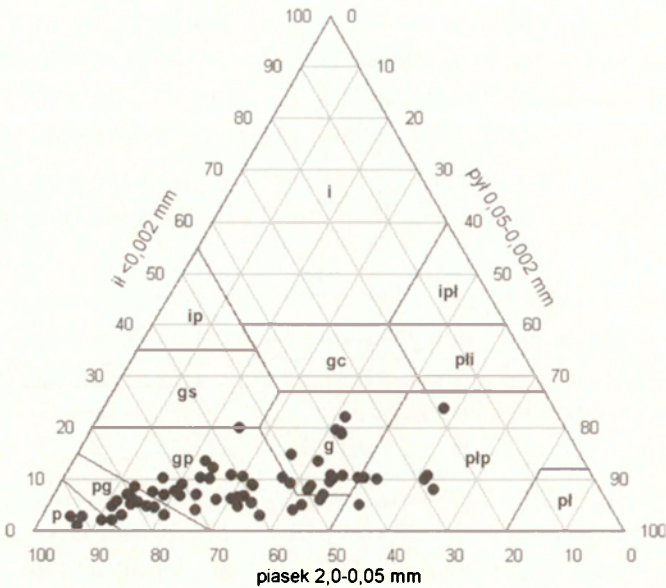
Podnóża wyżyny w ujściowych odcinkach większych rzek zajmują stożki aluwialne, których gleby również zalicza się do Alfisoli i Inceptisoli. Są to najczęściej gliny z domieszką materiału grubszego, transportowanego przez rzeki.

Działalność człowieka spowodowała znaczące przeobrażenia opisanych przestrzennych zależności. Dlatego na pagórkowatym płaskowyżu, w wielu miejscach, profile glebowe zostały ogłowione aż do cokołu skalnego, w wyniku czego pokrywa glebowa jest nieciągła.

Zakres analiz cech fizycznych i chemicznych gleb zlewni Umiew zdeteminowany był wymogami założonego modelu erozji. Na erozję najbardziej narażona jest powierzchniowa warstwa gleby o miąższości kilku centymetrów. Dla określenia dopuszczalnej wielkości strat gleb na danym obszarze istotne znaczenie ma również miąższość profili glebowych.

Analizowane poziomy powierzchniowe pod względem cech teksturalnych, należą do pięciu podstawowych grup granulometrycznych: piasków, piasków gliniastych, glin piaszczystych; rzadziej glin i pyłów piaszczystych, w dnach płaskodennych nieodmłodzonych dolin (ryc. 10). Wszystkie gleby są kwaśne o pH 3,3–5,9. Zawartość materii organicznej waha się od 0,8% na terenach porośniętych zbiorowiskami traw do 8,5% w lasach.

Północna część zlewni, położona w strefie występowania kwarcytów i granitów, pokryta jest starymi pokrywami zwietrzelinowymi, z dobrze wykształconymi profilami glebowymi o miąższości do 2 m (ryc. 11A). Gleby zalicza się do płowych – typ Hapludalf (Alfisol), lub czerwono i żółtoziemów – typ Hapludalt (Ultisol), z wyraźnie wykształconym poziomem wmywania Bt. Poziomy podpowierzchniowe są zazwyczaj szarobrazowe, żółte lub czerwone wskutek akumulacji tlenków żelaza i glinu. Duże różnice w składzie granulometrycznym zauważalne są w obrębie tych samych jednostek litologicznych. Zaokrąglone wzniesienia w obrębie pagórkowatej wyżyny pokryte są glinami piaszczystymi. Dna dolin wyściela drobniejszy materiał, gliny o większych pojemnościach wodnych. Gleby te są dobrze zdrenowane, z natury kwaśne (pH 4–5), o dużej (powyżej 5%) zawartości materii organicznej w powierzchniowym poziomie. W warunkach wysokich opadów i regularnego nawadniania są to gleby żyzne i najczęściej wykorzystywane pod intensywną uprawę ryżu w dolinach i roślin okopowych na stokach (*Agriculture and Soil...* 1987). Na podłożu granitowym, gleby zazwyczaj są płytsze (do 50 cm), pozbawione górnych poziomów, a w skrajnych przypadkach ogłowione do cokołu skalnego.

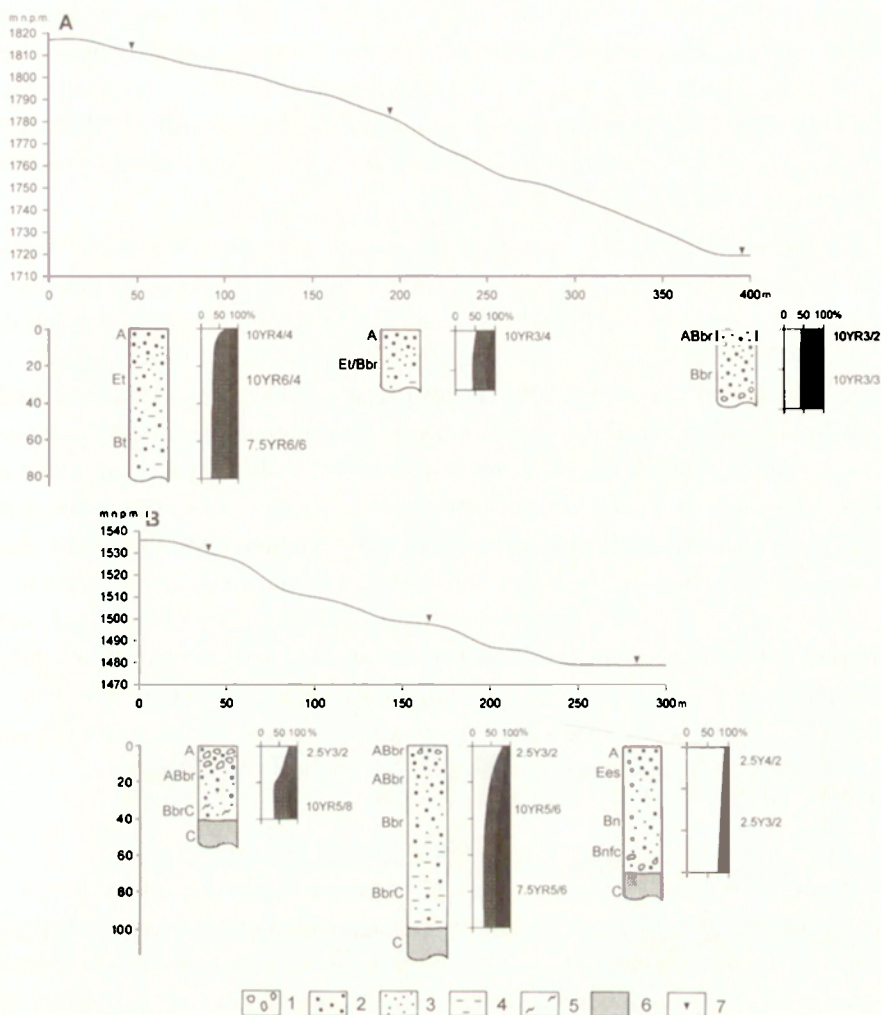


Ryc. 10. Uziarnienie (%) powierzchniowych poziomów glebowych z wyłączeniem części szkieletowych w zlewni Umiew. Grupy granulometryczne: p – piasek, pg – piasek gliniasty, gp – glina piaszczysta, g – glina, gs – glina średnia, gc – glina ciężka, ptp – pył piaszczysty, pl – pył, pti – pył ilasty, ip – ił piaszczysty, i – ił, ipl – ił pylasty

Grain size composition (%) of the surface soil layers without skeletal particles (>2 mm) in the Umiew catchment. Textural classes: p – sand, pg – loamy sand, gp – sandy loam, g – loam, gs – sandy clay loam, gc – clay loam, ptp – silty loam, pl – silt, pti – silty clay loam, ip – sandy clay, i – clay, ipl – silty clay

go. Udział frakcji szkieletowej może miejscami wzrosnąć nawet do 15%, a zawartość materii organicznej, z wyjątkiem dcn dolin, spada poniżej 3%.

Gleby rozwinięte na młodszym kompleksie skał osadowych – piaskowcach i wapieniach, charakteryzują się małą miąższością 30–50 cm, jedynie lokalnie sięgającą 1 m (ryc. 11B). Są to gleby brunatne kwaśne należące do typu Dystrochrept (Inceptisole). Powierzchnia gleb ma charakter słabo przepuszczalnego bruku o średniej miąższości 15 cm, okrywającego zarówno wierzchołki jak i stoki. Dominuje uziarnienie piasków gliniastych i glin piaszczystych z udziałem frakcji szkieletowej przekraczającym 60%. Na powierzchni często występują głazy nawet o średnicy 1 m. Duży udział szkieletu powoduje, że w porównaniu do gleb rozwiniętych na kwarcytach i granitach, mają one zdecydowanie niższe pojemności wodne. Niski odczyn pH, około 5, związany jest ze skałą macierzystą – gruboziarnistym piaskowcem, jak również okresowo przemysłowym typem gospodarki wodnej w glebie. Rdzawo-brunatna barwa gleby jest wynikiem silnego wietrzenia piaskowca i wytrącania się tlenków żelaza. Zawartość materii organicznej waha się od 2% na terenach



Ryc. 11. Profile glebowe w zlewni Umiew (por. lokalizacja profili ryc. 2)

A – profile w obrębie starych pokryw zwietrzelinowych na kwarcytach porośniętych lasem sosnowym na południe od Shillongu, B – profile na piaskowcach porośniętych zbiorowiskami traw koło Cherrapunji. 1 – szkielet, 2 – piasek, 3 – pył, 4 – il, 5 – wkładki węgla kamiennego, 6 – skała macierzysta, 7 – położenie profilów. Wykresy przedstawiają procentową zawartość piasku (kolor biały), pyłu (szary) i łu (czarny) z wyłączeniem frakcji szkieletowej przedstawionej graficznie. Barwa w skali Munsella

Soil profiles in the Umiew catchment (cf. soil profiles location Fig. 2)
 A – profiles within old weathered covers on quartzites under pine forest, south of Shillong, B – profiles on sandstones under grass community, near Cherrapunji; 1 – coarse fragments (>2 mm), 2 – sand, 3 – loam, 4 – clay, 5 – coal layer, 6 – parent rock, 7 – profile location. Graphs show percentage content of sand (white colour), loam (grey), clay (black). Soil colours are in Munsell scale

porośniętych zbiorowiskami traw, do ponad 5% w subtropikalnym lesie liściastym. W dnach dolin, okresowo podtapianych, niższe poziomy noszą ślady oglejenia. Gleby te na ogół nie są użytkowane rolniczo, z wyjątkiem niewielkich ogródków przydomowych i ekstensywnego wypasu na obszarach porośniętych zbiorowiskami traw. Lokalnie teren zajęty jest pod odkrywkowe wydobycie wapieni i węgla kamiennego.

Na stromych zboczach kanionów miąższość gleb nie przekracza 50 cm, a na lokalnych spłaszczeniach może sięgać 1 m. Przeważają gliny piaszczyste, z frakcją szkieletową przekraczającą 15%. Gleby te należą najczęściej do brunatnych kwaśnych – typu *Dystrochrept* (*Inceptisole*) i płowych – typu *Hapludalf* (*Alfisol*). Na powierzchni zboczy często występują bloki skalne o średnicy do kilku metrów. Bloki pochodzą zarówno z odpadania z nadległych pionowych ścian zbudowanych z piaskowców żelazistych, jak i odsłonięcia niezwiędniętych fragmentów skał podłoża w wyniku erozji i procesów grawitacyjnych na stromych zboczach. Wiązą się z tym niejednorodne cechy skały macierzystej, biorącej udział w procesie pedogenezy i duża heterogeniczność pojemności infiltracyjnej, typowa dla obszarów tropikalnych (Dykes, Thornes 2000). Wyjątkiem są odsłonięcia starszych utworów – bazaltów i gnejsów, gdzie dominują gliny o dużych pojemnościach wodnych, przekraczających 40%. W niższych wysokościach, wykorzystywane są one pod wieloletnie plantacje sadów pomarańczowych i palmy areki (*Areca catechu*).

2.5. ROŚLINNOŚĆ

Wyżyna Meghalaya, pomimo dużego zróżnicowania warunków termicznych z wysokością, nie ma wyraźnie wykształconych pięter roślinnych. Wpływ na to ma zbyt mały maszyn wyżyny. Duże zachmurzenie i wysokie opady w lecie dodatkowo modyfikują warunki termiczno-wilgotnościowe w centralnej części południowego skłonu.

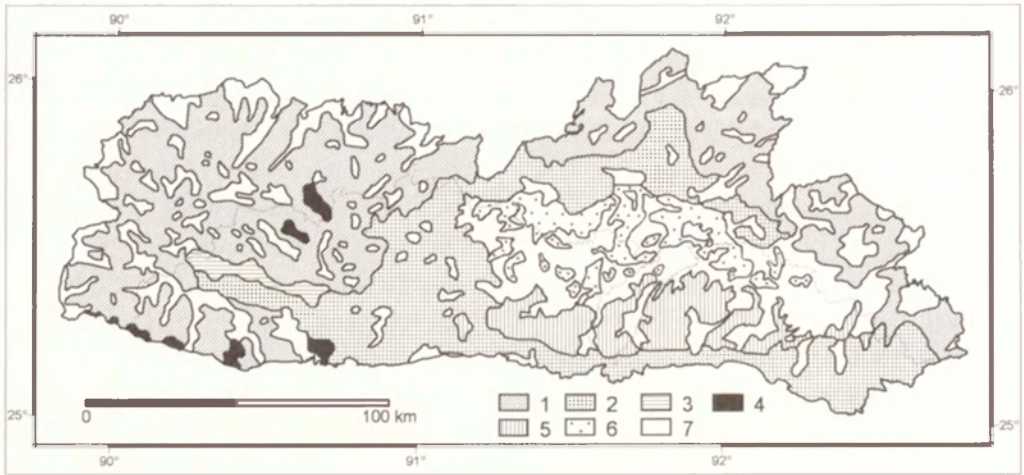
Lasy stanowią główną formę pokrycia terenu na Wyżynie Meghalaya (FSI 2001). Jedynie tropikalne i subtropikalne wiecznie zielone lasy liściaste oraz lasy z dominującym gatunkiem drzewa – sal (*Shorea robusta*), są lasami klimaksowymi. Lasy sosnowe, zbiorowiska bambusa i traw, stanowią roślinność wtórną, rozwiniętą na obszarze kiedyś porośniętym subtropikalnym, wiecznie zielonym lasem liściastym (Ramakrishnan, Kushwaha 2001).

H.G. Champion i S.K. Seth (1968), w oparciu o badania terenowe, podzielili szatę roślinną w Meghalaya na dwa typy: tropikalny wilgotny las liściasty, porastający podnóża wyżyny i subtropikalny las liściasty, porastający płaskowyż powyżej 1100 m n.p.m., wydzielając podtypy, związane z lokalnymi warunkami siedlisk. K. Haridasan i P.R. Rao (1985) grupują szatę roślinną na

podstawie wysokości bezwzględnej, opadów i składu gatunkowego, wyróżniając trzy typy lasu: tropikalny, subtropikalny i strefy umiarkowanej (ryc. 12; tab. 2). Południowy skłon wyżyny jest znacznie bardziej zróżnicowany florystycznie w porównaniu z północnym. Dwie duże formacje roślinne – lasy tropikalne wiecznie zielone liściaste i lasy subtropikalne wiecznie zielone liściaste, występują jedynie na południowym skłonie. Tam też największe obszary zajmuje sal, który jest najcenniejszym gatunkiem drzewa w Meghalaya. Produktivność pierwotna netto (w przeliczeniu na suchą masę) lasów tropikalnych, jest typowa dla strefy z sezonową zmiennością klimatu i waha się od 1600–1800 g·m⁻²·rok⁻¹ w kilkudziesięcioletnich lasach na wysokości 100–300 m n.p.m. (Toky, Ramakrishnan 1983a; Singh, Ramakrishnan 1982).

Lasy zajmują prawie połowę powierzchni zlewni Umiew. Obszar ujściowy porastają lasy tropikalne zrzucające liście, które stopniowo przechodzą w las subtropikalny, wiecznie zielony. Nie istnieje wyraźna granica między tymi dwoma typami lasu. Jednak powyżej 300–400 m n.p.m., pojawiają się gatunki roślinności subtropikalnej i homogeniczność składu gatunkowego stopniowo wzrasta z wysokością. Na skłonie eksponowanym na południe, lasy liściaste sięgają wysokości ok. 1000 m n.p.m., a w obrębie głębokiego kanionu nawet 1600 m n.p.m. Obszar w całości znajduje się w zasięgu wysokich opadów, przekraczających 5000 mm rocznie. Lasy te pod względem bioróżnorodności należą do najbogatszych w Indiach. Składają się z trzech warstw, drzewa dorastają do wysokości ok. 25 m i są porośnięte licznymi lianami oraz epifitami. Rozwój poszycia zależy od dostępu światła, uwarunkowanego gęstością koron drzew i krzewów. Jedynie sporadycznie lasy są wycinane na potrzeby rolnictwa żarowego. Obserwowano w terenie, że obejmuje ono tylko strome zbocza kanionu o nachyleniach do 40° i wysokości do ok. 600–700 m n.p.m., gdzie panują stosunkowo wysokie temperatury przez cały rok. Antropopresja na terenach leśnych powoduje, że w miejsce karczowanego lasu wkraczają mniej wartościowe zbiorowiska bambusa, z dominującym gatunkiem *Dendrocalamus hamiltonii* (Ramakrishnan, Kushwaha 2001).

Od wysokości 1000 m n.p.m. znacząco wzrasta powierzchnia zbiorowisk trawiastych, porastających zachowane resztki płatów wyżynnych w okolicach Cherrapunji i Mawsynram oraz centralną część płaskowyżu. Produktivność netto traw jest niższa w porównaniu z innymi obszarami klimatu monsunowego i waha się od 900 do 1500 g·m⁻²·rok⁻¹ w zależności od gatunku i warunków środowiskowych (Ramakrishnan, Ram 1988; Shankar i in. 1993). Biomasa korzeni w zbiorowiskach trawiastych jest ponad dwukrotnie większa niż części znajdujących się na powierzchni. Proporcje takie są typowe dla obszarów półpustynnych i stepowych. Większa biomasa pod powierzchnią ziemi ma za zadanie zmaksymalizować pozyskanie składników odżywczych w ubogim śro-



Ryc. 12. Formacje roślinne na Wyżynie Meghalaya (wg Ramakrishnan, Kushwaha 2001, uproszczone)

1 – las tropikalny wilgotny liściasty, 2 – las tropikalny zrzucający liście, 3 – las tropikalny wiecznie zielony liściasty, 4 – sal, 5 – las subtropikalny wiecznie zielony liściasty, 6 – las sosnowy, 7 – zbiorowiska traw i rolnictwo

Vegetation communities of the Meghalaya Plateau (after Ramakrishnan, Kushwaha 2001, simplified)

1 – tropical moist deciduous forest, 2 – tropical semievergreen forest, 3 – tropical evergreen forest, 4 – sal, 5 – subtropical evergreen forest, 6 – pine forest, 7 – grass communities and agriculture

dowisku, poprzez zwiększenie powierzchni korzeni (Ram, Ramakrishnan 1988). Umożliwia też łatwiejszą regenerację po pożarze oraz przeżycie w okresie suchym.

Lasy sosnowe, porastające zbocza kanionu powyżej 1600 m n.p.m. oraz pagórkowaty płaskowyż, nie tworzą większych, zwartych powierzchni w zlewni Umiew. W składzie gatunkowym przeważa sosna *Pinus kesiya* z domieszką gatunków liściastych jak *Acacia delbata*, *Quercus griffithi*, *Schima* sp. Poddany antropopresji w postaci wypaleń, las sosnowy zazwyczaj jest rzadki, a w jego najniższym piętrze występują dobrze rozwinięte zbiorowiska traw sięgających 0,5 m wysokości. Sosna jest gatunkiem pionierskim, który po osiągnięciu wysokości 3 m staje się odporny na pożary (Whitmore 1975). Dlatego w sezonowo suchym klimacie charakterystyczne są tzw. *fire-climax forests* – lasy których skład gatunkowy jest wynikiem dostosowania się do częstych wypaleń związanych z rolnictwem żarowym. Produktyność pierwotna lasu sosnowego jest niska i wynosi tylko $400\text{--}500\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Mishra, Ramakrishnan 1983a). Wyższą produktywność mają natomiast 20-letnie plantacje sosny koło Shillongu, osiągające $2000\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ po 20 latach uprawy (Ramakrishnan, Das 1983).

Tabela 2. Główne formacje roślinne na południowym skłonie Wyzyny Meghalaya i w zlewni Umiew wg różnych autorów

Lp.	Kushwaha, Ramakrishnan (2001)	Haridasan, Rao (1985)	Champion, Seth (1968)	Skład gatunkowy Champion, Seth (1968)
1	Las tropikalny wiecznie zielony liściasty	Las tropikalny wiecznie zielony liściasty	Las tropikalny wiecznie zielony typu Cachar (2B/C1a)	<i>Castanopsis indica</i> <i>Mesua ferrea</i> <i>Bischofia javanica</i> <i>Dysoxylum gobara</i>
2	Las tropikalny zrzucający liście *	Las tropikalny zrzucający liście	Las tropikalny zrzucający liście typu Cachar (2B/C2)	<i>Ealeocarpus floribundus</i> <i>Dillenia pentagyna</i> <i>Dillenia indica</i>
3	Las bambusowy *	Las tropikalny liściasty wilgotny i suchy	Las subhimalajski aluwialny zrzucający liście (2B/1S1)	<i>Dendrocalamus hamiltonii</i> <i>Dendrocalamus gigantea</i> <i>Bambusa bambos</i> <i>Ealeocarpus floribundus</i> <i>Toona ciliata</i>
4	Sal		Bardzo wilgotne siedliska lasu sal (3/c1a)	<i>Shorea robusta</i>
5	Las tropikalny wilgotny liściasty		Las wschodniohimalajski wilgotny liściasty (C3b)	<i>Terminalia myriocarpa</i> <i>Lagerstroemia parviflora</i> <i>Morus laevigatus</i>
6	Las subtropikalny wiecznie zielony liściasty *+	Las strefy umiarkowanej	Las subtropikalny wilgotny górski typu Khasi (8B/c2)	<i>Quercus</i> spp. <i>Manglietia insignis</i> <i>Cinnamomum</i> spp. <i>Schima wallichii</i> <i>Alnus nepalensis</i> <i>Bucklandia</i> spp.
7	Las sosnowy *	Las subtropikalny sosnowy	Las subtropikalny sosnowy typu Assam (9/C2)	<i>Pinus kesiya</i> <i>Schima wallichii</i> <i>Myrica esculenta</i>
8	Trawy *	Trawy i sawanny	Sawanny aluwialne (3/1S1)	<i>Saccharum spontaneum</i> <i>Saccharum arundinaceum</i> <i>Neyraudia reynaudiana</i>

* – formacje roślinne występujące w zlewni Umiew; + – święte lasy

W obrębie wtórnych zbiorowisk – traw i lasów sosnowych, zachowały się kilku-, kilkudziesięciohektarowe płyty klimaksowych liściastych, wiecznie zielonych lasów subtropikalnych, będących przedmiotem kultu religijnego (tzw. święte lasy) i podlegających ochronie od setek lat (Khan i in. 1997). Częste mgły i duża wilgotność powietrza sprzyjają rozwojowi epifitów, wśród których występuje kilkadziesiąt gatunków storczyków. Produktywność pierwotna netto świętego lasu koło Cherrapunji wynosi ok. 2360 g·m⁻²·rok⁻¹ (Ramakrishnan 1992). Charakterystyczną cechą lasu jest duża ilość korzeni, wynikająca z konieczności utrzymania dużej ilości biomasy nad powierzchnią ziemi oraz przystosowania do kwaśnej gleby o małej zawartości składników odżywczych.

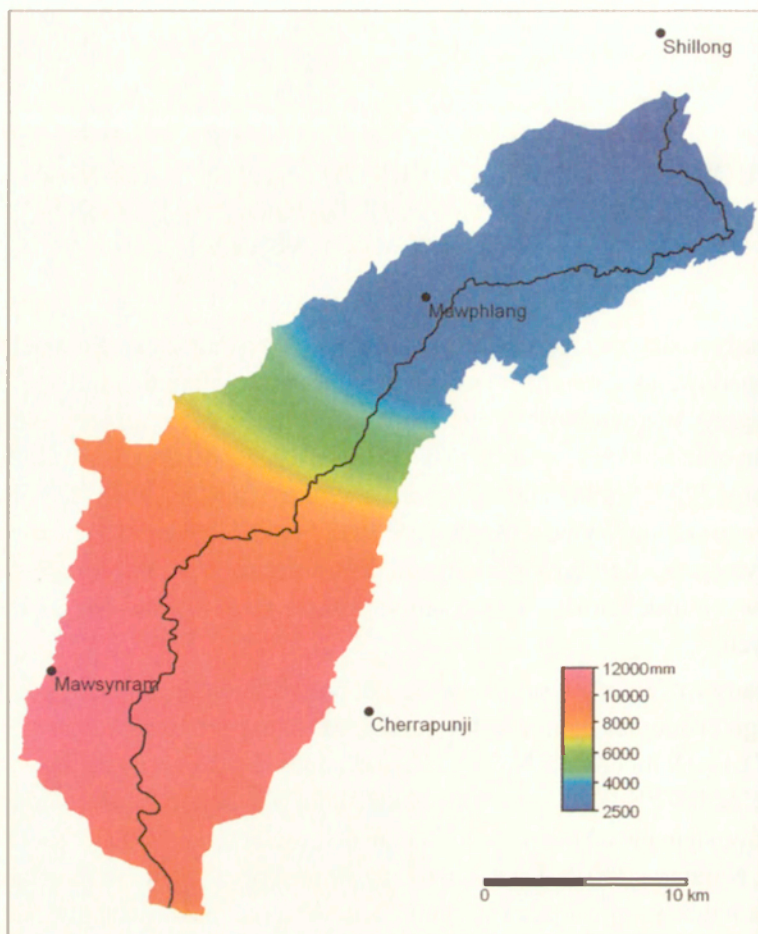
3. PROCESY I ZJAWISKA EKSTREMALNE W ŚRODOWISKU PRZYRODNICZYM POŁUDNIOWEGO SKŁONU WYŻYNY MEGHALAYA

3.1. OPADY

Opady rozlewne i lokalne krótkotrwałe ulewy o dużych natężeniach to dwa typy opadów, jakie można wyróżnić w północno-wschodnich Indiach. Różnią się między sobą wielkością, czasem trwania, natężeniem, przestrzennym zasięgiem oraz skutkami w środowisku (Starkel 1972a; Starkel, Basu 2000; Dhar, Nandargi 2003; Starkel 2004b). Cechą charakterystyczną, zwłaszcza dla południowego skłonu Wyżyny Meghalaya wraz ze zlewnią Umiew, jest równoczesne występowanie obu typów opadu, które poprzez przekroczenie wartości progowych uruchamiają w tym samym czasie szereg procesów geomorfologicznych.

Opady rozlewne występują w północno-wschodnich Indiach, gdy bruzda niskiego ciśnienia, która zwykle przebiega na osi Sri Ganganagar ($29^{\circ}55'N$, $73^{\circ}53'E$) – Delhi ($28^{\circ}35'N$, $77^{\circ}12'E$) – Kanpur ($26^{\circ}26'N$, $80^{\circ}22'E$) – Kalkuta ($22^{\circ}32'N$, $88^{\circ}20'E$), przesuwa się w kierunku północnym blisko podnóży Himalajów, sięgając od powierzchni ziemi do powierzchni izobarycznej 850 hPa (Dhar, Nandargi 2003). Zjawisko to nazywane „przelamaniem monsunu” występuje najczęściej w lipcu i sierpniu. Ten sam efekt opadowy powstaje, kiedy jedynie wschodni kraniec bruzdy przemieszcza się nad dolinę Brahmaputry (Dhar, Nandargi 2000). Wymienione dwie sytuacje synoptyczne są odpowiedzialne za 65% przypadków rozlewnych opadów o dużej wysokości. Zwykle opady trwają 3–4 dni, ale czasem zdarzają się ulewy 6–7 dniowe. Ciągłe opady obejmują duże obszary o powierzchni setek do tysiący kilometrów kwadratowych. Przyczyniają się do powszechnego splotu powierzchniowego, wzmożonego splotu śródpokrywowego, upłynnienia lub uplastycznienia pokryw zwietrzelinowych oraz powodzi, zwłaszcza u podnóży południowego skłonu Wyżyny Meghalaya.

Przyczyną ulew o dużym natężeniu są cyklony tropikalne, szczególnie aktywne od marca do maja. Początkowo przemieszczają się wzdłuż wschodnich wybrzeży Indii nad Zatokę Bengalską, a następnie skręcają na północ i północny-wschód nad Wyżynę Meghalaya (Dhar, Nandargi 2000). Niemal pionowa ściana południowego skłonu wyżyny dodatkowo sprzyja kondensacji wilgotnych mas powietrza u czoła wysuniętych platform, gdzie na wysokości



Ryc. 13. Przestrenny rozkład sum średniego wieloletniego opadu w zlewni Umieć za okres 1901–2000

Spatial distribution of average annual rainfall totals in the Umieć catchment for the period 1901–2000

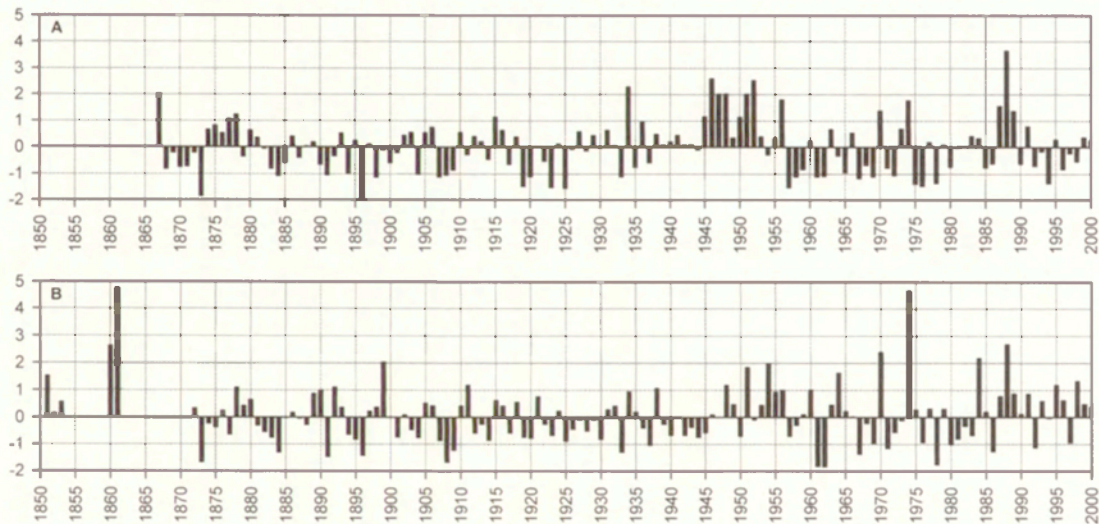
ok. 1300–1400 m n.p.m. położone są Cherrapunji i Mawsynram, notujące najwyższe na świecie opady (Starkel 1972a; O’Hare 1997; Soja, Singh 2004). Zaznaczający się poziom kondensacji na tej wysokości jest typowy dla wielu regionów w strefie klimatu tropikalnego (Bruijnzeel 2001). Krótkotrwałe ulewy, trwające najczęściej do kilku godzin, obejmują niewielkie obszary o powierzchni do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych. Ich skutkiem są lokalne wezbrania, silne spłukiwanie gleb, erozja wąwozowa, płytkie osuwiska oraz spływy błotne i gruzowe.

Przestrenny rozkład średnich rocznych opadów w dorzeczu Umieć za okres 1901–2000, interpolowany w oparciu o dane z tabeli 1 (rozdz. 2.3.), prezentuje rycina 13. Ze względu na duże przestrzenne zróżnicowanie opadu

w zlewni i brak prostych zależności między wysokością bezwzględną a wysokością opadu, nic da się zastosować najczęściej używanych metod interpolacyjnych jak wieloboki równego zadeszczenia (poligony Thiessena), czy równań regresji. Zgodnie z regułą, że im mniej punktów pomiarowych, tym metoda powinna być prostsza, zdecydowano się na interpolację metodą odwrotnych odległości. Uzyskano w ten sposób ciągłą powierzchnię średnich wieloletnich sum opadu dla całej zlewni. Rozkład przestrzenny opadu wskazuje na to, że południowa część zlewni leży w strefie bardzo wysokich opadów, od prawie 7000 mm u ujścia do 12 000 mm na wysokości 1300–1400 m n.p.m. W tej części zlewni Umiew, bezpośrednio eksponowanej na wiatry letniego monsunu południowo-zachodniego, występuje silny gradient pionowy i opad wzrasta ok. 500 mm na 100 m wysokości. Wraz z oddalaniem się od krawędzi wyżyny wielkość opadu szybko maleje, osiągając 3500 mm na stacji Mawphlang i tylko 2200 mm w Shillongu, leżącym już w cieniu opadowym. Kanion Umiew położony jest zgodnie z kierunkiem napływających wilgotnych mas powietrza i stanowi zbyt małą formę rzeźby w stosunku do cyrkulacji monsunowej, aby znacząco zmodyfikować rozkład opadu w skali lokalnej. Również na zdjęciach z satelitów Terra i Aqua oraz w czasie badań terenowych nie zauważono różnic w rozkładzie zachmurzenia między izolowanymi płatami strukturalnych platform, a kanionami na południowym skłonie wyżyny. Charakterystyczną cechą reżimu opadowego zlewni Umiew jest więc zarówno duże przestrzenne zróżnicowanie opadu, jak i duża ilość deszczu corocznie spadającego na jej obszar.

Szczegółową analizę czasowej zmienności opadów wykonano w oparciu o stacje w Cherrapunji i Shillongu, reprezentujące dwa kontrastowe obszary zlewni, północny o najniższym opadzie i południowy, o ekstremalnie wysokim opadzie. Stacje te posiadają najdłuższy okres pomiarowy oraz jako jedyne prowadzą ciągły zapis opadu w oparciu o pluwiografy.

Wykresy odchyień od średnich unormowanych wartości opadu dla Shillongu i Cherrapunji wskazują na stosunkowo niewielką zmienność sum opadu z roku na rok (ryc. 14). Dla stacji Cherrapunji dodano na wykresie pojedyncze pomiary z połowy XIX w. i ekstremalne opady z lat 1860–1861. Wprawdzie odchylenia standardowe sum rocznych oraz sum dla okresu monsunowego przekraczają 2000 mm w południowej części zlewni, jednak współczynnik zmienności zawiera się w wąskich granicach 20–24% (tab. 3). Wyższe współczynniki zmienności dla okresu wiosennego związane są z działalnością cyklonalną, której intensywność podlega znacznym wahaniom w poszczególnych latach. Największa zmienność opadów występuje w półroczu chłodnym. Jednak ze względu na niewielki sumaryczny opad w tym okresie, ich znaczenie z punktu widzenia degradacji środowiska jest niewielkie. Zdarzają się na-



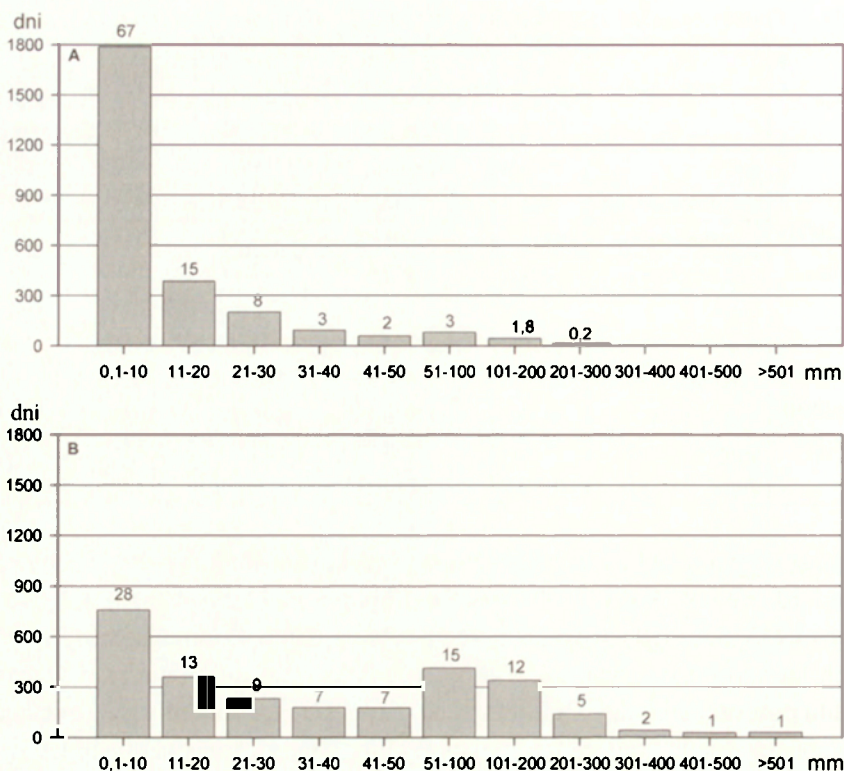
Ryc. 14. Znormalizowane sumy roczne opadu w Shillongu (A) w latach 1867–2000 i Cherrapunji (B) w latach 1872–2000. Dla stacji w Cherrapunji dodano wyniki pierwszych pomiarów za okres 1851–53 oraz światowy rekord z lat 1860–61
 Normalized annual rainfall totals at Shillong (A) for the years 1867–2000 and at Cherrapunji (B) for the years 1872–2000. Results of first measurements for the period 1851–53 and world record for the years 1860–61 has been added at Cherrapunji station

Tabela 3. Podstawowe charakterystyki wieloletnich opadów w Shillongu i Cherrapunji

Stacja	Okres	Opad średni (mm)	Opad maksymalny (mm)	Opad minimalny (mm)	Odchylenie standardowe (mm)	Współczynnik zmienności (%)
Shillong (1867–2000) 134 lata	rok	2179,8	3807,3	1315,3	444,1	20
	przedmonsunowy	445,3	1137,7	180,3	165,8	37
	monsunowy	1475,2	2403,6	872,3	341,5	23
	pomonsunowy	224,3	893,0	24,4	140,8	63
	zima	34,8	106,9	0,0	25,7	74
Cherrapunji (1872–2000) 129 lat	rok	11310,0	22763,2	6807,0	2451,9	22
	przedmonsunowy	2348,0	5034,5	795,5	910,5	39
	monsunowy	8374,9	17976,2	4493,0	2013,7	24
	pomonsunowy	517,3	1888,2	12,7	415,5	80
	zima	69,8	712,3	0,0	75,8	109

tomiaś wyjątkowe lata, w których opad przekracza średnią o trzy odchylenia standardowe jak 1861 r. i 1974 r. w Cherrapunji oraz 1988 r. w Shillongu, czy okres 1945–53, kiedy kilka lat z rzędu było bardzo wilgotnych. Na 129 badanych lat na obu stacjach, aż w 46 przypadkach przy wzroście sumy rocznej opadu powyżej średniej wieloletniej na jednej stacji, notowany był równoczesny spadek opadu poniżej średniej na drugiej. Słaba korelacja opadów na obu stacjach, przy niewielkiej odległości 37 km między nimi w linii prostej, wskazuje na znaczącą rolę lokalnych ulew o dużej wydajności i niewielkim zasięgu, rzędu od kilku do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, w reżimie opadowym zlewni.

Dokładniej reżim opadowy Umiew charakteryzuje liczba dni z opadem o różnej wysokości. Obliczenia wykonano dla Cherrapunji i Shillongu w latach 1986–2000. Okres 15-letni jest wprawdzie krótki w porównaniu do serii sum rocznych, jednak na początku lat 80. występują braki w dobowych pomiarach w Cherrapunji. Pomimo bardzo dużych różnic w sumach rocznych opadu między badanymi stacjami, średnia liczba dni z opadem w Shillongu sięga 170 rocznie i jest tylko o 12 dni niższa w porównaniu z Cherrapunji. Ilość dni z opadem w okresie monsunowym w Cherrapunji sięga średnio 26–28 w ciągu miesiąca. W Shillongu jest to tylko 2–4 dni mniej. Wraz ze wzrostem odległości od krawędzi wyżyny, wyraźnie maleje natomiast udział wyskich opadów (ryc. 15). Ponad 2/3 opadów w Shillongu to opady słabe poniżej 10 mm, podczas gdy w Cherrapunji stanowią one już tylko 28%. Opady dobowe powyżej 200 mm występują w Shillongu niezwykle rzadko, podczas gdy w Cherrapunji co najmniej raz w roku opad dobowy przekracza 500 mm. Najwyższy zanotowany opad dobowy w Cherrapunji za cały okres pomiarowy wyniósł 1563 mm w 1995 r., a w Shillongu 415 mm w 1934 r. Jednak 381 mm



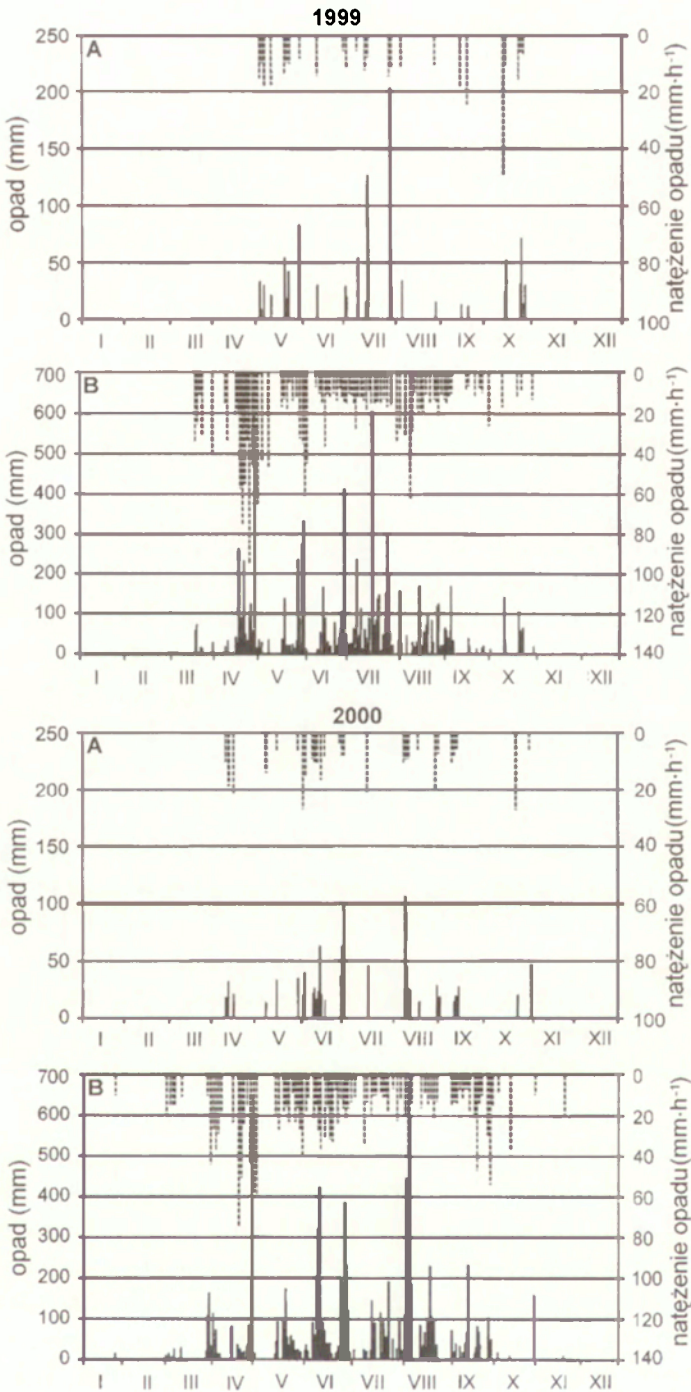
Ryc. 15. Częstotliwość opadów dobowych w Shillongu (A) i Cherrapunji (B) w latach 1986–2000. Nad słupkami zaznaczono procentowy udział opadów o określonej wysokości na każdej ze stacji

Frequency of the daily rainfall at Shillong (A) and at Cherrapunji (B) for the years 1986–2000. Percentage contributions of rainfall with specific totals for each station are indicated above bars

opadu zanotowane w ciągu jednego dnia w 1878 r. w Shillongu było wystarczające do wywołania wezbrania (Sherer 1879).

Dane dobowe nie są wystarczające dla określenia rzeczywistej intensywności opadu, ważnej w badaniach nad sływem powierzchniowym i erozją gleb. Indyjska Służba Meteorologiczna nie publikuje danych o wysokości opadów w przedziałach czasowych mniejszych niż doba. Pierwszych szczegółowych informacji dostarczyły dopiero wyniki studiów zespołu polsko-indyjskiego (Starkel i in. 2002; Soja, Singh 2004). Na podstawie czteroletniego (1999–2002) okresu badań w Cherrapunji, przy użyciu pluwiometru z 1-sekundową rozdzielczością czasową, stwierdzono, że natężenia opadów na ogół nie przekraczają $1,0\text{--}1,5\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, a najwyższe są bliskie $2,0\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$.

Spostrzeżenia potwierdza analiza zapisu pluwiograficznego dla Shillongu i Cherrapunji, którą wykonałem dla 15-minutowych przedziałów czasowych dla lat 1999–2000. Wybrany okres badawczy reprezentuje przeciętną wiel-



Ryc. 16. Wysokość (słupki ciągłe) i natężenie (słupki przerywane) opadów erozyjnych w Shillongu (A) i Cherrapunji (B) w latach 1999–2000

Amount (continuous bars) and intensity (dotted bars) of erosive rains at Shillong (A) and at Cherrapunji (B) for the years 1999–2000

Tabela 4. Charakterystyka opadów erozyjnych w Shillongu i Cherrapunji w latach 1999–2000

Stacja	Shillong		Cherrapunji	
	1999	2000	1999	2000
Suma roczna opadu (mm)	2348,4	2296,5	12502,8	12255,3
Suma roczna opadu erozyjnego (mm)	1098,8	1034,0	9560,2	10043,4
Liczba dni z opadem	179	182	169	180
Liczba opadów erozyjnych	26	31	128	132
Srednie maksymalne natężenie opadów / z przedziału 30 min. ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	25,3	25,3	33,9	35,3
Maksymalne natężenie opadów w przedziale 15 min. ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)	90	52	212	168
Ilość opadów $>25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ z przedziału 15 min. (Hudson 1982)	34	40	370	457

kość opadu w zlewni Umiew. Średnie natężenie pojedynczych opadów nie przekracza $1,0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ w Shillongu i $2,0 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ w Cherrapunji. Najwyższy opad w ciągu 15 minut osiągnął $19,5 \text{ mm}$, tj. $1,3 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ w Shillongu i 53 mm , tj. $3,5 \text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ w Cherrapunji. Czas trwania pojedynczego opadu rzadko przekracza jedną dobę (przy założeniu, że 1 godzina bez deszczu odziera dwa opady od siebie). W Cherrapunji w ciągu dwóch analizowanych lat zanotowano tylko po jednym przypadku opadu 36-godzinnego i 26-godzinnego. W Shillongu najdłuższy opad trwał prawie 15 godzin.

Uzupełnieniem charakterystyki opadów, z punktu widzenia degradacji środowiska przyrodniczego, są opady erozyjne jako wskaźnik agresywności deszczu (tab. 4; ryc. 16). Obliczenia wykonano w oparciu o paski pluwiograficzne, przyjmując reguły uniwersalnego równania strat gleby (USLE). Dodatkowo obliczono opady erozyjne zgodnie z zaleceniami N.W. Hudsona (1982) dla obszarów tropikalnych. Metoda zakłada, że tylko opady powyżej $25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ mają wystarczające natężenie, aby wywołać erozję.

Jedynie połowa sumy rocznej w Shillongu to opady stanowiące potencjalne zagrożenie dla erozji gleb. W Cherrapunji opady erozyjne stanowią około 80% i mają znacznie większe średnie maksymalne natężenia. Uwidacznia się to również wyraźnie w ilości opadów o natężeniach przekraczających $25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, których jest dziesięciokrotnie więcej w Cherrapunji w porównaniu z Shillongiem. Opady erozyjne w Shillongu występują od kwietnia do października, w Cherrapunji mogą się zdarzyć w każdym miesiącu. Szczególnie charakterystyczne są ich bardzo duże natężenia, regularnie pojawiające się w Cherrapunji w kwietniu oraz drugiej połowie maja jeszcze przed nadejściem monsunu. Między czerwcem a sierpniem niemal każdy opad może zainicjować proces erozji.

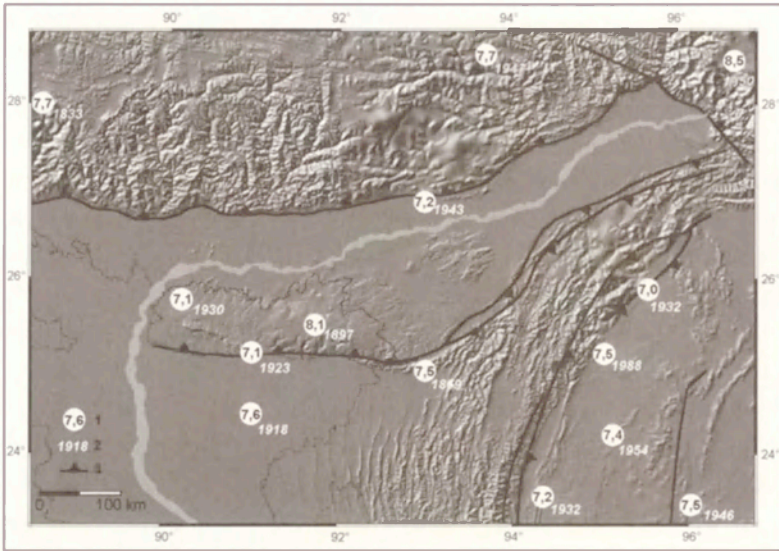
3.2. TRZĘSIENIA ZIEMI

Trzęsienia ziemi są przyczyną ruchów masowych w postaci obrywów, osuwisk i splayów oraz upłynnień nawodnionych gruntów (Brunsdén 1985). Ruchy masowe w wyniku dużych wstrząsów sejsmicznych na ogół przebiegają gwałtowniej i mają większe rozmiary niż uruchamiane impulsem opadowym. Obszar, na którym występują osuwiska powstałe wskutek trzęsień ziemi wzrasta od 0 km², przy sile $M=4,0$ w skali Richtera, do 500 000 km² przy sile $M=9,2$ (Keefe 1984, 2002). Trzęsienia ziemi o sile $M=7,0-7,9$ w Papui-Nowej Gwinei uruchamiają osuwiska, niszczące średnio 8–16% powierzchni lasów leżących w ich zasięgu w ciągu 100 lat, podczas gdy osuwiska powstałe wskutek opadów niszczą jedynie 3% powierzchni leśnej, w tym samym czasie (Garwood i in. 1979).

Region północno-wschodnich Indii wraz z Wyżyną Meghalaya należy do najbardziej zagrożonych trzęsieniami ziemi w tym kraju (Arya 2000). Główną przyczyną jest aktywność uskoków, związana z ruchem płyt tektonicznych w Himalajach i na ich przedpolu oraz w górach na pograniczu Indii i Birmy (Evans 1964; Molnar, Tapponnier 1975; Johnson, Alam 1991; ryc. 17). W ostatnich 200 latach zanotowano 4 trzęsienia ziemi o sile powyżej $M=8,0$ wzdłuż łuku Himalajów, z czego dwa najsilniejsze wystąpiły na Wyżynie Meghalaya i w jej sąsiedztwie (Bilham i in. 2001). Dominują trzęsienia płytkie, których epicentra nie sięgają powierzchni nieciągłości Moho, przebiegającej pod wyżyną na głębokości ok. 45 km (Rai i in. 1999).

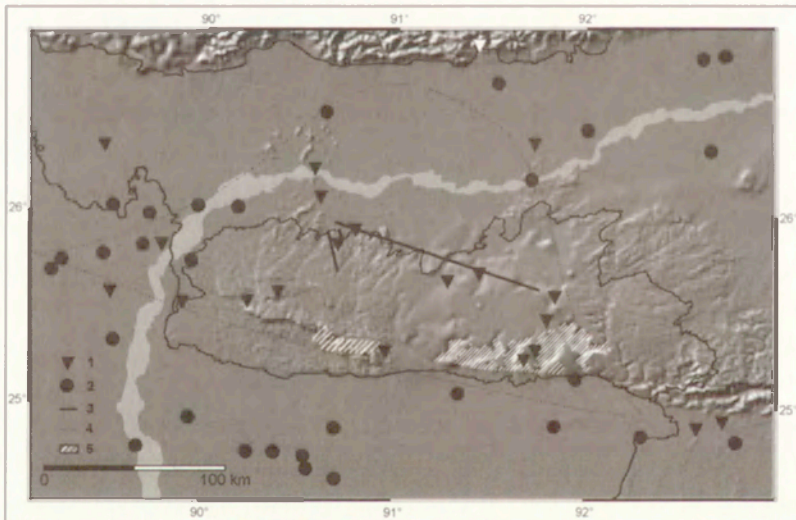
Pierwsze wzmianki o skutkach trzęsienia ziemi w rejonie Wyżyny Meghalaya znajdujemy w zapiskach H.H. Godwina-Austena (1868–1869). Trzęsienie o sile $M=7,5$ z 10 stycznia 1869 r. miało epicentrum na wschodnim krańcu uskoku Dauki w regionie Cachar (ryc. 1, 17). Szacowana siła wstrząsów w Cherapunji wyniosła $M=6,0$, a w Shillongu $M=6,5$ (Ambraseys, Douglas 2004). Skutkiem trzęsienia było spłylenie koryta Suriny i chwilowa zmiana kierunku jej płynięcia, a także powstanie niskich wzgórz i licznych zapadlisk terenu wskutek upłynnień gruntu na przedpolu wyżyny.

Jednym z najważniejszych trzęsień ziemi na świecie, nie tylko z powodu dużej siły, ale również dużego obszaru, na którym wystąpiły zniszczenia, było trzęsienie z 12 czerwca 1897 r. (ryc. 18). Wstrząsy zanotowano o godzinie 17¹⁵ czasu lokalnego i były zarejestrowane również przez 12 sejsmografów w państwach europejskich (Heath 1897). Siłę wstrząsu Richter określił początkowo na $M=8,7$, obecnie jest szacowana na $M=8,1$ (Ambraseys 2000). Wystąpiły także wstrząsy wtórne 12 i 13 czerwca oraz 2 sierpnia, które objęły wyżynę i obszary na południe od niej. Siłę wstrząsów wtórnych określono na $M=6,0-6,4$ (Ambraseys, Bilham 2003). R.D. Oldham (1899) jako epicentrum trzęsienia wyznaczył obszar w kształcie „meksykańskiego kapelusza”. Ream-



Ryc. 17. Trzęsienia ziemi w regionie Wyżyny Meghalaya o sile powyżej 7 stopni w skali Richtera w XIX i XX w. (opracowanie własne na podstawie Evans 1964; Bilham i in. 2001). 1 – siła wstrząsu, 2 – rok wystąpienia trzęsienia ziemi, 3 – uskoki tektoniczne

Earthquakes in the Meghalaya Plateau region with magnitude above 7 in Richter scale in XIX and XX c. (compiled after Evans 1964; Bilham et al. 2001). 1 – earthquake magnitude, 2 – the year of the earthquake, 3 – tectonic faults



Ryc. 18. Skutki trzęsienia ziemi z 1897 r. na Wyżynie Meghalaya (opracowanie autora na podstawie Oldham 1899; Ambraseys, Bilham 2003). 1 – duże osuwiska i obrywy, 2 – upłynnienia gruntu, 3 – odnowione i nowe uskoki tektoniczne, 4 – epicentrum wg R.D. Oldhama (1899), 5 – strefa największych zniszczeń wskutek ruchów masowych

bulacja punktów sieci triangulacyjnej sprzed trzęsienia pozwoliła na nowe wyznaczenie epicentrum w punkcie o współrzędnych 25°25'N i 91°44'E (Ambraseys, Bilham 2003).

W wyniku trzęsienia w 1897 r. zginęły 1542 osoby, z tego większość na południowym skłonie Khasi Hills (tab. 5). Zabudowania wsi Shella i położonej w jej pobliżu wsi Mustoh wraz z plantacjami sadów pomarańczowych i palmy areki, zostały całkowicie zniszczone przez obrywy i osuwiska. Rzeki straciły dotychczasowe możliwości żeglowne wskutek agradacji koryt materiałem dostarczonym ze stoków. Zatrzymało to wydobywanie i transport wapieni oraz przyczyniło się do upadku lokalnych centrów handlowych, np. miejscowości Phali, leżącej 4 km od wsi Shella, w górę biegu Umiew. Utrata źródeł dochodu spowodowała ubożenie ludności i znaczący spadek urodzeń w latach 1898–99 (Allen 1905). Od tego czasu obszar ujścia Umiew zaczął się wyludniać i nie odzyskał już dawnego znaczenia. Obecnie Shella ma tylko 74 mieszkańców (*Census of India* 1991), a wieś Phali już nie istnieje.

Tabela 5. Ruch ludności na Wyżynie Meghalaya po trzęsieniu ziemi z 1897 r.

Obszar	Liczba ludności 1891 r.	Liczba ludności 1901 r.	Wzrost/spadek 1891–1901 (%)	Liczba ofiar trzęsienia w 1897 r.
Garó Hills	121570	138274	+13,7	27
Khasi Hills	133383	134329	+0,7	781
Jaintia Hills	64521	67921	+5,3	135
Shillong – miasto	6720	8384	+24,8	24
Shella – królestwo	6358	4358	-31,5	117

Źródło: opracowanie własne na podstawie *Census of India* 1891; Oldham 1899; Allen 1905, 1906; Ambraseys, Bilham 2003

Ostatnie duże trzęsienie ziemi ($M=8,5$) w XX w. (1950 r.) miało epicentrum w odległych górach na pograniczu indyjsko-chińskim i nie wywołało zmian w środowisku przyrodniczym Wyżyny Meghalaya (Kingdom-Ward 1953).

Rekonstrukcja okresu powtarzalności trzęsień ziemi ma kluczowe znaczenie dla oszacowania zagrożenia w przyszłości. Trzęsienia o niewielkiej sile poniżej $M=4,0$ występują w Meghalaya niemal codziennie (De, Kayal 1991). Datowania radiowęglowe kopalnych form piaszczystych upłynnień w aluwjach dorzecza Krishnai (por. ryc. 1) na północnym skłonie wskazują, że duże trzęsienia ziemi występują na Wyżynie Meghalaya z częstotliwością raz na około 500 lat (Sukhija i in. 1999). R. Bilham i P. England (2001) odnoszą jednak te dane do lokalnych trzęsień o mniejszej sile lub silnych trzęsień, ale z epicentrum w Bhutańskich Himalajach. Sami twierdzą, że Wyżyna Meghalaya jest blokiem tektonicznym otoczonym z dwóch stron odwróconymi uskokiemi Dauki na południu i Oldhama (który nie sięga powierzchni ziemi) na północy. Okres powtarzalności trzęsień ziemi podobnych do tego z 1897 r. szacują na 3–8 tys. lat na każdym z uskokiemi. <http://rcin.org.pl>

3.3. PROCESY GRAWITACYJNE NA STOKACH

3.3.1. ZRÓŻNICOWANIE PROCESÓW GRAWITACYJNYCH NA STOKACH

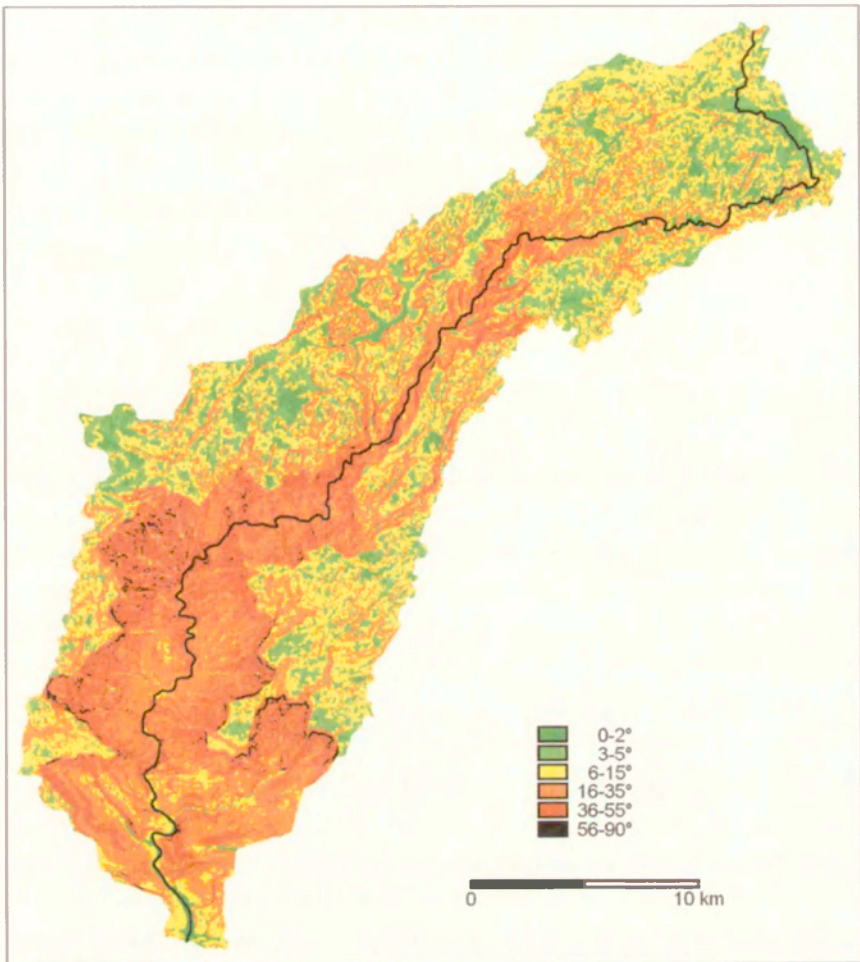
Procesy grawitacyjne, kształtujące stoki gór i wyżyn w klimacie monsonowym cechuje duża częstotliwość zjawisk ekstremalnych (Starkel 1976, 2004b). Różnice w ich przebiegu, w stosunku do innych stref morfoklimatycznych, są głównie ilościowe (Starkel 1972b; Brunsden i in. 1981; Verstappen 2000).

Charakter procesów grawitacyjnych zależy w największym stopniu od nachylenia stoku, a także cech podłoża (litologii, porowatości i nasiąkliwości pokrywy zwietrzelinowej), klimatu – zwłaszcza opadu oraz pokrywy roślinnej. Największe znaczenie spośród procesów grawitacyjnych w zlewni Umiew ma odpadanie, osuwanie i spływanie, zdecydowanie mniejszą rolę odgrywa spęływanie i osiadanie. Analiza nachyleń stoków w zlewni Umiew wykazała, że obejmują one zakres od 0–90°, co warunkuje możliwość wystąpienia wszystkich wymienionych procesów grawitacyjnych. Przedziały nachyleń określają w przybliżeniu ich typ i natężenie (*IGU Commission...* 1968; ryc. 19; tab. 6).

Tabela 6. Nachylenia stoków w zlewni Umiew i związane z nimi procesy grawitacyjne

Nachylenie stoku	Powierzchnia (%)	Procesy grawitacyjne
0–2° – słabo nachylony	7,0	brak procesów grawitacyjnych
3–5° – łagodny	13,2	słabe spęływanie
6–15° – silnie nachylony	26,8	silne spęływanie, spływanie, osuwanie
16–35° – stromy	36,1	spęływanie, spływanie, osuwanie
36–55° – bardzo stromy	16,3	spływanie, osuwanie, odpadanie
56–90° – urwisty	0,7	odpadanie, obrywanie

Wietrzenie fizyczne odgrywa istotną rolę na ścianach i stokach skalnych o nachyleniach powyżej 55°. Odpadanie zachodzi głównie w środkowej i południowej części kanionu, w obrębie krawędzi zachowanych strukturalnych platform, na których leżą Cherrapunji i Mawsynram. Dominuje tu cofanie ścian, zbudowanych z odpornych piaskowców żelazistych formacji Therria oraz piaskowców glaukonitowych formacji Mahadek. Zwłaszcza w okresie zimowym ściany skalne o ekspozycji południowej w strefie 1200–1600 m n.p.m. poddawane są silnej insolacji oraz spadkom temperatury poniżej zera. Wschodnie kwarcytów i granitów są eksponowane w mniejszym stopniu i wietrzenie fizyczne odbywa się głównie wzdłuż systemu żlebow. Odpadające bloki skalne, o średnicach dochodzących nawet do 8 m, obserwowano w dużych ilościach na zalesionych stokach oraz w korytach cieków. Bloki na stokach w czasie staczania się niszczą szatę roślinną. Po ustabilizowaniu się przeciwdziałają erozji, hamując transport zwietrzliny na dół stoku. Hałdy usypiskowe podle-



Ryc. 19. Nachylenia stoków w zlewni Umiew
Slope steepness in the Umiew catchment

gają intensywnemu wietrzeniu chemicznemu i z czasem porastają roślinnością. W obrębie źródłowych nisz amfiteatralnych kanionów istotną rolę odgrywa erozja wsteczna progów wodospadowych. Progi są bardzo wysokie – najwyższy wodospad w zlewni Umiew – Nohkalikai ma prawie 200 m wysokości. U podnóży progów wodospadowych spadająca woda tworzy misy eworsyjne, których rozwój powoduje podcinanie i cofanie progów. W. Griffith (1847) oszacował tempo cofania progów wodospadów w Mawsmaj (2 km na południe od Cherrapunji), średnio na 1,5 m rocznie na podstawie dwuletnich obserwacji.

Ruchy masowe w obrębie stoków o nachyleniach od 2° do 55° obejmują spęzanie, osiadanie, sływanie i osuwanie. Spęzaniu sprzyjają w dorzeczu Umiew zmiany objętości pokrywy zwietrzelinowej w wyniku nasiąkania i wysychania. Podlegają mu na falistym płaskowyżu bloki piaskowców

i wapieni formacji Shella, leżące na podścielających je łupkach, które w czasie wysokich opadów ulegają uplastycznieniu (Starkel 1996). Zimą, przy przejściach temperatury przez 0°C, na stokach ubogich lub pozbawionych roślinności, było obserwowane przez L. Starkla (1972a) przemieszczanie agregatów gleby przez lód włóknisty. Obecność naprzemianległych warstw piaskowca formacji Shella o różnej odporności prowadzi lokalnie do osiadania wskutek sufozji, kiedy mniej odporne dolne warstwy zostają wyflukane, a górne odporniejsze są rozłamywane na bloki. Chociaż spływanie może obejmować duże powierzchnie stoków już o nachyleniach 3° i w dłuższym czasie, wraz z osiadaniem, ma znaczenie rzeźbotwórcze, to jednak procesy te nie odgrywają większej roli z punktu widzenia degradacji środowiska przyrodniczego zlewni Umiew.

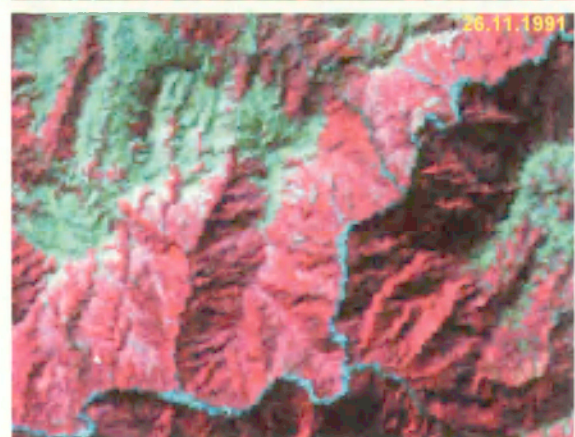
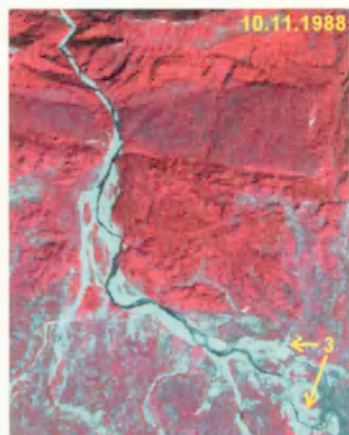
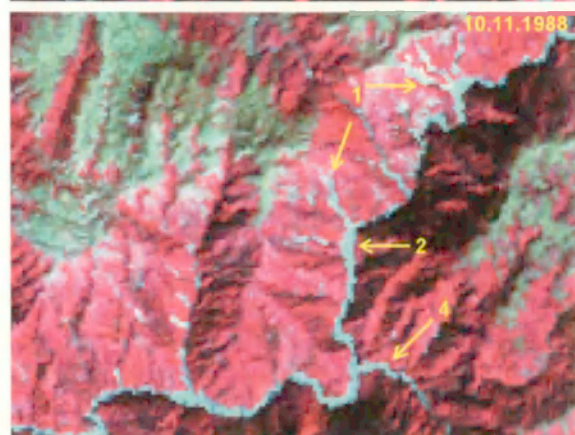
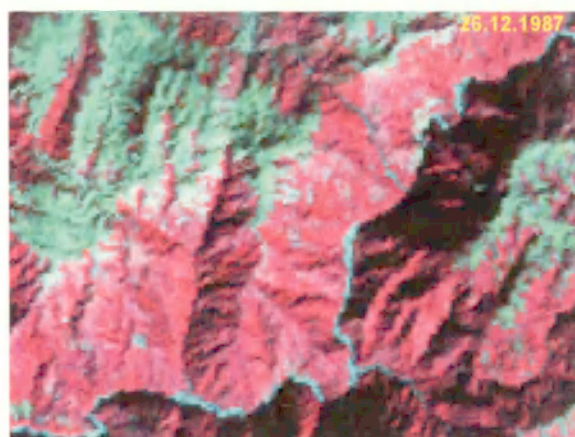
Znacznie większe zmiany w środowisku wilgotnych obszarów tropikalnych i subtropikalnych wywołują osuwiska oraz spływy błotne i gruzowe. Rozwój osuwisk i spływów jest związany (obok wstrząsów sejsmicznych) z warunkami klimatycznymi – opadem o dużym natężeniu lub dużej wysokości rozłożonym w czasie oraz procesami morfogenetycznymi – podcinania lub rozcinania zboczy.

3.3.2. OSUWISKA I SPŁYWY WYWOŁANE WYSOKIMI OPADAMI

Prawie 80% powierzchni zlewni Umiew ma nachylenie stoków sprzyjające rozwojowi osuwisk i spływów. Wyznaczenie wartości progowej, przy której są uruchamiane osuwiska i spływy, jest często poruszonym zagadnieniem badawczym. Dokładna analiza zależności między opadami a procesami osuwiskowymi wymaga monitoringu obu zjawisk. Jedynym parametrem stale mierzonym w zlewni Umiew jest opad. Duże zachmurzenie uniemożliwia wykorzystanie technik teledetekcyjnych w sezonie monsunowym, kiedy są uruchamiane osuwiska. Również rozdzielczość czasowa wykonywania zdjęć satelitarnych jest zbyt mała, biorąc pod uwagę niemal codzienne wysokie opady,

Ryc. 20. Sekwencja zdjęć satelitarnych Landsat TM części dorzecza Umiew. Zdjęcie z 1987 r. przedstawia stan przed uruchomieniem osuwisk, z 1988 r. po powstaniu osuwisk i z 1991 r. trzy lata po wystąpieniu ruchów masowych. 1 – świeże osuwiska, 2 – koryto wypełnione materiałem ze stoków, 3 – depozycja osadu u podnóży wyżyny na Nizinie Bengalskiej, 4 – koryto wypełnione materiałem ze stoków w zlewni gdzie nie są widoczne osuwiska na zdjęciu satelitarnym

The sequence of Landsat TM images of the part of the Umiew catchment. Image from 1987 shows the situation before landslide triggering, one from 1988 after landslides and one from 1991 – three years after mass movements. 1 – active landslides, 2 – aggraded river bed with material from slopes, 3 – sediment deposition at the foothills on the Bengal Plain, 4 – river bed filled with material from slopes in the catchment where landslides are not visible on the satellite image



0 2 km

0 4 km

z których prawie każdy może uruchomić spływ lub osunięcie gleby przepojonej wodą. Jediną możliwą analizą jest wykorzystanie nielicznych danych historycznych oraz próba oszacowania skutków wysokich opadów po sezonie monsunowym.

Pierwszą informację o osuwiskach znajdujemy w pracy T. Oldhama (1854), który opisał skutki wezbrania (w rzeczywistości olbrzymich osuwisk i spływów gruzowo-błotnych), obejmującego obszar kanionu od Mawphlang do ujścia Umiew (por. ryc. 2). Spływ gruzowo-błotny rozpoczął się wcześniej rano 14 czerwca 1851 r. W dniu tym nie było wyjątkowo wysokich opadów (w czerwcu spadło 3773 mm deszczu) ani trzęsienia ziemi. Prawdopodobnie po kilku kolejnych dniach deszczowych uruchomiony został, przepojony wodą, materiał na stokach, który po dotarciu do łożyska głównej rzeki tworzył lokalne zapory, piętrząc wodę do wysokości co najmniej 15 m. Jest to poziom znacznie przekraczający najwyższe stany wody z okresu monsunowego, szacowane u ujścia Umiew maksymalnie na 6 m. Płynąca głównym korytem spiętrzona masa podcinała brzegi, zrywała wiszące metalowe mosty i podpierała wodę na dopływach, uruchamiając kolejne osuwiska. T. Oldham szacuje, że tylko z jednego głębokiego podcięcia na lokalnym cieku odprowadzone zostało nie mniej niż 5 tys. ton materiału. Objętość największych transportowanych głazów osiągała 6 m³. Na podstawie opisu T. Oldhama można szacować, że cały spływ na długości ok. 45 km trwał 2–3 godziny i zniszczył połowę dużej (ok. 4000 mieszkańców) wsi Shella, położonej na lewym brzegu u ujścia Umiew. Było to pierwsze katastrofalne zjawisko od czasu ustanowienia administracji brytyjskiej w 1835 r. Nigdy już później nie opisano w dorzeczu Umiew równie dużych skutków ruchów osuwiskowych, uruchamianych wyłącznie przez opad.

Kolejne lata z licznymi osuwiskami na ogół korelują się z wysokimi opadami rocznymi, były to 1861 r. (Becker 1915), 1876 r. (Sherer 1879) i 1898 r. (Allen 1906). Nie można jednak na tej podstawie przeprowadzić ilościowej analizy, ponieważ znaczny obszar zlewni jest słabo zaludniony i dane o procesach grawitacyjnych są niepełne.

Dodatkowych obiektywnych informacji może dostarczyć analiza zdjęć satelitarnych. Aby osuwiska mogły być zidentyfikowane na zdjęciu satelitarnym, muszą zajmować relatywnie duże powierzchnie, przekraczające wielkość piksela. Takie osuwiska tworzą się, kiedy wysoki lub intensywny opad znacznie przewyższa wartości przeciętne.

Przykładem może być 1988 r., kiedy opad roczny w Cherrapunji wyniósł 17 925 mm i przekroczył średnią wieloletnią o 63%. Na stacji w Shillongu zanotowano 3807 mm, najwyższą sumę roczną opadu za cały okres pomiaro-

wy 1867–2000. Wystąpiły dwa ciągi 4-dniowych opadów rozlewnych 4–7.07, z sumami 1989 mm w Cherrapunji i 522 mm w Shillongu oraz 24–27.08, z sumami 2338 mm w Cherrapunji i 441 mm w Shillongu. Prawdopodobnie w tych dniach zostały uruchomione osuwiska.

Do wizualnej analizy skutków opadu wykorzystano sceny satelity Landsat TM z 1987 r., 1988 r. i 1991 r. oraz satelity IRS-1A z 1989 r. Sceny znormalizowano w poszczególnych kanałach przyjmując 1987 r. jako rok odniesienia, a następnie wykonano barwne kompozycje FCC.

Osuwiska o powierzchni kilkudziesięciu hektarów powstały w centralnej części zlewni Umiew, na wysokości 1000–1500 m n.p.m. i stokach o nachyleniu 30–40°, w obrębie granitów (ryc. 20). Podobnie jak w 1851 r. dużą rolę odegrało nie tylko przepojenie zwietrzliny wodą, ale także nagłe wezbrania w korytach cieków. Największe osuwiska wystąpiły na podciętych przez cieki zboczach. Sekwencja zdjęć pokazuje stan środkowej części zlewni w 1987 r., z opadami zbliżonymi do średniej wieloletniej w 1988 r. kiedy wystąpiły ekstremalne opady i w 1991 r. Na zdjęciu z 1988 r. (ryc. 20) widać wyraźnie świeże osuwiska (1) oraz koryto Umiew, wypełnione materiałem dostarczonym ze stoków (2) aż do ujścia, czyli na długości ok. 50 km. Zalesione, strome stoki, na których powstały płytkie osuwiska, były głównym źródłem dostawy materiału do koryta rzeki. W czasie sezonu monsunowego był on wynoszony i deponowany w odległości do 10 km od podnóży wyżyny na Nizinie Bengalskiej (ryc. 20, (3)). Transport na dalsze odległości nie był możliwy ze względu na bardzo małe spadki rzędu 1–2 cm na kilometr biegu rzeki oraz płytkie zagłębienia wypełnione wodą, w które materiał był wsypywany.

Analiza opadów i zdjęcia satelitarne z 1988 r. pozwala stwierdzić, że rozwój osuwisk, wskutek przepojenia zwietrzliny wodą i wezbrań w zlewni Umiew, jest wynikiem rozlewnych opadów sięgających 20–25% sumy rocznej w ciągu 3–4 dni. Wezbrania te korelują z powodzią w pierwszym tygodniu lipca i ostatnim tygodniu sierpnia, w dorzeczu Brahmaputry w Assamie i Meghny w Bangladeszu (Mirza 2003). Tego typu ekstremalne zdarzenia są rzadkie i występują w zlewni Umiew raz na kilkadziesiąt lat (Prokop 2005).

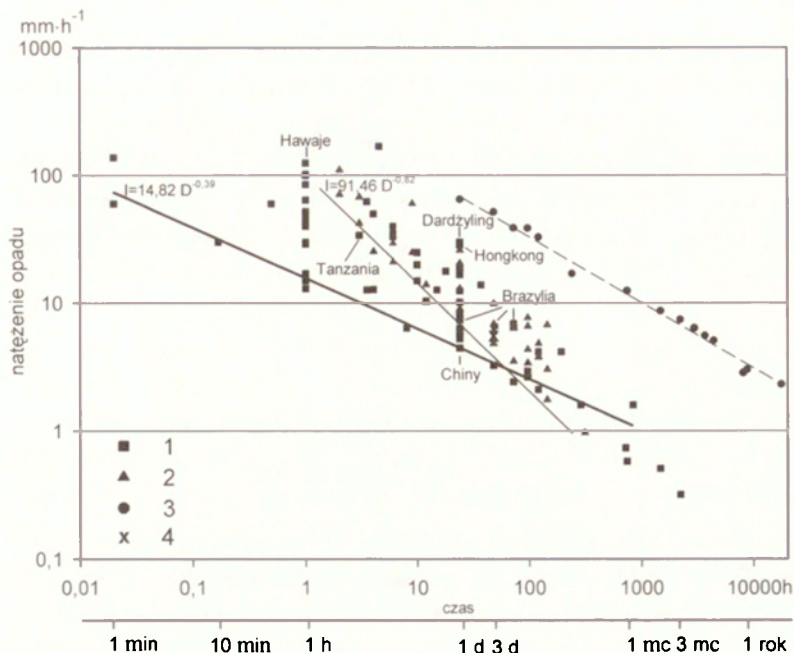
Na zdjęciu z 1989 r. wykonanym po sezonie monsunowym (nie zamieszczono z braku miejsca), nadal widać ślady osuwisk i dostawę materiału do głównego koryta. Na zdjęciach z 1991 r. nie widać już po nich śladu. System ulega więc stabilizacji w ciągu 2–3 lat, jeżeli opady wahają się w tych latach w pobliżu średniej, czyli tak jak było to w latach 1989–1991. Osuwiska zarastają, początkowo zbiorowiskami traw, zatrzymując dostawę materiału do koryt cieków. Większość materiału drobnego jest w tym czasie usuwana niemal całkowicie z koryta rzeczno, czemu sprzyjają częste wezbrania.

Rozdzielczość przestrzenna zdjęcia satelitarnego 28,5x28,5 m jest zbyt mała, aby zidentyfikować wszystkie osuwiska. Na zdjęciach satelitarnych w obszarach zalesionych widoczne są głównie duże nisze i rynny pozbawione roślinności. Brak śladów mniejszych osuwisk nie jest dowodem na to, że nie ma przemieszczeń grawitacyjnych na stokach. W gęstym tropikalnym lesie korony wyższych drzew zasłaniają grunt, a na terenach użytkowanych rolniczo gleba, po okresie zbiorów, słabo kontrastuje z podłożem osuwiska. Jedynym wskaźnikiem działalności procesów grawitacyjnych pozostaje wówczas wypełnienie szerokiego koryta materiałem dostarczonym z osuwisk (ryc. 20, (4)). Koryta nawet niewielkich potoków o powierzchni dorzecza 15 km² i długości 7 km są bardzo szerokie (30–40 m), przystosowane do maksymalnych przepływów w czasie wysokich opadów. Spływy gruzowo-błotne wypełniają często całą szerokość koryta do wysokości 1,5 m ponad skalne dno. Materiał drobniejszy jest szybko usuwany, a na powierzchnię wkracza stopniowo roślinność, która utrwała ten stan do czasu następnego ekstremalnego zdarzenia.

Wysoki opad roczny w Cherrapunji nie jest jednak wskaźnikiem wystąpienia dużych osuwisk w zlewni Umiew. Przykładem może być 1998 r., kiedy zanotowano największe powódzie w historii Bangladeszu (Mirza 2003). Wprawdzie w Cherrapunji opad roczny był wyższy o 30% od średniej wieloletniej, ale już w Shillongu spadło o 11% deszczu mniej od średniej z wielolecia. Nie zaobserwowano jednak większych osuwisk na zdjęciu satelitarnym IRS-1D o rozdzielczości przestrzennej 23,5x23,5 m z listopada 1998 r.

Dodatkowa wizualna analiza 10 zdjęć satelitarnych z lat 1975–2002 zlewni Umiew wykonanych przez satelity Landsat i IRS wykazała, że świeże osuwiska i spływy oraz ślady po starszych widoczne w terenie nie odwzorowują się na zdjęciach. Wynika z tego, że zbocza kanionu Umiew w latach z opadem w pobliżu średniej wieloletniej (11 000–12 000 mm w Cherrapunji i 2200 mm w Shillongu), są modelowane przez płytkie osuwiska i niewielkie spływy gruzowo-błotne.

Próby wyznaczenia zależności między natężeniem opadu i czasem jego trwania a występowaniem płytkich osuwisk i spływów podjął N. Caine (1980), na podstawie danych ze strefy umiarkowanej, uzupełnionych kilkoma przykładami z obszaru tropikalnego (ryc. 21). Czarna pogrubiona linia na rycinie wyznacza dolny próg opadu na świecie, przy którym uruchamiane są płytkie osuwiska i spływy na naturalnym stoku. Równanie $I = 14,82D^{-0,39}$ (I – natężenie opadu w mm·h⁻¹, D – czas trwania opadu w godzinach) może być użyte do ilościowej oceny naturalnego zagrożenia, związanego z płytkimi osuwiskami i spływami gruzowymi.

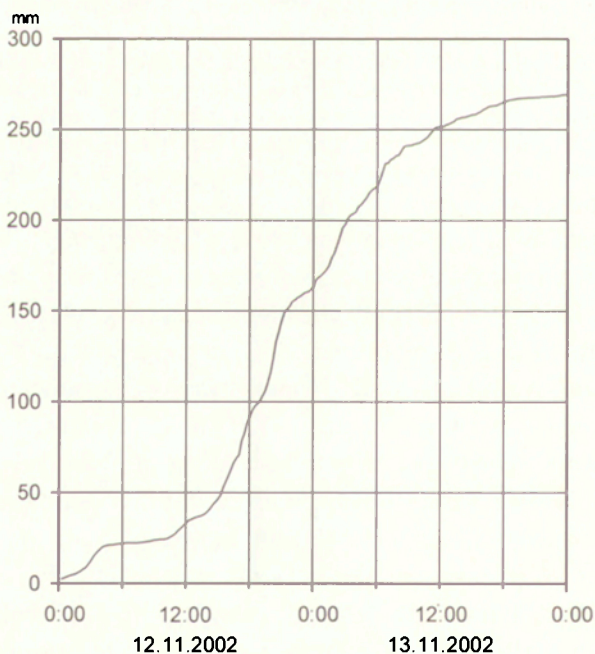


Ryc. 21. Związki między natężeniem i czasem trwania opadu dla opadów uruchamiających płytkie osuwiska. 1 – osuwiska na świecie (Caine 1980), słownie opisano osuwiska w wilgotnym klimacie tropikalnym, 2 – osuwiska w Puerto Rico w wilgotnym klimacie tropikalnym (Larsen, Simon 1993), 3 – maksymalne opady w Cherrapunji, 4 – obserwowany opad w Cherrapunji uruchamiający płytkie osuwiska (por. ryc. 22). Równania: I – natężenie opadu ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), D – czas trwania opadu (godziny)

Relation between rainfall intensity and duration for storms that trigger shallow landslides
 1 – landslides in the world (Caine 1980), landslides in humid tropical climate are described by region's name, 2 – landslides in Puerto Rico in humid tropical climate (Larsen, Simon 1993), 3 – maximum rainfall at Cherrapunji, 4 – rainstorm observed at Cherrapunji that triggered shallow landslides (cf. Fig. 22). Equations: I – rainfall intensity ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), D – rainfall duration (hours)

Metodą tą posłużyli się również M.C. Larsen i A. Simon (1993), wykorzystując dane opadowe i teledetekcyjne Służby Geologicznej USA (USGS – United States Geological Survey), dla wilgotnego obszaru tropikalnego Puerto Rico za lata 1959–1991. Średnie wieloletnie opady w Puerto Rico wynoszą 2000–2500 mm. W czasie krótkotrwałych ulew może spaść 500 mm deszczu w ciągu 9 godzin. Wzór $I = 91,46D^{-0,82}$ opracowano dla opadów trwających od 2 do 312 godzin o natężeniach między 1–110 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Z wzoru wynika, że np. dla opadów trwających 10 godzin, potrzeba natężenia 13,8 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, aby wystąpiło osuwisko. Niższe wartości natężeń np. 2–3 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ są wystarczające do uruchomienia osuwisk w ciągu 100 godzin. Linie dla świata i wilgotnego obszaru tropikalnego (cienka czarna linia), przecinają się przy czasie trwania opadu ok. 100 godzin (ryc. 21). Wtedy warunki w klimacie tropikalnym zbliżają się do tych w strefie umiarkowanej. Oznacza to, że geomorfologiczne i

klimatologiczne różnice w formowaniu się osuwisk między strefą umiarkowaną i tropikalną zanikają, kiedy obszary górskie otrzymują duże ilości opadu w dłuższym okresie – kilku dni. Porównanie progów opadowych w obu strefach wskazuje również, że dla powstania osuwiska w ciągu np. 10 godzin opadu potrzeba trzykrotnie większej ilości opadu w Puerto Rico niż w strefie umiarkowanej. Wyższe progi opadowe potrzebne dla uruchomienia osuwisk w wilgotnej strefie tropikalnej były już stwierdzane wielokrotnie (Carson, Kirkby 1972; Gupta 1988). Nie oznacza to jednak mniejszego prawdopodobieństwa wystąpienia osuwisk w wilgotnym klimacie tropikalnym, ponieważ z reguły opady są tam wyższe w porównaniu ze strefą umiarkowaną. Mniejsze znaczenie mają warunki wilgotnościowe podłoża, gdyż codzienne opady i mgły stale utrzymują wysoką wilgotność gleby (Larsen, Simon 1993). Wyznaczony próg opadowy w Puerto Rico może mieć szersze zastosowanie do strefy klimatu wilgotnego tropikalnego na świecie (Larsen, Simon 1993). Wykresy uzupełniono linią najlepszego dopasowania do opadów maksymalnych od 24 h do 2 lat dla Cherrapunji (linia przerywana). Jest ona zbliżona do opadów maksymalnych na świecie, ponieważ do Cherrapunji należy światowy rekord wysokości opadów o czasie trwania od 31 dni do 2 lat (*WMO* 1986). Opadów uruchamiających płytkie osuwiska i splayy w zlewni Umiew należałoby więc szukać między dolną granicą z Puerto Rico a linią maksymalnych opadów dla Cherrapunji.



Ryc. 22. Krzywa kumulacyjna opadu w Cherrapunji uruchamiającego płytkie osuwiska
The cumulative curve of rainfall in Cherrapunji that triggers shallow landslides

Założenie to potwierdza zaobserwowany w Cherrapunji podczas badań terenowych w dniach 12–13.11.2002 r. opad o wysokości 270 mm, połączony z licznymi osuwiskami i spływami ziemnymi o niewielkich rozmiarach (od kilkudziesięciu do kilkuset metrów kwadratowych powierzchni; ryc. 22). Ostatnie, kilkumiliterowej wysokości opady, notowano 19.10.02 i 5.11.02, a więc gleba po sezonie monsunowym była już wyschnięta. Średnia intensywność opadu wyniosła $5,6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ z maksimum sięgającym $20 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Z wzoru dla Puerto Rico wynika, że do uruchomienia osuwiska w czasie opadu trwającego dwie doby, wystarczy już natężenie $3,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ i jest to wartość zbliżona do światowej. Obserwowane osuwiska w okolicach Cherrapunji były ograniczone do bardzo stromych stoków o nachyleniach powyżej 35° , porośniętych naturalnym lasem. Płytkie osuwiska powstały również w północnej części zlewni w rejonie Mawphlang, na stokach o nachyleniach powyżej 15° , zajętych pod uprawę oraz w podcięciach dróg. Minimalna wartość opadu, przy której mogą się pojawić płytkie osuwiska może być nieco niższa w sezonie monsunowym, czemu sprzyja gleba przepojona wodą (Govi, Sorzana 1980).

Podjęcie zaprezentowane przez M.C. Larsena i A. Simona (1993) wyznacza jedynie pewne ogólne zależności między natężeniem opadu i czasem jego trwania a powstawaniem płytkich osuwisk. Jak dowiodły badania w Dardżylingu w 1968 r., bardzo istotną rolę w uruchamianiu osuwisk odgrywają również maksymalne natężenia opadu i sekwencja natężeń w czasie (Starkel 1972b).

Okres powtarzalności występowania płytkich osuwisk dla Puerto Rico wynosi 1,2 roku. W Cherrapunji każdego roku osiągany jest opad rzędu 250–300 mm w ciągu dwóch dni. Nawet w wybitnie suchym 1962 r., kiedy zanotowano 6807 mm – najniższą roczną sumę opadu za cały okres pomiarowy, dwudniowe opady w kilku przypadkach przekroczyły 300 mm. Dlatego też okres powtarzalności płytkich osuwisk i spływów dla środkowej części zlewni między Mawsynram a Cherrapunji można określić na mniej niż 1 rok.

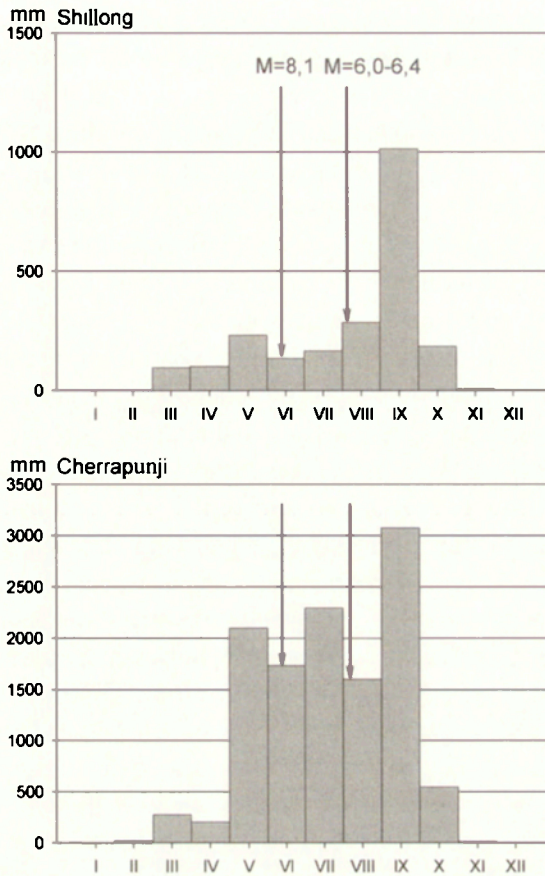
Podsumowując można stwierdzić, że głębsze osuwiska z podcięć erozyjnych, uruchamiane są w wyniku wysokich opadów, sięgających 20–25% średniej rocznej w ciągu 3–4 dni, potrzebnych do powstania wezbrania, w czasie którego stan wody w korycie głównym przekracza 6 m, a na większych dopływach 2–4 m. Wysoki opad powinien wystąpić na przeważającej części zlewni, ponieważ do powstania wezbrania potrzebny jest odpowiednio duży obszar alimentacji. Tego typu wezbrania ograniczone są do okresu monsunowego, kiedy lokalne ulewy o dużych natężeniach nakładają się na opady rozlewne. Płytkie osuwiska i spływy mogą być uruchamiane przy opadach rzędu 250–300 mm, trwających 1–2 doby w strefie najwyższych opadów między Mawsynram a Cherrapunji. Mogą one powstać w każdym miesiącu między marcem a listopadem i wystąpić na niewielkim obszarze zlewni w zasięgu lokalnych ulew.

Najbardziej podatne na osuwiska są strome zbocza kanionu w środkowej części dorzecza Umiew, w zasięgu ekstremalnych opadów, gdzie gęstość sieci rzecznej przekracza $10 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Świadczą o tym również płytkie gleby na stromych, zalesionych zboczach kanionu. Osuwiska te są wynikiem oddziaływania jedynie czynników naturalnych. Występują na obszarach słabo zaludnionych lub niezamieszkałych, z bardzo słabo rozwiniętą siecią dróg.

Na pagórkowatym płaskowyżu o dojrzałej rzeźbie ruchy osuwiskowe rozwijają się głównie w północnej części zlewni o grubszych pokrywach zwierzelinowych, wykorzystywanych pod uprawę. Rozwojowi osuwisk dodatkowo sprzyja gęstsza sieć dróg (średnio $2\text{--}3 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$) podcinających stoki i odkrywkowe wyrobiska surowców skalnych o stromych ścianach. Tutaj nawet niewielki opad może je uruchomić. Nie widać natomiast skutków ekstremalnych opadów na pagórkowatym płaskowyżu o zdegradowanych glebach w rejonie Cherrapunji i Mawsynram. Obszar ten, którego powierzchnia gleby chroniona jest grubą warstwą kamiennego bruku jest w całej zlewni najbardziej odporny na procesy osuwiskowe. Przy tak zróżnicowanym przestrzennie rozkładzie opadu nie można jednak podać jednej wartości progowej, potrzebnej do uruchomienia osuwisk w zlewni Umiew.

3.3.3. OSUWISKA I SPŁYWY WYWOŁANE TRZĘSIENIAMI ZIEMI

Skutki trzęsienia opisane przez R.D. Oldhama (1899), który przeprowadził szczegółowe badania terenowe w sezonie zimowym na przełomie 1897/98 r., są wynikiem zarówno trzęsienia ziemi, wstrząsów wtórnych jak i działania deszczu, padającego na zdestabilizowane podłoże (ryc. 23). Południowy skłon wyżyny leżał w strefie największych zniszczeń. W centralnej części płaskowyżu notowano głównie duże zniszczenia budynków oraz przemieszczenia materiału skalnego (głazów o ciężarze do 170 kg) drogą powietrzną w dół stoków. Liczne osuwiska rozwinęły się jedynie w podcięciach dróg. Natomiast zbocza kanionów zostały pozbawione niemal połowy szaty roślinnej przez olbrzymie osuwiska i obrywy skalne na osi W–E południowego skłonu wyżyny o długości ponad 30 km (ryc. 18). R.D. Oldham tłumaczy to nie tyle skutkiem siły wstrząsu, ale budowy geologicznej i rzeźby terenu. Na wschód od południka 91° płaskowyż wznosi się gwałtownie i zaznacza się wyraźna granica litologiczna między zwietrzalymi skałami osadowymi (piaskowce z formacji Shella, Therria i Mahadek) o mniejszej spoiwości w porównaniu z podścielającymi je skałami krystalicznymi. Duże osuwiska powstały na północny-zachód od 91°E w Garo Hills, gdzie także występują piaskowce podatne na wietrzenie. W górnych odcinkach kanionów, zbudowanych ze skał krystalicznych o większej spoiwości niż piaskowce, osuwiska były znacznie rzadsze i płytkie.



Ryc. 23. Rozkład średnich miesięcznych opadów w 1897 r. w Shillongu i Cherrapunji (opracowanie autora na podstawie *The Meteorological Department...* 1898) oraz siła (strzałki) wstrząsu głównego i wtórnego w skali Richtera

The distribution of rainfall monthly averages in 1897 at Shillong and at Cherrapunji (by the author on the basis of *The Meteorological Department...* 1898) and the magnitude (arrows) of the main and secondary earthquakes in Richter scale

Największe zniszczenia wskutek ruchów masowych obserwowano w okolicach Cherrapunji oraz w ujściowym odcinku dorzecza Umiew. Sumy opadu w 1897 r. były zbliżone do średnich wieloletnich (Cherrapunji 11 870,2 mm, Mawphlang 4137,2, Shillong 2229,1 mm). Opadów nie mierzono w Cherrapunji między 13 a 19 czerwca z powodu dużych zniszczeń. Najbliższa stacja w Mawphlang zanotowała w tych dniach opad, dający w sumie 288 mm. Przebieg opadów w okresie monsunowym wskazuje na to, że w czerwcu były one stosunkowo niewielkie, natomiast bardzo wysokie we wrześniu. W Cherrapunji w dniach 1–5 września opady przekroczyły 2000 mm z maksimum 4 września, kiedy spadło prawie 600 mm w ciągu doby.

Informacji o rozmiarach zniszczeń i czasie relaksacji systemu przyrodniczego może dostarczyć analiza starych szkiców i map. Rekonstrukcję wykonano porównując szkic doliny Umstew o powierzchni 9 km^2 , położonej na wschód od Cherrapunji, z aktualnym zdjęciem z grudnia 2002 r. (ryc. 24). Analiza nachyleń stoków w dolinie w oparciu o wykonany wysokościowy model terenu wykazała, że ściany skalne zajmują 5%, a stoki bardzo strome o nachyleniu $35\text{--}55^\circ$ ok. 66% powierzchni doliny. Ponieważ szkic jest „skosny”, nie pozwala na oszacowanie proporcji obszarów zasypanych w całej dolinie. Procedura rektyfikacji szkicu w oparciu o lokalny układ współrzędnych zdefiniowany dla zeskanowanej fotografii wykazała, że najmniejsze zniekształcenia szkicu występują w obrębie tylnej ściany kanionu o powierzchni ok. 3 km^2 . Około 40% powierzchni szaty roślinnej w jej obrębie zostało zniszczone przez osuwiska. Głównym źródłem dostawy materiału były obrywy z pionowych ścian piaskowca żelazistego formacji Therria oraz osuwiska uruchomione na bardzo stromych zboczach zbudowanych z kwarcytów (grupa Shillongu). Brak wyraźnie wykształconych nisz osuwiskowych oraz częste „wyspy” roślinności w obrębie zasypanych obszarów wskazują, że dominowały osuwiska płytkie. Trudno jest ocenić ile powstało nowych osuwisk, a ile zostało tylko odnowionych. Pewne jest natomiast, że strefy odpadania skał były aktywne przed trzęsieniem ziemi. Na szkicu widoczne są duże ilości materiału dostarczonego ze zboczy wypełniającego dno doliny. Rzeka zmieniła charakter z typowo górskiej o skalnym korycie na płytką, z piaszczystym dnem. Jeden sezon opadowy z częstymi wezbrzeniami nie był wystarczający do usunięcia materiału z koryta.

Dla porównania (ryc. 24), ze szkicu z 1897 r. na zdjęcie z 2002 r. przeniesiono strefy odpadania i osuwania (kolor czerwony) oraz akumulacji (kolor niebieski) Znaczny obszar, zajęty przez osuwiska w 1897 r., porasta obecnie las o różnym stopniu degradacji, a górne partie zboczy zbiorowiska krzewów i traw. Nie zmieniły swego zasięgu strefy odpadania w obrębie ścian skalnych. Pod pionowymi ścianami zostały usypane świeże stożki piargowe utrwalone przez roślinność. Niewielkie obszary zajmują wychodnie skalne w obrębie stromych zboczy, których roślinność dotąd nie skolonizowała. Dno doliny jest bardzo wąskie i głęboko wcięte. Koryto skalne słabo się zaznacza.

Podobna budowa geologiczna i rzeźba występują po zachodniej stronie Cherrapunji, w dolinie Umiew. Był to region, który najbardziej ucierpiał wskutek wstrząsów. Zbocza w dolnym odcinku Umiew zostały zasypane lub została na nich zniszczona szata roślinna na długości ok. 1000 m, od podstawy płasko zalegających piaskowców do koryt rzecznych (Becker 1915). Olbrzymia dostawa zwietrzliny do potoków spowodowała przeciążenie rzek, podnosząc ich dna o 3–4 m, co jest porównywalne z maksymalnymi stanami wody

Cherrapunji

1600 m n.p.m.

0

500 m



Ryc. 24. Szkic doliny Umstew na wschód od Cherrapunji w 1897 r. po trzęsieniu ziemi (wg Oldham 1897) i zdjęcie z 2002 r. Na zdjęciu zaznaczono kolorem czerwonym obszary odpadania i osuwania na zboczach, kolorem niebieskim obszar akumulacji w dnie doliny w 1897 r.

The sketch of the Umstew valley to the east of Cherrapunji in 1897 after earthquake (after Oldham 1897) and photo from 2002. The red colour indicates areas subject to rock falls and landslides on slopes; the blue colour indicates sedimentation in the river bed in 1897

z okresu monsunowego. Duże osuwiska, bloki skalne z obrywów wraz z drzewami tworzyły bariery o wysokości ponad 10 m. Podparta woda na dopływach i w korytach głównych rzek utworzyła jeziora, które przetrwały od kilku dni do kilku miesięcy. Przerwanie barier powodowało kolejne podcięcia stoków przez płynącą wodę i uruchamianie osuwisk (Oldham 1899).

Wpływ osuwisk powstałych wskutek silnych trzęsień ziemi na bilans denudacyjny (wielkość dostawy zwietrzeliny do koryt rzecznych i szybkość jej odprowadzania) jest słabo rozpoznany. Badania prowadzone w lasach tropikalnych dowodzą, że ponad połowa drobnoziarnistego materiału osuwiskowego jest odprowadzana przez rzeki w ciągu 2 lat (Pain, Bowler 1973). Natomiast A.J. Pearce i in. (1985) stwierdzili w Alpach Nowozelandzkich, że 50–75% materiału drobno- i średnioziarnistego z osuwisk po 50 latach wciąż pozostawało w odległości nie większej niż 5–10 km od odcinków źródłowych cieków czwartego rzędu w klasyfikacji Hortona-Strahlera. Daje to średni czas transportu $150 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$. Obecnie w ujściowym odcinku Umiew nie ma już śladów w postaci większych bloków skalnych. Jednak w korytach cieków 4-tego rzędu, wyciętych w kwarcytach, nadal znajdują się dobrze obtoczone głązy piaskowca o średnicy 1–2 m, pochodzące z obrywów z nadległych ścian skalnych z czasu trzęsienia ziemi.

Zatrzymanie dostawy materiału ze stoków do koryt rzek zależy od tempa skolonizowania świeżych osuwisk przez roślinność. Czas regeneracji szaty roślinnej jest wypadkową wielu czynników środowiskowych, m.in. wysokości bezwzględnej, która wpływa na temperatury i opady, powierzchni osuwisk, otaczającej je roślinności, gleb, użytkowania i pokrycia terenu (Ewel 1980; Scatena, Lugo 1995). Na ogół wystarcza kilka lat w klimacie tropikalnym, aby płytkie osuwiska leżące do wysokości 1000 m n.p.m. porosły trawą i krzewami (Kingdom-Ward 1955; Froehlich, Starkel 1987; Walker i in. 1996). Znacznie więcej czasu potrzeba na wykształcenie lasu o tym samym składzie gatunkowym i biomase jaką miał las pierwotny (Whitmore 1975). W Papui Nowej Gwinei i Panamie naturalne powały drzew są regenerowane w ciągu 20–50 lat. Na osuwiskach uruchomionych impulsem opadowym las osiąga skład gatunkowy lasu pierwotnego po 200–300 latach. Na osuwiskach uruchomionych płytkim impulsem sejsmicznym o sile powyżej 7 stopni w skali Richtera, w zależności od powierzchni zniszczonej szaty roślinnej, dzieje się tak po 200–500 latach (Garwood i in. 1979).

Mapy dorzecza Umiew wykonane w 1910 r. w skali 1:63 360 wykazują już roślinność rozwiniętą na miejscach zajętych wcześniej przez osuwiska. Szybkiej regeneracji szaty roślinnej sprzyjały wysokie temperatury i wilgotność,

a także zachowane w obrębie płytkich osuwisk „wyspy” roślinności ułatwiającej jej sukcesję. Obecnie nie można już wizualnie odróżnić lasu wtórnego od pierwotnego.

Czas relaksacji środowiska przyrodniczego po katastrofalnym trzęsieniu ziemi na południowym skłonie Meghalaya jest zbliżony do zmierzonych w innych obszarach tropikalnych na świecie. Powtarzalność trzęsień ziemi powyżej 500 lat jest wystarczająca do rozwoju lasu tropikalnego o składzie gatunkowym i biomacie zbliżonej do lasu naturalnego.

4. ANTROPOGENICZNE CZYNNIKI DEGRADACJI ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO POŁUDNIOWEGO SKŁONU WYŻYNY MEGHALAYA

4.1. UWARUNKOWANIA PRZEBIEGU PROCESÓW DEGRADACJI ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO OD PRADZIEJÓW DO POŁOWY XIX W.

Podstawowe znaczenie dla oceny stopnia degradacji środowiska przyrodniczego mają informacje o jego funkcjonowaniu w przeszłości. Obszary tropikalne z ich ogromną bioróżnorodnością uważa się za najbardziej stabilne na Ziemi, chociaż podlegały one globalnym zmianom klimatu, które znajdowały odbicie w zmianach zbiorowisk roślinnych (Whitmore 1991). Pojawienie się człowieka z umiejętnością uprawy zbóż i hodowli było dodatkowym czynnikiem zakłócającym. Rekonstrukcja zmian, jakich człowiek dokonał w środowisku przyrodniczym Wyżyny Meghalaya jest bardzo trudna, ze względu na skąpy materiał archeologiczny oraz brak źródeł pisanych, pochodzących z bezpośrednich obserwacji wyżyny aż do początku XIX w.

Najstarsze znalezione narzędzia kamienne z wyżyny w Garo Hills (Michimagiri, por. ryc. 1), datowane są na górny paleolit między 30 000 a 10 000 lat BP (Misra 2001). Ludność, która ich używała zajmowała się łowiectwem i zbieractwem. Plejstocenijskie ochłodzenia klimatu, tak wyraźne w obrębie Himalajów, miały zapewne wpływ na ekosystemy sąsiednich obszarów tropikalnych (Zhisheng i in. 2001). Znacznie większą rolę w cyrkulacji mas powietrza odgrywał wówczas suchy monsun północno-wschodni. Klimat był chłodny z niewielkimi opadami. Obszar dorzecza Gangesu i Brahmaputry porastały formacje roślinne, zbliżone do dzisiejszych sawann z roślinnością trawiastą i płatami lasów (Misra 2001). O roślinności wyżyny nie mamy informacji. Można jedynie przypuszczać, że na wilgotniejszym, południowym skłonie były lasy.

Zmiany klimatu w holocenie sprowadzały się do ocieplenia z wyraźnymi fazami wahań termiki i wilgotności (Starkel 2003b). Dane paleoklimatyczne z Tybetu oraz szacunki ilości zawiesiny transportowanej przez Ganges i Brahmaputrę wskazują na początki wzmożonej aktywności monsunu południowo-zachodniego, począwszy od 12 000 lat BP, z wyraźnym maksimum opadów ok. 8000 lat BP (Prins, Postma 2000; Goodbread, Kuehl 2000a). Dało to impuls do ekspansji lasów tropikalnych i subtropikalnych. Flora, obecnie zajmująca piętro leśne we wschodnich Himalajach między 2100

a 4200 m n.p.m., przetrwała do dziś w reliktowej postaci (np. *Wulfenia amherstiana*, *Senecio chrysanthemoides*, *Corydalis longipe*) w Khasi Hills poniżej 1700–1800 m n.p.m. (Bor 1942). W składzie gatunkowym nadal można znaleźć relikty przedplejstoceniowe, a nawet z karbonu. W holocenie nastąpiło więc podniesienie pięter roślinnych i stopniowa sukcesja roślinności ciepłolubnej na teren wyżyny.

Stosunkowo łagodne warunki klimatyczne, z mniejszymi opadami w porównaniu do poprzedniego okresu, zapanowały w neolicie od ok. 5700 lat BP (Gasse i in. 1991). Zbiegło się to w czasie z napływem do Indii ludności, która wprowadziła uprawę roślin. Ludność z indoeuropejskiej grupy językowej przybyła z kierunku północno-zachodniego. Większość badaczy przychyliła się do koncepcji równoległego napływu w tym czasie do północno-wschodnich Indii ludności Garo z obszaru Chin, a ludności Khasi i Jaintia z Azji Południowo-Wschodniej, uważając je za pozostałości kilku fal migracji z wczesnego neolitu (Gadgil i in. 1997; Bareh 1997). Potwierdzają to znaleziska ceramiki sznurowej oraz siekierek i motyk wykonanych z miejscowej skały – dolerytu w Selbargiri (Garo Hills, por. ryc. 1) i w okolicach Shillongu (Khasi Hills). Są one podobne do produkowanych w prowincji Junan w Chinach oraz w Birmie i Malezji (Choudhury 1959). Znaleziska wiążane są z rolnictwem żarowym i zwyczajem stawiania megalitów dla upamiętnienia ważnych wydarzeń (Füer-Haimendorf 1945). Garo osiedlili się początkowo w rejonie Tury, natomiast Khasi zajęli teren dzisiejszego dystryktu Jaintia Hills, zasiedlając stopniowo pozostałą część wyżyny wraz z rozległym obszarem w dolinach Brahmaputry i Gangesu. Świadczą o tym zachowane na tych terenach nazwy miejscowości, pochodzące z języka mon-khmerskiego oraz megality, nawiązujące stylem do znajdujących w Azji Południowo-Wschodniej. Jeszcze na przełomie XIX i XX w. megality wznoszono m.in. w okolicach Shillongu (Stegmiller 1921), a w zlewni Umiew po dzień dzisiejszy w miejscowości Laitlyngkot znajduje się jedno z ich największych skupisk.

Zbliżone do współczesnych warunki klimatyczne zapanowały w badanym regionie między 3500 a 3000 lat BP (Goodbread, Kuehl 2000b). Właśnie w tym okresie, w początkach epoki żelaza, zwiększyła się presja człowieka na środowisko. Najstarsze stanowiska archeologiczne z epoki żelaza, na pograniczu północno-zachodnich Indii, datowane są na około 3000 lat BP. Technologia wytopu stopniowo rozprzestrzeniła się na wschód, sięgając ujścia Gangesu i Brahmaputry 2500 lat BP (Gadgil i in. 1997). Datowania nie uwzględniają jednak północno-wschodnich Indii. Rozwój umiejętności wytopu metali, a zwłaszcza żelaza, jaką z czasem posiadli Khasi sprzyjały udoskonaleniu narzędzi rolniczych, które nadal były implementacją używanych w neolicie, m.in. charakterystycznych motyk (Gurdon 1907).

Zarówno narzędzia rolnicze jak i jedyna seria 18 datowań radiowęglowych węgla drzewnych z aluwii rzeki Krishnai na północnym skłonie wyżyny (najstarsza data kalibrowana 550–800 A.D., Sukhija i in. 1999) wskazują, że rolnictwo żarowe było już we wczesnym średniowieczu powszechną formą użytkowania ziemi na wyżynie (Misra 2001). Niewielkie początkowo zaludnienie powodowało, że nie stanowiło ono zagrożenia dla środowiska przyrodniczego. Wykorzystanie ognia wprawdzie zwiększyło zakłócenia funkcjonowania ekosystemów leśnych, jednak przetrwanie żarowego systemu upraw do dzisiejszych czasów wskazuje na to, że musiał on pozostawać przez długi czas w równowadze ze środowiskiem. Wraz z udoskonalaniem technologii wytopu żelaza i produkcji narzędzi możliwa stała się szybsza ekspansja rolnictwa, poprzez karczunek lasu. Większe zasoby żywności sprzyjały wzrostowi zaludnienia. Z czasem żelazo stało się produktem wymiany handlowej z mieszkańcami sąsiadujących nizin.

Najwcześniejsze pisane informacje o badanym obszarze, zawarte w tekstach kupców arabskich z X w., wspominają o handlu z Królestwem Kamarupa powstałym w IV w. n.e. (Zaborski 1998). Przynajmniej częściowo obszar Garo Hills wchodził w skład królestwa, natomiast wschodnia część Khasi Hills i Królestwo Jaintia były niepodległe. Królestwo Kamarupa przetrwało do początku XIII w. Wtedy kolejna fala ludności napływowej, z chińskiej prowincji Junan, opanowała dolinę Brahmaputry, ustanawiając dynastię Ahomów panującą do początku XIX w. Ahomowie rozwinęli pismo, a ich kroniki historyczne *Buranji* z 1500 r. opisują kontakty z Królestwem Jaintia (Acharyya 1966).

Po południowej stronie wyżyny, na terenach dzisiejszej Niziny Bengalskiej w 1303 r. szach Jalal, podbijając lokalnych władców, wprowadził islam. Ibn Battuta (1962), podróżując w 1346 r. dorzeczem Surmy, dał pierwszy opis ludności Khasi zamieszkującej podnóża wyżyny. Pomimo napływu z czasem kolejnych grup ludności na Nizinę Bengalską, współczesne badania lingwistyczne (Matisoff 1991; Kumar, Reddy 2003) i genetyczne (Langstieh 2004) potwierdzają wyraźną odrębność, zarówno językową jak i chromosomów DNA, Garo i Khasi od obecnych mieszkańców Indii. Utrzymanie się różnic w genach świadczy o długiej izolacji grupy ludnościowej (Cordaux i in. 2003), której skutki widoczne są zarówno w strukturze demograficznej – ponad 80% ludności wyżyny to tzw. rejestrowe plemiona (*scheduled tribes*), wg nomenklatury odziedziczonej po Brytyjczykach (*Census of India* 2001), jak i w silnym zróżnicowaniu dialektów języków Garo i Khasi.

Z chwilą opanowania Bengaluru (1765 r.) przez Kompanię Wschodnioindyjską ustanowiono granicę przebiegającą kilkanaście kilometrów od południowego skłonu wyżyny, którego podnóża były wówczas zalesione lub obejmowały tereny podmokłe (ryc. 25). Granica oddzieliła południową,



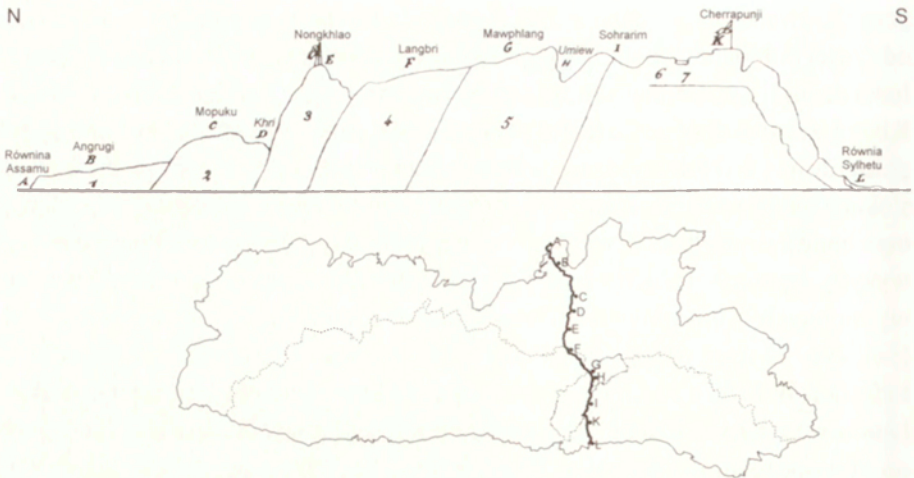
Ryc. 25. Fragment mapy Jamesa Rennella po raz pierwszy pokazujący południowy skłon Wyżyny Meghalaya (Rennell 1779). Południk zerowy przyjęto w Kalkucie. Gwiazdką zaznaczono Sylhet; plemiona: Garows – Garo, Cossya – Khasi, Gentya – Jaintia; Kerrim – Khyrim – największe królestwo w Khasi Hills. Północna granica Dystryktu Sylhet (Silhet) przebiegająca kilka kilometrów na południe od podnóży wyżyny (pogrubiona czarna linia), częściowo wzdłuż Surmy, stanowiła granicę wpływów administracji brytyjskiej po włączeniu Bengalu w 1765 r. w skład posiadłości Kompanii Wschodnioindyjskiej

A part of James Rennell's map to show for the first time the southern slope of the Meghalaya Plateau (Rennell 1779). The zero meridian was established in Calcutta. Star indicates Sylhet; tribes: Garows – Garo, Cossya – Khasi, Gentya – Jaintia; Kerrim – Khyrim – the largest kingship in the Khasi Hills. The northern boundary of the Sylhet District (Silhet) several kilometres south of the Meghalaya foothills (thick black line), partly along the Surma river, determined the border of influence of the British administration after the incorporation of Bengal in 1765 into the possessions of the East India Company.

„cywilizowaną” część stanu Sylhet, z gospodarką opartą na rolnictwie osiadłym, od części północnej, obejmującej południowy skłon wyżyny, zamieszkały przez ludzi dżungli, utrzymujących się z rolnictwa żarowego (Ludden 2003). Ludność Khasi zamieszkiwała strefę przejściową, uprawiając ryż u podnóża południowego skłonu wyżyny, palmę areka i pomarańcze na jej południowych stokach lub prowadziła wędrowny tryb życia, zajmując się rolnictwem żarowym oraz handlem artykułami rolnymi i minerałami. Wapienie z kopalni u podnóża wyżyny, będące w rękach Khasi, były jednym z głównych obok żelaza towarów wymiennych. Kontrolowali oni handel od Pandui wzdłuż Surmy po Sunamganj (por. ryc. 1), powodując liczne konflikty zbrojne z Kompanią Wschodnioindyjską. W 1780 r. R. Lindsay, poborca podatkowy Sylhetu, nawiązał kontakty handlowe z Khasi, dzierżawiąc kopalnię wapieni u ujścia zlewni Umiew. Był on równocześnie pierwszym Europejczykiem, który opisał mieszkańców wyżyny (Lindsay 1840). W 1788 r. podróż odbył J. Eliot (1794), opisując zwyczaje ludności Garo u ujścia Someswari.

Olbrzymie powodzie na Nizinie Bengalskiej w latach 1784 i 1787, epidemie malarii, częste walki na pograniczu z ludnością Khasi oraz chęć przejęcia pełnej kontroli nad kamieniołomami wapieni, spowodowały wzrost zainteresowania wyżej położonym łądem. W 1791 r. granica została przesunięta na północ. Dało to impuls do wycięcia resztek powierzchni leśnych u podnóża Wyżyny Meghalaya (Ludden 1999).

Dopiero z chwilą pojawienia się w 1824 r. Brytyjczyków na wyżynie, można mówić o informacjach, pochodzących z bezpośrednich obserwacji (Barooah 1970). Opisy pierwszych przyrodników z początku XIX w. wskazują na to, że płaskowyż powyżej 1000 m n.p.m. był już w przeważającej części wylesiony (Walters 1832; Pemberton 1835; Yule 1844; Griffith 1847). Potwierdza to pierwszy przekrój hipsograficzny przez wyżynę i część zlewni Umiew (Walters 1832). Wprawdzie na jego podstawie nie można podać danych ilościowych, jednak przedstawiony obraz przestrzenny budowy geologicznej i użytkowania ziemi zgodny jest z niezależnymi opisami innych badaczy z tego okresu (ryc. 26). Strome zbocza kanionów na południowym skłonie zajmował subtropikalny, wiecznie zielony las liściasty o różnym stopniu degradacji. Już w 1838 r. zauważono w kanionie Umstew koło Cherrapunji, że wprawdzie jest on porośnięty dżunglą, jednak brak jest w niej większych drzew (Griffith 1847). Pagórkowaty płaskowyż porastały zbiorowiska traw z rzadko rozrzuconymi płatami lasu sosnowego (*Pinus keyisia*). Uprawy ryżu i roślin okopowych ograniczone były do den nawadnianych dolin. Skala erozji w przeszłości była tak duża, że aby uprawiać ziemię w przydomowych ogródkach w okolicach Cherrapunji, gdzie Brytyjczycy wydzierzawili teren pod budowę sanatorium, trzeba było dowozić glebę z innych rejonów wyżyny (Hooker 1854).



Ryc. 26. Przekrój N-S przez środkową część Wyżyny Meghalaya ze zlewnią Umieiv wykonany przez H. Waltersa (1832) w 1828 r., wzdłuż drogi wybudowanej przez Kompanię Wschodnioindyjską. Na dolnej mapie zaznaczono przebieg drogi z wydzielonymi odcinkami użytkowania ziemi i budowy geologicznej. 1 – zwietrzały granit, pagórkowaty teren porośnięty dżunglą, 2 – granit, pagórkowaty teren porośnięty sosną, 3 – głązy granitowe, drzewa iglaste i owocowe, 4 – czerwone łupki mikowe, skarłowaciałe drzewa zanikające w kierunku południowym, 5 – niebieskie łupki, brak drzew z wyjątkiem doliny rzeki Boga Pani (Umieiv), 6 – piaskowiec, płaski, wylesiony teren, 7 – węgiel

The N-S profile across the central part of the Meghalaya Plateau and the Umieiv catchment surveyed by H. Walters (1832) in 1828, along a road built by the East India Company. The bottom map shows the course of the road, with delineated sections of land use and geological formations. 1 – weathered granite, hilly terrain covered with jungle, 2 – granite, hilly terrain with pine trees, 3 – granite boulders, coniferous and fruit trees, 4 – red micaceous slates, trees stunted disappear towards the south, 5 – blue slate, no trees except the Boga Pani (Umieiv) valley, 6 – sandstone, flat and bare terrain, 7 – coal

Pomimo małej gęstości zaludnienia, szacowanej w 1850 r. na 8 os.·km² w Khasi i Jaintia Hills (Hunter 1879), produkcja żywności nie była w stanie zaspokoić potrzeb mieszkańców wyżyny. Wskazywała na to struktura wymiany handlowej, jaką zastali Brytyjczycy. Głównym towarem importowanym z nizin był ryż, ryby i tekstylia, a eksportowanym wapień, żelazo, pomarańcze i betel oraz ziemniaki, wprowadzone do uprawy w 1830 r. (tab. 7; Mills 1853; Allen 1858). Przynajmniej częściowo o strukturze wymiany handlowej mógł decydować duży udział nie nadających się pod uprawę terenów na pagórkowatym płaskowyżu. Brak samowystarczalności w produkcji żywności wymusił rozwój kontaktów handlowych z sąsiadującymi nizinami. Jedynie 2,8% wartości stanowił handel z Assamem w dolinie Brahmaputry, reszta przypadała na Nizinę Bengalską. Taka struktura utrzymała się za panowania administracji brytyjskiej do końca XIX w.

Tabela 7. Struktura wymiany handlowej na Wyżynie Meghalaya – kolejność wg wartości

Lp.	Eksport		Import	
	1858 r.	1876 r.	1858 r.	1876 r.
1	wapień	ziemniaki	ryż	ryż
2	ziemniaki	wapień	tkaniny	ryby
3	pomarańcze	pomarańcze	ryby	tkaniny
4	żelazo	bawełna	sól	sól
5	bawełna	pieprz	trzoda	mąka pszenna
6	betel	betel	olej	tytoń

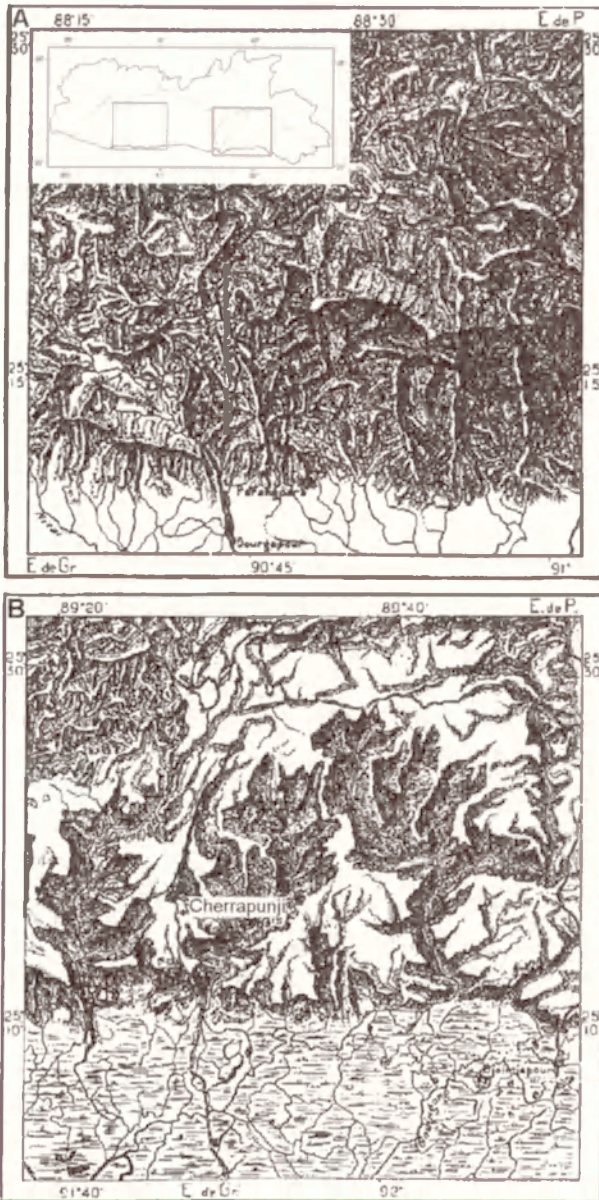
Źródło: Allen 1858; Hunter 1879

4.2. TENDENCJE ZMIAN POWIERZCHNI LEŚNEJ I ZALUDNIENIA OD POŁOWY XIX W. DO KOŃCA XX W.

Wybitny francuski geograf E. Reclus (1883), wykorzystując mapy z pierwszego kartowania wyżyny z drugiej połowy XIX w., zamieścił w podręczniku geografii dwa przykłady pokrycia terenu z południowego skłonu Wyżyny Meghalaya (ryc. 27). Wybrane fragmenty odzwierciedlają dwa historycznie ukształtowane obszary o kontrastowym sposobie użytkowania ziemi: lasy z rolnictwem żarowym i niewielkim udziałem upraw ryżu, w nisko położonych dolinach w Garo Hills oraz zalesione kaniony, rozcinające porośnięty zbiorowiskami traw płaskowyż Khasi i Jaintai Hills wraz ze zlewnią Umiew. Krajobraz ten nie zmienił się znacząco do dziś. Zbiorowiska traw są więc bardzo stabilne w czasie, reprezentując zatrzymane stadium wtórnej sukcesji (Ramakrishnan 1992). Dzieje się tak, mimo że obszar wyżyny ma sprzyjające warunki termiczno-wilgotnościowe dla rozwoju lasu.

N.L. Bor (1942), badając pod koniec lat 30-tych XX w. chroniony od 1874 r. obszar lasu sosnowego w okolicach Shillongu, stwierdził w jego niższym piętrze duży udział gatunków lasu subtropikalnego liściastego. Nie było natomiast takich gatunków w lasach sosnowych podlegających antropopresji w postaci wypalania i wypasu. Jest to dowód, że na obszarze wyżyny w naturalnych warunkach subtropikalny las liściasty jest w stanie sam się zregenerować i jest formacją klimaksową. Obecnie subtropikalny wiecznie zielony las liściasty o podobnym składzie gatunkowym jak porastający strome zbocza kanionów Khasi Hills, występuje w Himalajach i górach na pograniczu z Birmą, na tych samych wysokościach i w tych samych warunkach klimatycznych (Champion, Seth 1968; Ives, Messerli 1989).

Najważniejszym dowodem na istnienie w przeszłości subtropikalnych lasów liściastych na płaskowyżu Wyżyny Meghalaya są tzw. święte lasy – zachowane przez miejscową ludność płaty lasu klimaksowego, będące obiektem



Ryc. 27. Mapy południowego skłonu Wyżyny Meghalaya z pierwszego kartowania w drugiej połowie XIX w. (Reclus 1883). A – Garo Hills, B – pogranicze Khasi i Jaintia Hills wraz ze zlewnią Umiew

Maps of the southern slope of the Meghalaya Hills from the first survey in the second part of the XIX c. (Reclus 1883). A – Garo Hills, B – Khasi and Jaintia Hills with the Umie catchment

kultu religijnego (Khan i in. 1997; fot. 3). Ich skład gatunkowy jest najbardziej zbliżony do lasów naturalnych, porastających niegdyś wyżynę (Bor 1942). Nie jest znany ich wiek. Sądząc jedynie po rozmiarach drzew i zaznaczeniu lasów już na najstarszych mapach, muszą mieć co najmniej kilkaset lat. W zlewni Umiew zinwentaryzowano dotąd święte lasy m.in. w okolicach Mawphlang – największy o powierzchni 75 ha na wysokości 1840 m n.p.m., w Nongkrem (8 km na południe od Shillongu) na wysokości 1800 m n.p.m. oraz w okolicach Cherrapunji na wysokości 1250 m n.p.m. (Tiwari i in. 1998).

Wylesianie obszarów tropikalnych związane było do niedawna z szybkim przyrostem ludności (Allen, Barnes 1985). Pogląd ten w ostatnich latach poddawany jest krytyce, ponieważ prosta zależność nie istnieje (Mather, Needle 2000; Geist, Lambin 2002).

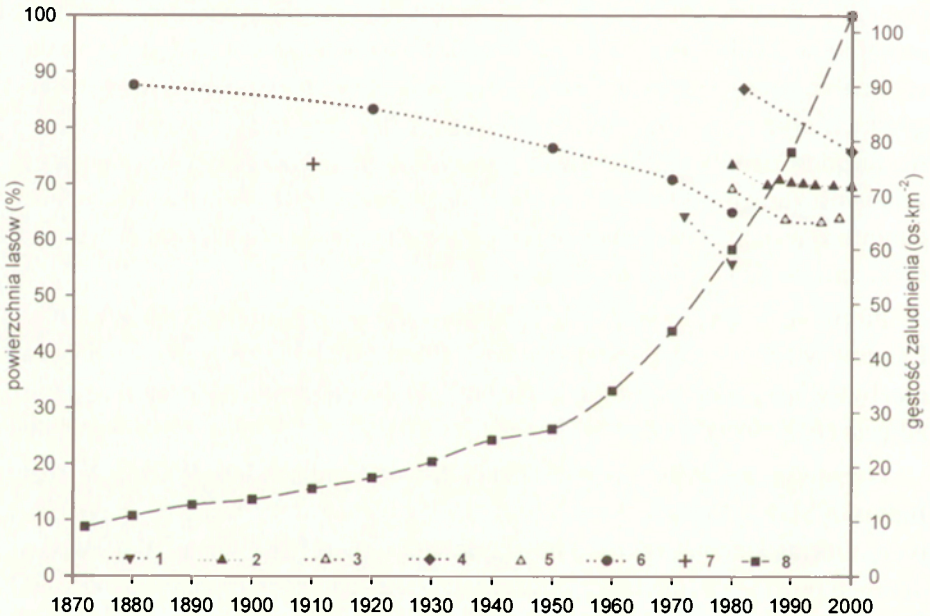
Dotychczasowe opracowania tempa wylesienia w Meghalaya opierały się na dwóch źródłach – zdjęciach satelitarnych oraz historycznych statystykach (ryc. 28). Wszyscy autorzy zgodnie podkreślają ciągły spadek powierzchni leśnej na wyżynie. Obliczane tempo wylesiania wykazuje jednak duże różnice. Rozbieżności wynikają głównie z trudności szacunku powierzchni leśnych górskich obszarów tropikalnych. W przypadku Meghalaya należą do nich: różnorodność formacji roślinnych, dających zbliżone odbicie spektralne, mozaikowość form użytkowania ziemi i ich duża zmienność czasowo-przestrzenna, ograniczone możliwości wykonania zdjęć w warunkach bez zachmurzenia oraz efekt zacienienia w głębokich kanionach.

Pierwsze i zarazem najbardziej skrajne wyniki interpretacji zdjęć satelity Landsat MSS (*Department of Space...* 1983) poddano krytyce i uznano za niezbyt wiarygodne ze względu na brak doświadczenia osób analizujących zdjęcia (FSI 1989).

Począwszy od 1987 r. powierzchnia lasów w Indiach jest obliczana przez Indyjską Służbę Leśną (FSI – Forest Survey of India) co dwa lata, w oparciu o monitoring satelitarny, zgodnie z definicją FAO (1993): las to zbiorowisko drzew o powierzchni koron powyżej 10%, porastających obszar większy niż 0,5 ha. W rzeczywistości FSI zalicza do lasu tylko powierzchnie większe niż 1 ha wraz z plantacjami drzew i obszarami upraw agroleśnych. Zgodnie z tą definicją powierzchnia lasów w Meghalaya w 2000 r. wynosiła 69,5% powierzchni stanu (FSI 2001). Rząd stanu Meghalaya w oparciu o dane statystyczne na poziomie wsi wyróżnia dziewięć form użytkowania ziemi. Las jest definiowany jako obszar, z którego płacony jest podatek leśny lub teren uznany za las specjalnym aktem prawnym, np. w przypadku obszarów chronionych. Pola uprawne oraz pastwiska w obrębie lasu są zaliczane do powierzchni leśnej. Zgodnie z tą definicją powierzchnia lasu w Meghalaya w 2000 r.

wyniosła tylko 42,3% powierzchni stanu (*FSI* 2001). Rozbieżności między obu statystykami dochodziły w 2000 r. do 27% i należały, podobnie jak w większości północno-wschodnich stanów, do największych w Indiach.

Pierwsza ocena FSI w oparciu o wizualną interpretację wydruków FCC, wykorzystywała zdjęcia satelity Landsat MSS w skali 1:1 000 000 z 1981 r. Kolejne opracowania zostały wykonane już w skali 1:250 000 (Landsat TM i IRS-1B), a najnowsze, oparte na klasyfikacji wskaźnika roślinności NDVI są w skali 1:50 000 (IRS-1C i ID, *FSI* 2001). Metodyczne zmiany obliczeń powierzchni leśnej w Meghalaya nie wpływały znacząco na uzyskiwane wyniki. Szacowana powierzchnia lasów oscylowała w granicach 70% i z wyjątkiem pierwszej oceny z 1981 r., jej zmiany w poszczególnych latach nie przekraczały 1% (ryc. 28).



Ryc. 28. Zmiany powierzchni lasów (1880–2000) i gęstości zaludnienia (1872–2000) na Wyżynie Meghalaya według obliczeń różnych autorów. Powierzchnia lasów: 1 – Department of Space (1983), 2 – *FSI* (2001), 3 – Roy, Tomar (2001), 4 – Ramakrishnan, Kushwaha (2001), 5 – Roy, Joshi (2002), 6 – Richards, Flint (1994), 7 – opracowano na podstawie mapy 1:253 440 z 1911 r.; Gęstość zaludnienia: 8 – *Census of India* (1872–2001)

Changes of the forest area (1880–200) and population density (1872–2000) in the Meghalaya Plateau according to various authors. Forest area: Department of Space (1983), 2 – *FSI* (2001), 3 – Roy, Tomar (2001), 4 – Ramakrishnan, Kushwaha (2001), 5 – Roy, Joshi (2002), 6 – Richards, Flint (1994), 7 – author, on the basis of the map at scale of 1:253 440 from 1911 r.; population density: 8 – *Census of India* (1872–2001)

P.S. Roy i S. Tomar (2001) stwierdzili w stanie Meghalaya, w oparciu o wizualne interpretacje FCC, szybkie wylesianie o 0,6% rocznie między 1980 r. (Landsat MSS w skali 1:1 000 000) a 1989 r. (IRS-1A), a następnie wolniejszy, o 0,1% rocznie, spadek powierzchni leśnej do roku 1995 (IRS-1B). Wydaje się, że powierzchnia lasów dla roku 1980 została przeszacowana i wniosek o wylesieniu aż 8% powierzchni stanu w latach 1980–89 nie został potwierdzony.

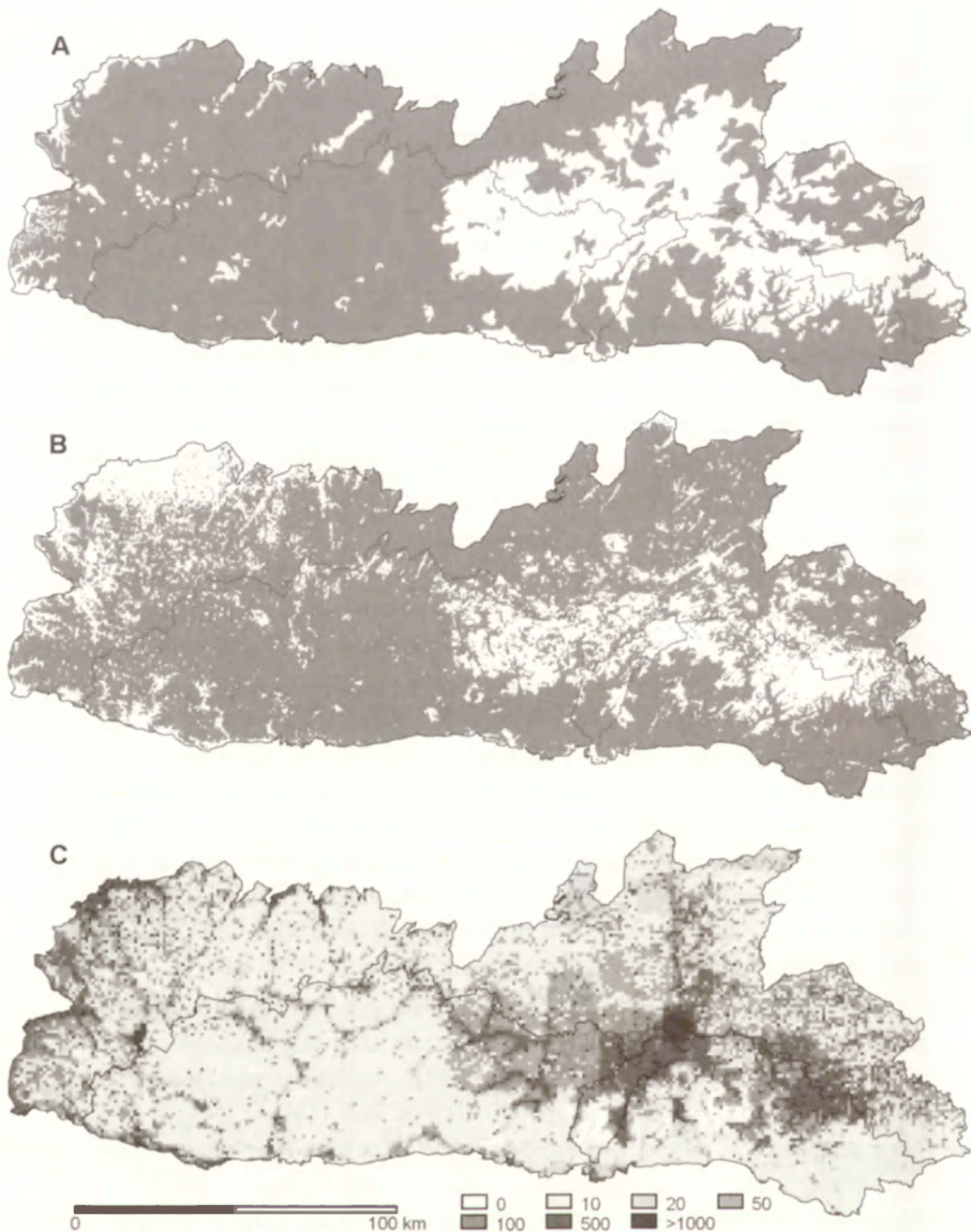
Znacznie natomiast odbiega od cytowanych obliczeń zarówno powierzchnia leśna jak i tempo wylesiania, jakie stwierdzili P.S. Ramakrishnan i S.P.S. Kushwaha (2001) z 87% w 1982 r. do 75,8% w 2000 r., czyli 0,6% rocznie. Autorzy nie podają jednak metody obliczeń.

Najnowsze opracowanie, wykorzystujące klasyfikację hybrydową zdjęcia satelity IRS-1C WiFS z 1998 r. (Roy, Joshi 2002), oszacowuje powierzchnię lasów w Meghalaya na 63,8%. Odejmując od niej obliczone przez tych samych autorów powierzchnie form użytkowania zaliczane do obszarów leśnych, a nie będące formalnie lasem – zbiorowiska bambusowe i pola odłogowane, na które dopiero wkracza wtórny las, powierzchnia leśna wyniosła 43,2%. Wynik jest więc bardzo zbliżony do powierzchni obliczanej w oparciu o statystyki na poziomie wsi przez rząd stanu Meghalaya.

Jedynym opracowaniem na podstawie historycznych danych statystycznych z Assamu, w skład którego do 1972 r. wchodziła Wyżyna Meghalaya, jest baza danych zmian użytkowania ziemi w latach 1880–1980 w Azji Południowej i Południowo-Wschodniej, przygotowana na potrzeby obliczeń zmian emisji dwutlenku węgla do atmosfery (Richards, Flint 1994; ryc. 28). Dane o użytkowaniu ziemi, zwłaszcza w niedostępnym Garo Hills w XIX w., były jedynie szacunkowe i obciążone znacznymi błędami.

Dane demograficzne są dokładniejsze, zwłaszcza że obszar wyżyny nie podlegał w ostatnich 150 latach istotnym zmianom granic ani większym migracjom. Pierwszy spis z 1872 r. w Garo Hills, wykazał gęstość zaludnienia poniżej 12 os.·km⁻², a w Khasi i Jaintia Hills 9 os.·km⁻² (*Census of India* 1872). Na początku XX w. dynamika wzrostu ludności w Meghalaya była zbliżona do średniej w Indiach. Gwałtowny przyrost nastąpił dopiero w latach 1951–61, a od 1971 r. wynosi średnio 3,1% rocznie wobec 2,1–2,5% w Indiach.

Żadna z przedstawionych ocen nie wykorzystywała materiałów kartograficznych sprzed lat 70-tych XX w. Dlatego zdigitalizowano lasy na mapach topograficznych w skali 1:253 440 z 1911 r., obliczając ich powierzchnię dla stanu Meghalaya oraz trzech jednostek administracyjnych – Garo, Khasi i Jaintia Hills (ryc. 29A; tab. 8). Do porównania dynamiki zmian powierzchni leśnej wykorzystano dane tabelaryczne *FSI* (2001), obliczone w oparciu o zdję-



Ryc. 29. Rozmieszczenie lasów i gęstości zaludnienia na Wyżynie Meghalaya
 A – rozmieszczenie lasów w 1911 r. (mapa w skali 1:253 440), B – rozmieszczenie lasów w 2000 r. (wskaźnik roślinności NDVI na podstawie zdjęć satelitarnych Landsat ETM+), C – gęstość zaludnienia (baza danych LandScan w wersji z 2002 r.). Zaznaczono granice (dział wodny) południowego skłonu wyżyny wraz ze zlewnią Umiew

The spatial distribution of forest and population density in the Meghalaya Plateau
 A – the distribution of forest in 1911 (map at scale of 1:253 440), B – the distribution of forest in 2000 (NDVI vegetation index on the basis of Landsat ETM+ images), C – the population density (Land Scan database version for 2002). Boundaries (water divide) of the southern slope of the Meghalaya Plateau and the Umiew catchment are indicated

cie satelitarne w skali 1:250 000 z 2000 r., również dla całego stanu i wymierzonych jednostek administracyjnych. Dane FSI nie uwzględniały naturalnej jednostki fizyczno-geograficznej, jaką jest południowy skłon wyżyny. Nie była też dostępna dokładna mapa rozmieszczenia powierzchni leśnych. Dlatego przygotowano mapę zalesienia dla całego stanu, z wydzieleniem południowego skłonu, w oparciu o znormalizowany wskaźnik roślinności (NDVI) dla roku 2000. Wykorzystano w tym celu pięć scen satelity Landsat ETM+. Uzyskano powierzchnię lasów 69,8%, zbliżoną do obliczonej przez FSI (ryc. 29B). Uzupełnieniem jest mapa rozmieszczenia ludności w stanie Meghalaya, przygotowana w oparciu o bazę danych o światowym zaludnieniu LandScan Global Population Database (ryc. 29C).

Porównując mapy obszarów leśnych z 2000 r. i gęstości zaludnienia widać wyraźnie, że na wylesionym płaskowyżu w Khasi i Jaintia Hills gęstość zdecydowanie przekracza 100 os.·km⁻². Na większości obszaru zalesionego gęstość zaludnienia spada na ogół poniżej 10 os.·km⁻². Liczba ludności, zamieszkująca południowy skłon, wynosi ok. 700 000, co daje średnią gęstość zaludnienia 63 os. km⁻², znacznie poniżej średniej dla całego stanu. Miejscami, w głęboko wciętych kanionach o dużych nachyleniach zboczy na południowym skłonie, zaludnienie spada do zera.

Spadek powierzchni leśnej w Meghalaya w XX w. jest niewielki, w porównaniu ze wzrostem gęstości zaludnienia (tab. 8). Dane w tabeli 8 wskazują na to, że średnie tempo wylesiania w latach 1911–2000 wynosiło 0,05% rocznie. Skłon południowy ma zdecydowanie mniejszą gęstość zaludnienia niż północny. Niedostępny teren, brak większych miast oraz ograniczone inwestycje ze względów politycznych nie sprzyjają rozwojowi regionu. Powierzchnia leśna jest więc bardziej stabilna, a jej spadek o 1,4% w ciągu 90 lat (1911–2000)

Tabela 8. Zmiany powierzchni lasów i gęstości zaludnienia w Meghalaya w latach 1911–2000/01

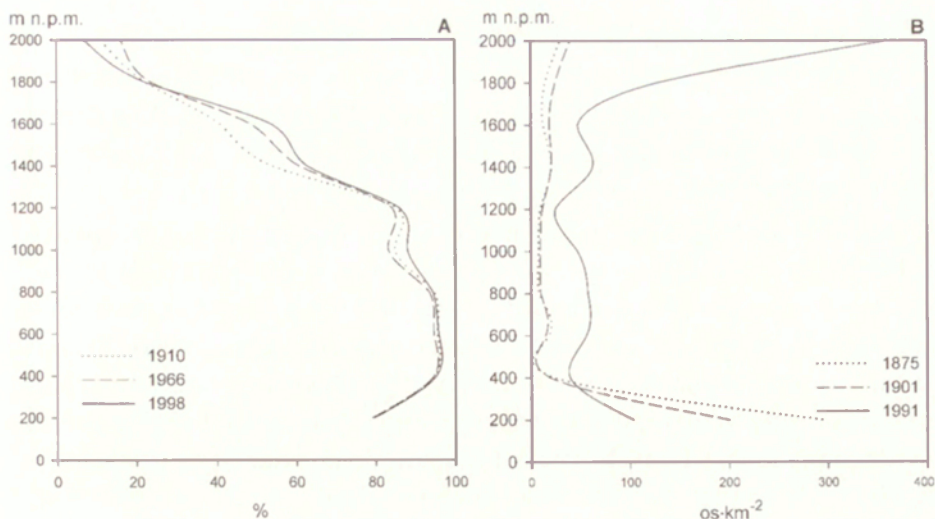
Lata/ tendencja	Meghalaya		Garo Hills		Khasi Hills		Jaintia Hills		Skłon południowy 10 920 km ²	
	pow. lasu (%)	gęstość zaludnienia (os·km ⁻²)	pow. lasu (%)	gęstość zaludnienia (os·km ⁻²)	pow. lasu (%)	gęstość zaludnienia (os·km ⁻²)	pow. lasu (%)	gęstość zaludnienia (os·km ⁻²)	pow. lasu (%)	gęstość zaludnienia (os·km ⁻²)
1911	73,6	16	92,7	19	64,3	19	58,1	11	74,1	-
2000/01	69,5	103	78,0	106	69,7	110	50,7	77	72,7	63
Wzrost/spadek	-4,1	87	-14,7	87	5,4	91	-7,4	66	-1,4	-
Srednioroczny wzrost/spadek	-0,05		-0,16		0,06		-0,08		-0,02	

Dane o powierzchni leśnej: 1911 r. – mapa w skali 1:253 440 Survey of India, 2000 r. – FSI (2001), 2000 r. – wskaźnik roślinności NDVI w oparciu o zdjęcia satelity Landsat ETM+ dla skłonu południowego
Gęstość zaludnienia: 1911 r. i 2001 r. – *Census of India* (1911, 2001), 2001 r. – baza danych LandScan w wersji z 2002 r. – dla skłonu południowego

mieści się w granicach błędu obliczeniowego. Zachodnia, najslabiej rozwinięta gospodarczo część wyżyny – Garo Hills, zanotowała największy spadek powierzchni leśnej o 14,7%, ale tutaj też był jej najwyższy udział procentowy w 1911 r. Jediną przyczyną wylesiania w tym regionie był wzrost demograficzny i konieczność zaspokojenia rosnących potrzeb żywnościowych, poprzez karczowanie lasu dla potrzeb rolnictwa żarowego oraz pozyskania drewna opałowego. W tym samym okresie w Khasi Hills nastąpił wzrost powierzchni leśnej o 5,4%, mimo podobnego jak w Garo Hills wzrostu gęstości zaludnienia. W Jaintia Hills, które miało najniższy odsetek lasów w 1911 r., spadek powierzchni leśnej jest o połowę mniejszy w porównaniu z Garo Hills, przy zbliżonym procentowo wzroście gęstości zaludnienia.

Szczegółowych danych o zmianach powierzchni leśnej dostarcza analiza map topograficznych w skalach 1:63 360, 1:50 000 i zdjęcia satelitarne IRS-1D, z obliczonym wskaźnikiem roślinności NDVI z 1998 r., na tle zmian zaludnienia w jednostkach administracyjnych drugiego rzędu w zlewni Umiew. Obszar zlewni Umiew obejmował w latach 1875–1947 w całości lub częściowo 10 jednostek – tzw. *semi-independent states*, a wg spisu z 1991 r. znajdowało się w nim 138 wsi oraz część miasta Cherrapunji. W przypadku położenia jednostek administracyjnych na granicy działu wodnego, liczbę ludności dzielono proporcjonalnie do zajmowanej przez nie powierzchni w zlewni. Na tle całej wyżyny w zlewni Umiew, zmiany powierzchni leśnej są niewielkie, zwłaszcza w porównaniu ze zmianami gęstości zaludnienia. Powierzchnia lasów w latach 1910–1998 zwiększyła się z 44,6% w 1910 r. do 46,8% w 1966 r. i 47,4% w 1998 r. W latach 1875–1991 gęstość zaludnienia wzrosła z 11 os.·km⁻² w 1875 r. do 23 os.·km⁻² w 1910 r. i 123 os.·km⁻² w 1991 r. i jest obecnie większa niż średnia dla całego stanu (103 os.·km⁻²). Uzyskane wyniki zgodne są z ogólnym trendem przyrostu powierzchni leśnej i wzrostu gęstości zaludnienia w Khasi Hills (tab. 8).

Współcześnie w profilu wysokościowym zlewni widoczna jest zależność między występowaniem lasu a zaludnieniem. Duży procentowy udział powierzchni leśnych w poszczególnych przedziałach wysokościowych odpowiada małej gęstości zaludnienia (ryc. 30). Do wysokości 1200 m n.p.m. powierzchnia lasu w zlewni waha się między 80–95%. Powyżej tej wysokości systematycznie spada do poniżej 7% w najwyższym piętrze, gdzie gęstość zaludnienia przekracza 350 os.·km⁻². Wzrost gęstości zaludnienia w wyższych wysokościach w znacznej mierze związany jest ze wzrostem udziału obszarów płaskich wraz z wysokością w zlewni Umiew. W przeszłości jednak korelacja ta nie była tak wyraźna. Charakterystyczne są zwłaszcza najniższe i najwyższe piętra zlewni, gdzie przebieg zmian gęstości zaludnienia był odmienny. Najniższa część zlewni poniżej 400 m n.p.m., została częściowo wylesiona wsku-



Ryc. 30. Zmiany udziału powierzchni leśnej (A) w latach 1910–1998 i gęstości zaludnienia (B) w latach 1875–1991, w profilu wysokościowym zlewni Umiew, w przedziałach co 200 m. Dane o powierzchni leśnej: 1910 r. – mapa topograficzna 1:63 360, 1966 r. – mapa topograficzna 1:50 000, 1998 r. – wskaźnik roślinności NDVI na podstawie zdjęcia satelitarne IRS-1D. Dane o gęstości zaludnienia: 1875 r. i 1901 r. – obliczenia na podstawie danych z jednostek administracyjnych drugiego stopnia (tzw. *semi-independent states* w zlewni Umiew – Hunter 1879; Allen 1906), 1991 r. – wsie w Khasi Hills (*Census of India* 1991).

Changes in the proportion of forest area (A) for the period 1910–1998 and population density (B) for the period 1875–1991, with elevation in every 200 m in the Umiew catchment. Data for the forest area: 1910 – topographic map at scale of 1:63 360, 1966 – topographic map at scale of 1:50 000, 1998 – NDVI vegetation index on the basis of satellite image IRS-1D. Data for the population density: 1875 and 1901 – calculations on the basis of data from *semi-independent states* in the Umiew catchment – Hunter 1879; Allen 1906), 1991 – villages in the Khasi Hills (*Census of India* 1991).

tek intensywnego wydobycia i przetwórstwa wapieni, zakładania plantacji pomarańczy i palmy areki oraz rozwoju osadnictwa, jeszcze w czasach przedkolonialnych. Nagłe wycofanie się ludności nastąpiło po trzęsieniu w 1897 r. Tendencja ta została utrwalona w 1947 r. przeprowadzeniem granicy między Indiami i Bangladeszem. Likwidacja przejścia granicznego w okolicach Shella niemal całkowicie wstrzymała wymianę towarową z Niziną Bengalską. Około 95 000 osób spośród ludności Khasi pozostało w Bangladeszu (*Census of Bangladesh* 1961), stanowiąc obecnie niewielką ok. 30-tysięczną mniejszość etniczną (*Census of Bangladesh* 1991). Część przeniosła się na północny skłon wyżyny Meghalaya, gdzie są lepsze warunki klimatyczne do uprawy ryżu. W najwyższym piętrze w okolicach Shillongu, który również ucierpiał wskutek trzęsienia ziemi, straty ludności były niewielkie. Po odbudowie przez cały XX w. notowany był szybki wzrost zaludnienia wokół stolicy ówczesnego Assamu, potem największego miasta i stolicy Meghalaya.

4.3. SYSTEMY UPRAWY ROŚLIN

Ponad 80% ludności Wyżyny Meghalaya żyje na wsi, a 65% jej mieszkańców utrzymuje się z rolnictwa (*Census of India* 2001). Duże przekształcenia środowiska przyrodniczego, przy szybkim wzroście zaludnienia, związane są z rolniczą działalnością człowieka.

Na Wyżynie Meghalaya funkcjonują równocześnie cztery systemy uprawy roślin. Najpowszechniejszy system żarowy, określane powszechnie jako *jhum*, dominuje w niższych wysokościach. Powyżej 1000 m n.p.m., zwłaszcza w Khasi Hills, wykształciła się jego odmiana *bun*. Uprawa nawadnianego ryżu (*paddy*) w dnach dolin obejmuje obszar całej wyżyny. Plantacje pomarańczy palmy areki wraz z pnączami żuwnego pieprzu betelowego (*Piper betle*) ograniczone są do stromych zboczy kanionów na południowym skłonie wyżyny. Każdy z systemów wykazuje wewnętrzną zmienność organizacji prac, rodzaju i kolejności uprawianych roślin oraz wydajności. Różnice związane są z ekologicznymi i społecznymi warunkami w jakich funkcjonują. Różny jest również stopień ich oddziaływania na środowisko (Toky, Ramakrishnan 1981).

Rolnictwo żarowe

Najstarszym systemem upraw jest rolnictwo żarowe *jhum*, przetrwałe od neolitu, kiedy człowiek posiadał umiejętność wykorzystania ognia i przeszedł od łowiectwa i zbieractwa do uprawy zbóż. Jest dobrze dostosowane do mało żyznych gleb w obszarach tropikalnych i efektywne tak długo, jak istnieją wystarczające zasoby ziemi, lasu oraz niewielka gęstość zaludnienia (Kostrowicki 1973).

Uprawa w systemie żarowym polega na wycięciu lasu późną jesienią na powierzchni 2–3 ha i pozostawieniu na zimę ściętych drzew do wyschnięcia. Wiosną sucha biomasa jest spalana, wzbogacając glebę w materię organiczną i składniki pokarmowe (fot. 4). Wraz z nadejściem pierwszych opadów wysiewa się zboża (ryż, sezam, kukurydzę, proso), sadi warzywa i przyprawy (ketchup, dynię, tykwę, maniok, imbir) oraz drzewa owocowe, czyli to czego wymaga rodzina do życia. W drugim roku przeważa uprawa ryżu, tapioki i bananów (Toky, Ramakrishnan 1981). Zazwyczaj po dwóch latach pole jest opuszczane i stopniowo zarasta (Toky, Ramakrishnan 1983a). W zależności od presji ludnościowej pole jest pozostawiane odłogiem kilkadziesiąt lat lub okres ten może być skrócony do kilku lat. Czas między kolejnymi uprawami, czyli okres odłogowania pola to tzw. cykl *jhum*.

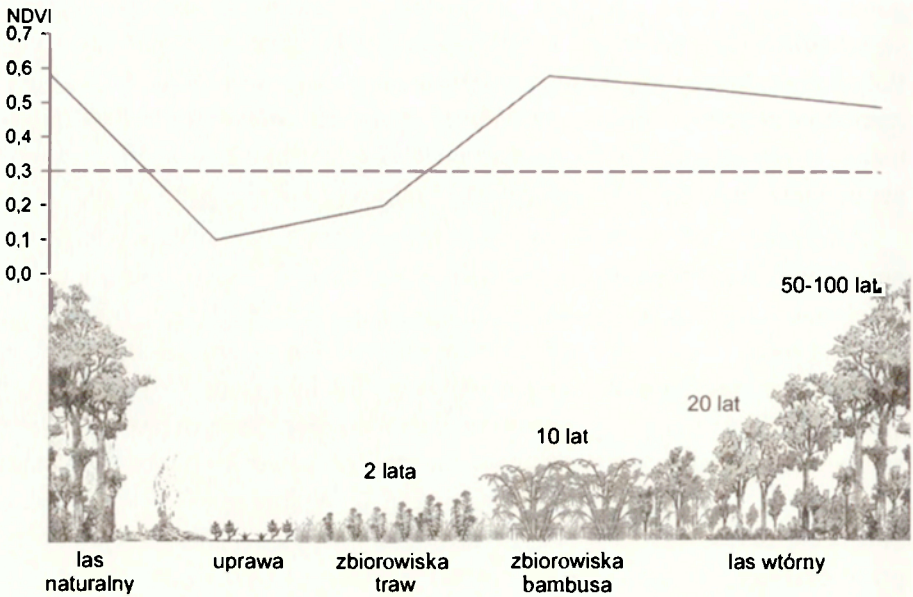
Ekspansję rolnictwa żarowego w wyniku wzrastającego zaludnienia uważa się za główną przyczynę spadku powierzchni leśnej i degradacji gleb na Wyżynie Meghalaya (Ramakrishnan 1992). Trudno jest jednak określenie pro-

gowej liczby ludności, powyżej której kontynuowanie gospodarki żarowej staje się szkodliwe dla środowiska. T.C. Whitmore (1991) na podstawie badań w Azji Południowo-Wschodniej twierdzi, że gospodarka żarowa zwykle jest w stanie zaspokoić potrzeby ludności, bez szkody dla środowiska, przy gęstości zaludnienia 10–20 os.·km². W takich warunkach zazwyczaj tylko ok. 10% dostępnej powierzchni leśnej jest karczowane i uprawiane w tym samym roku.

Zależność między wzrostem zaludnienia a skróceniem okresu odłogowania w rolnictwie żarowym nie jest jednoznaczna na Wyżynie Meghalaya. Na przełomie XIX i XX w. cykl *jhum* (odłogowania) w Garo Hills wynosił 10 lat (Allen 1906). W okresie międzywojennym cykl ten skrócił się do 5 lat i w praktyce cały las znajdował się pod wpływem rolnictwa żarowego (Stebbing 1962). Obecnie na znacznym obszarze Garo Hills porośniętym lasem, gęstość zaludnienia nadal jest poniżej dolnej wartości progowej 10 os.·km², uznanej za szkodliwą dla ekosystemów leśnych przez T.C. Whitmore'a (1991; ryc. 29C). Skrócenie okresu odłogowania w rolnictwie żarowym *jhum* nastąpiło więc przed okresem eksplozji demograficznej w latach 50-tych XX w.

Dane wskazują, że utrzymanie 14% ludności, tj. 257 140 osób (51 428 rodzin), zależy w Meghalaya od rolnictwa żarowego, na potrzeby którego co roku karczowane jest 432 km² lasu (*Directorate of Economics...* 2001). Około 80% wylesianej powierzchni przypada na Garo Hills, gdzie *jhum* tradycyjnie zajmuje największy obszar. Szacunkowo, na podstawie danych z poszczególnych jednostek administracyjnych można przyjąć, że na południowym skłonie wyżyny ok. 60 000 osób utrzymuje się z rolnictwa żarowego, wycinając każdego roku ok. 100 km² lasu. Nie jest to jednak nieodwracalny ubytek powierzchni leśnej. W tym samym czasie wyrasta las na polach pozostawionych odłogiem, a uprawianych przez rolników w poprzednich latach.

Wpływ rolnictwa żarowego na degradację środowiska przyrodniczego jest jednym z najtrudniejszych do oceny, zarówno tradycyjnymi jak i teledetekcyjnymi metodami. Ze względu na małą powierzchnię karczowanych pól i szybkie powtórne zarastanie rolnictwo żarowe nie jest wydzielane na mapach topograficznych jako oddzielna forma użytkowania ziemi, ale włączane do obszarów leśnych. Częsta rotacja pól powoduje, że na niewielkim obszarze zbiorowiska traw, bambusa i lasu równocześnie znajdują się w różnych stadiach wtórnej sukcesji, dając zbliżone odbicie spektralne (ryc. 31). W okresie suchym niektóre zbiorowiska lasów tropikalnych i bambusa zrzucają liście. Szczególnie wrażliwy na tego typu fenologiczną zmienność jest wskaźnik roślinności NDVI, najczęściej używany do szacunku powierzchni leśnych (Roy, Joshi 2002). Jest to również jedna z głównych przyczyn tak dużych rozbieżności w ocenie powierzchni leśnych na Wyżynie Meghalaya.



Ryc. 31. Sukcesja roślinności w systemie uprawy *jhum* na Wyżynie Meghalaya (100–300 m n.p.m.) oraz średnie wartości wskaźnika roślinności NDVI dla poszczególnych zbiorowisk roślinnych w sezonie zimowym (listopad–luty) na zdjęciu satelity IRS-1C WiFS. Wartość wskaźnika NDVI powyżej 0,3 (przerwana linia) teoretycznie wyznacza zbiorowiska lasów (opracowanie autora na podstawie: Singh, Ramakrishnan 1982; Toky, Ramakrishnan 1983a; Roy, Joshi 2002)

The succession of vegetation in the *jhum* cultivation system in the Meghalaya Plateau (100–300 m a.s.l.) and average values of the NDVI vegetation index for particular vegetation communities during winter season (November–February) on the IRS-1C WiFS satellite image. The value of the NDVI index above 0.3 (dotted line) theoretically indicates forest communities (by the author on the basis of: Singh, Ramakrishnan 1982; Toky, Ramakrishnan 1983a; Roy, Joshi 2002)

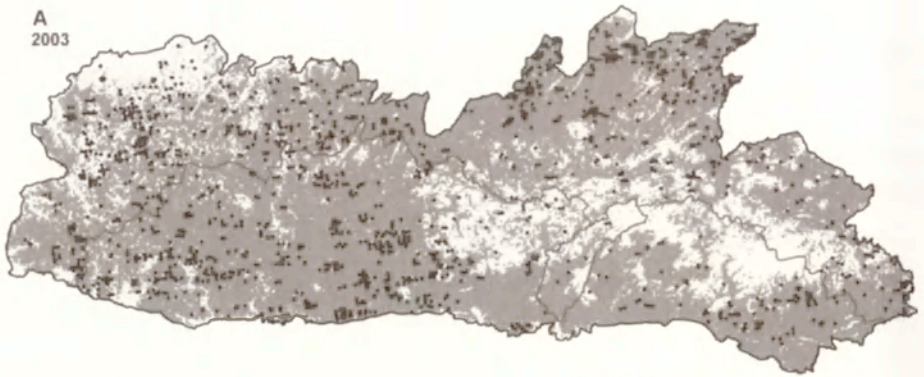
Współcześnie przestrzenny zasięg rolnictwa żarowego możemy prześledzić w oparciu o dane ze Spektrometrów Obrazowych Średniej Rozdzielczości (MODIS), zamontowanych na pokładach satelitów Terra i Aqua. Znając kolejność zabiegów agrotechnicznych w uprawie żarowej w Meghalaya, wykonano mapy pożarów dla każdego z 5 miesięcy od stycznia do maja dla trzech lat 2003–2005 (ryc. 32A). Największy wpływ na ilość rejestrowanych pożarów może mieć rozkład zachmurzenia w poszczególnych latach. Średnie 30-letnie wskazują, że zachmurzenie jest bardzo małe w Cherrapunji, Shillongu i Gauhati od stycznia do marca, poniżej 3 oktantów i rośnie dopiero w maju do 5 oktantów. Pożary zidentyfikowane w styczniu można potraktować jako tło antropogeniczne, związane z pozarolniczą działalnością człowieka (ryc. 32B). Dopiero w drugiej połowie lutego zaczyna rosnać liczba pożarów wypaleni-skowych. Wyraźne maksimum przypada na marzec i pierwszą połowę kwietnia. Nie wiadomo ile pożarów jest pochodzenia naturalnego – od pioruna,

ponieważ burze pojawiają się dopiero pod koniec marca. Mała ilość pożarów w maju wskazuje jednak na to, że nie odgrywają one dużej roli, ze względu na wysokie opady, powstrzymujące rozprzestrzenianie się ognia. Obserwowane podczas badań terenowych pożary obejmowały na ogół powierzchnie kilku hektarów i trwały od kilku do kilkunastu godzin.

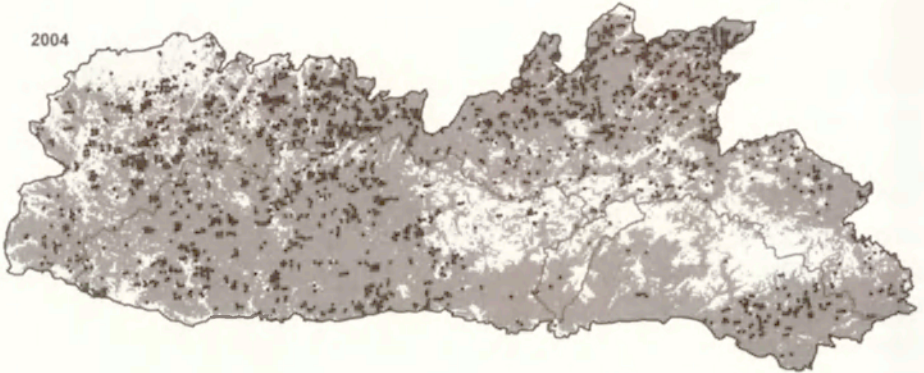
Wykonane mapy pokazują, że obszarami lasu najbardziej zagrożonymi karczowaniem na potrzeby gospodarki żarowej na południowym skłonie wyżyny są Garo Hills oraz wschodnia część Jaintia Hills (ryc. 32A). Natomiast wyraźnie mniejsza liczba pożarów jest notowana w strefie najwyższych opadów na południowym skłonie. Dzieje się tak, mimo że teoretycznie są spełnione warunki dla rozwoju rolnictwa żarowego *jhum* w postaci stromych stoków porośniętych lasem. Mapy rozmieszczenia pożarów, skorelowane z numerycznym modelem wysokościowym SRTM, umożliwiają prześledzenie rozmieszczenia rolnictwa żarowego z wysokością nad poziom morza. Nie ma istotnych różnic między rozkładem pożarów z wysokością między północnym a południowym skłonem wyżyny. Prawie 90% pożarów na południowym skłonie występuje do wysokości 1000 m n.p.m., chociaż 31% powierzchni obszaru leży powyżej tej wysokości (ryc. 32C). Rozkład przestrzenny pożarów nawiązuje do rozmieszczenia lasów – niemal zupełnie nie notuje się pożarów na wylesionym płaskowyżu. Tutaj też przebiega granica między klasycznym rolnictwem żarowym *jhum* a odmianą *bun* tego systemu. Okrywa z ziemi w systemie *bun*, pod którą spalana jest materia organiczna, stanowi wystarczający izolator, aby ogień nie mógł zostać wykryty przez satelitę.

Nie jest wiadomo, kiedy wykształcił się system uprawy *bun* w wyższych wysokościach wyżyny, szczególnie popularny w północnej części zlewni Umiew w okolicach Shillongu. Większość badaczy wiąże jego rozwój z wprowadzeniem uprawy ziemniaka w Khasi Hills przez D. Scotta w 1830 r. (Oldham 1854). Sądząc po szybkości z jaką ziemniak stał się produktem spożywczym i eksportowym (tab. 7), miejscowa ludność posiadała już wcześniej znajomość uprawy roślin okopowych m.in. jamu, którą obserwowali J. Eliot (1794) w Garo Hills w 1778 r. i D. Scott w Jaintia Hills w 1824 r. (Barooah 1970). Nie jest więc wykluczone, że pewne elementy dzisiejszego systemu *bun* są starsze niż się powszechnie sądzi. B.K. Mishra i P.S. Ramakrishnan (1983a) uważają, że przyczyną wykształcenia tego systemu uprawy jest skrócony okres odłogowania pól do 2–3 lat, związany z presją wzrastającej liczby ludności oraz brak lasu czyli źródła odpowiednio dużej ilości biomasy do spalania. Rzeczywiście do użyczenia gleby wykorzystywane są tylko dolne gałęzie sosny *Pinus kesiya*, które po wysuszeniu są rozdrabnianie i spalane na polu pod kilkucentymetrową warstwą ziemi (ryc. 33; fot. 5). Zapobiega to szybkiemu wymywaniu materii organicznej przez spływ powierzchniowy i roz-

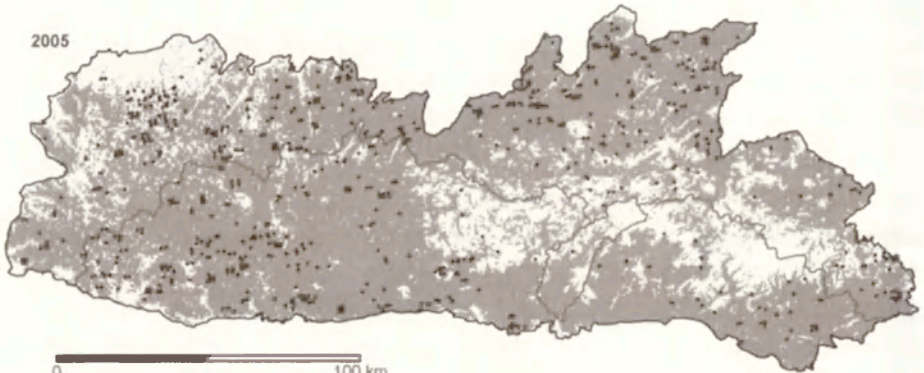
A
2003



2004

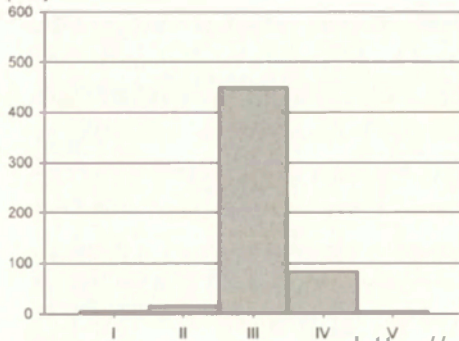


2005

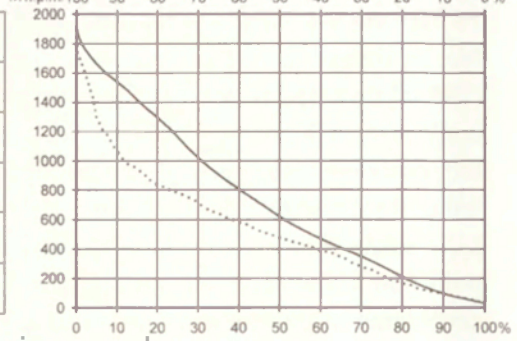


0 100 km

B
pożary



C



wiewaniu jej przez wiatr. Zazwyczaj możliwe są dwa zbiory w ciągu roku. Jeszcze przed nadejściem monsunu sadi się rośliny okopowe – ziemniaki, bataty oraz kapustę. Wraz z nadejściem opadów wysiewa się kukurydzę. Po zebraniu roślin okopowych latem sadi się w to miejsce ponownie ziemniaki, które są zbierane w listopadzie. Żniwa kukurydzy odbywają się we wrześniu. W drugim roku cykl się powtarza. Potem pole pozostawia się odłogiem do wzrostu naturalnej roślinności. Ugór w tym systemie nie jest poddawany jakimkolwiek zabiegom agrotechnicznym, które mogłyby zwiększyć urodzajność gleby. B.K. Tiwari (2003) tłumaczy brak zabiegów małą świadomością rolników, koncentracją na maksymalnym zysku w warunkach ograniczonego dostępu do zasobów środowiska oraz systemem własności, w którym rolnik najczęściej jest tylko dzierżawcą pola, należącego do wiejskiej wspólnoty.

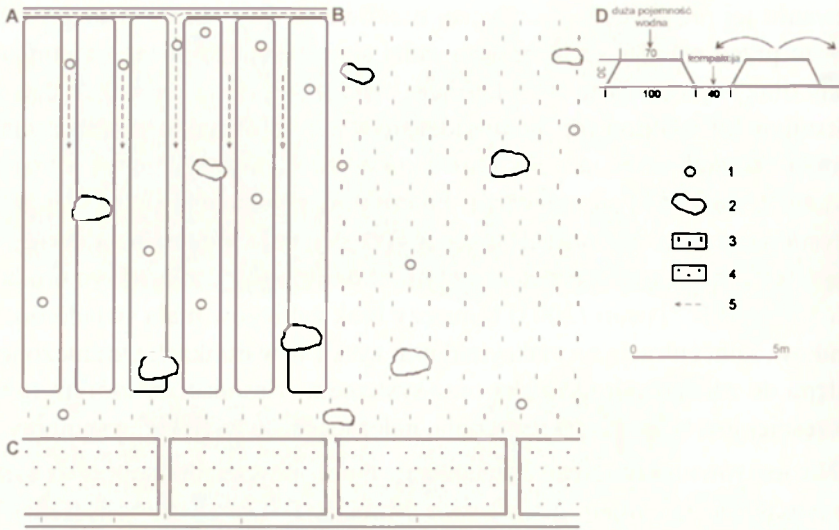
Nie jest również możliwe oszacowanie zmian powierzchni upraw w systemie *bun* w zlewni Umiew, ponieważ ta forma użytkowania nie była zaznaczona na najstarszych mapach. Natomiast dane statystyczne wskazują, że niemal w całości uprawa ziemniaka, skoncentrowana jest na płaskowyżu w Khasi i Jaintia Hills (por. ryc. 1). Powierzchnia jego uprawy zwiększyła się na tym terenie ze 137 km² w 1876 r. (Hunter 1879) do 208 km² w 2000 r. (*Directorate of Economics...* 2001). W tym czasie plony wzrosły z 5 do ponad 8 ton z hektara. Zwiększenie areалу upraw wymagało zajęcia coraz bardziej stromych stoków, wykorzystywanych dotąd jako pastwiska lub porośniętych lasem sosnowym. Już na przełomie XIX i XX w., widząc rosnące zagrożenie erozją, Brytyjczycy zalecali wprowadzanie terasowej uprawy pól. Jednak system ten nie przyjął się, ponieważ rolnicy musieli płacić podwójny podatek od pola i domu, podczas gdy, zajmujący się tradycyjną uprawą żarową, tylko od domu (Stebbing 1962). W latach 1974–76 subsydiowano rolników, chcących budować terasy na stokach (Rasul, Thapa 2003). Program również nie powiódł się, gdyż rzeźba terenu utrudniała konstrukcję teras, pola były małe i rozproszone oraz nie było dróg je łączących. Ponadto skanalizowanie wody z rzek

Ryc. 32. Pożary związane z rolnictwem żarowym *jhum* na Wyżynie Meghalaya zarejestrowane przez satelity Terra i Aqua między styczniem i majem w latach 2003–2005

A – przestrzenny rozkład pożarów na tle satelitarnej mapy lasów z 2000 r. (por. ryc. 29B), B – średnia liczba pożarów na południowym skłonie wyżyny, C – skumulowany rozkład pożarów z wysokością nad poziom morza (linia przerywana) na tle krzywej hipsograficznej (linia ciągła) na południowym skłonie wyżyny

Fires connected with the *jhum* cultivation in the Meghalaya Plateau registered by Terra and Aqua satellites between January and May for the years 2003–2005

A – the spatial distribution of fires on the background of the satellite map of forest from 2000 (cf. Fig. 29B), B – the average number of fires on the southern slope of Meghalaya, C – cumulative distribution of fires with elevation above sea level (dotted line) on the background of hipsographic curve (continuous line) on the southern slope of the Meghalaya Plateau



Ryc. 33. Schemat uprawy w systemie *bun* w zlewni Umiew

A – pole uprawiane na stoku o nachyleniu 30°, B – pole odłogowane, C – uprawa ryżu w dnie doliny, D – przekrój przez rzędy i bruzdy (wymiary w cm), 1 – sosny, 2 – głazy granitowe, 3 – zbiorowiska traw, 4 – ryż, 5 – bruzdy odwadniające. Strzałki wskazują jak w kolejnym roku uprawy w miejsce rzędu formowana jest bruzda

The scheme of bun cultivation in the Umiew catchment

A – field cultivated on the slope of 30° inclination, B – fallow field, C – paddy rice cultivation in the valley bottom, D – cross-section of ridges and furrows (size in cm), 1 – pines, 2 – granite boulders, 3 – grass communities, 4 – rice, 5 – furrows. Arrows indicate how in the following year of the cultivation a furrow is formed instead of the ridge

w pagórkowatym terenie było trudne technicznie i kosztowne. Nie zagwarantowano również wystarczających środków w budżecie stanu Meghalaya.

System uprawy *bun* stwarza duże zagrożenie dla środowiska, ze względu na znaczną erozję pod uprawami ziemniaka, nawet do $170 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Singh i in. 1981; Mishra, Ramakrishnan 1983a, b; fot. 6). Sprzyja temu uprawa na krótkich, ale stromych stokach o nachyleniach sięgających nawet 40°. Jedy- nym zabezpieczeniem przeciwozyjnym, nie stosowanym jednak powszechnie, jest układanie darni trawy w dolnej części pól, utrudniające transport cząstek gleby w dół stoku (Tiwari 2003).

Uprawa ryżu

Monokulturowa uprawa ryżu, nawadnianego w płaskich dnach dolin (*pad-dy*), również należy do starych systemów upraw. Prawdopodobnie ludność przybyła z Azji Południowo-Wschodniej wprowadziła uprawę na wyżynę, wylesiając w pierwszej kolejności dna dolin. Uprawy ryżu skoncentrowane są w Meghalaya głównie u podnóża wyżyny w ciepłym i wilgotnym klimacie. Na obszarze płaskowyżu w Khasi i Jaintia Hills powyżej 1000 m n.p.m. pola ryżowe zajmują niewielki obszar ok. 250 km² (obliczenia własne w oparciu o mapy w skali 1:50 000, zdjęcia satelitarne i badania terenowe; fot. 7). Porównanie występowania upraw ryżu na mapach w skali 1:63 360 z 1910 r. ze współczesnym ich zasięgiem w terenie i na mapach w skali 1:25 000 wskazuje na to, że ich przestrzenne rozmieszczenie w zlewni Umiew nie zmieniło się. Obszary zajęte pod uprawę ryżu (forma użytkowania na mapach – *permanent agriculture*) zajmowały w 1910 r. 2,4% powierzchni zlewni i uległy obecnie niewielkiemu zmniejszeniu. Jest to najtrwalsza ze wszystkich form użytkowania ziemi. Nie było możliwości poszerzenia arealu upraw ponieważ, podobnie jak w przypadku upraw roślin okopowych, musiałoby to się wiązać z terasowaniem stoków i budową kanałów irygacyjnych, na co nie stać rolników.

Uprawy ryżu nawadniane są przez system kanałów, doprowadzających wodę płynącą głównym ciekim w dolinie. Woda utrzymywana jest na polach o powierzchni kilku arów, otoczonych niskimi groblami ziemnymi. Groble stanowią równocześnie system niewielkich teras, dostosowanych do ogólnego spadku doliny. Uprawa terasowa na ogół nie wchodzi na stoki. Zazwyczaj możliwy jest tylko jeden zbiór ryżu w ciągu roku. Chociaż w porównaniu z 1876 r., kiedy średnio zbierano 734 kg ryżu z hektara (Hunter 1879), plony podwoiły się obecnie do ok. 1500 kg·ha⁻¹ (*Directorate of Economics...* 2001), to ze względu na chłodniejszy klimat są one niższe niż w dolinach dużych rzek u podnóża wyżyny. System ten nie jest szkodliwy dla środowiska. Opiera się na naturalnym zasilaniu wodą ze strumieni w czasie wezbrań. Składniki pokarmowe dostarczane są ze stoków wraz z erodowaną glebą. Groble stanowią dodatkową ochronę gleby przed erozją.

Plantacje

Uprawy palmy arcki wraz z pnączami pieprzu betelowego oraz sady pomarańczowe zajmują niewielkie obszary na południowym skłonie wyżyny w obrębie stromych zboczy kanionów. Próby wykorzystania w początkach XIX w. na większą skalę kauczukodajnego figowca sprężystego (*Ficus elastica*) nie powiodły się, ze względu na niską jakość zbieranego surowca. Nie wiadomo, kiedy wylesiono zbocza na potrzeby plantacji, jednak z pewnością stało się to na długo przed przybyciem Brytyjczyków, którzy zastali już rolników znających sposób uprawy i rozwinięty handel owocami. H. Walters (1832), podró-

żując przez wyżynę w 1828 r. opisał jej południowy skłon jako porośnięty gęstą dżunglą, z licznymi plantacjami palmy areki i sadów pomarańczowych. Orzechy palmy areki wraz z liśćmi pieprzu betelowego miały zawsze zbyt, stanowiąc najpowszechniejszą używkę w północno-wschodnich Indiach i sąsiednich krajach Azji Południowo-Wschodniej. Dwie trzecie produkcji pomarańczy w Khasi i Jaintia Hills pochodziło z okolic Shella u ujścia Umiew (Oldham 1854). Pomarańcze obok wapieni stały się w XIX w. głównym towarem eksportowym z Khasi Hills ze względu na ceniony smak i wysoką jakość owoców (tab. 7). Obliczenia na najstarszych mapach zlewni Umiew w skali 1:63 360 z 1910 r. wykazały, że plantacje zajmowały 5,7 km², tj. 1,2% powierzchni zlewni. Tylko zwarte i największe znacząco na mapach, resztę włączając do powierzchni leśnych. Część plantacji przetrwała do dziś i jest rozproszona w obrębie gęstego lasu tropikalnego i subtropikalnego. Rozdzielczość przestrzenna zdjęć satelity Landsat i IRS jest jednak zbyt mała, aby wydzielić je w oddzielną formę użytkowania. W terenie stwierdzono, że uprawy nie wychodzą na zbocza powyżej 600–700 m n.p.m. Zasięg ten nie zmienił się od początków XIX w. (Walters 1832), ze względu na zbyt niskie temperatury oraz duży udział frakcji szkieletowej w pokrywach stokowych w wyższych wysokościach.

Oddziaływanie plantacji na środowisko ma niewielkie znaczenie. Polega ono głównie na wycinaniu niewielkich obszarów leśnych prowadzącym do lokalnego wzrostu erozji. Duże, zwarte plantacje stwarzają większe zagrożenie erozją gleb. Głównym zabezpieczeniem przeciwoerozyjnym jest ściółkowanie powierzchni gleby trawą i usuwanymi chwastami oraz zakładanie niewielkich pól na lokalnych spłaszczeniach stokowych, naturalnie lub sztucznie otoczonych przez głązy odpadające ze ścian skalnych. Nigdy natomiast nie stosuje się wypalen lasu jak w przypadku rolnictwa żarowego.

4.4. POZYSKANIE DREWNA OPAŁOWEGO

W regionie himalajskim drewno jest głównym źródłem energii, służącym do gotowania (w tym pasz dla zwierząt hodowlanych), ogrzewania wody, pomieszczeń oraz źródłem światła. Pozyskanie drewna na opał ma większe znaczenie na obszarach wysoko podniesionych, ze względu na spadek temperatury z wysokością (Barrow 1991). Szacunki zapotrzebowania na drewno opałowe zazwyczaj obciążone są błędami i należy je traktować orientacyjnie (Ives, Messerli 1989). Nie prowadzono pomiarów w terenie. Jednak określenie, na podstawie literatury i bezpośrednich obserwacji, ilości oraz składu gatunkowego zbieranego drewna jest wskaźnikiem dostępności danego gatunku na określonym obszarze, który jeśli jest preferowany, może podlegać częstszemu wyrębowi.

Roczne zapotrzebowanie stanu Meghalaya na drewno opałowe wahało się wg różnych szacunków między 0,14 a 1 mln ton w 1991 r. (Sinha i in. 1994; Bhatt, Sachan 2004). Notowany w statystykach wzrost zużycia jest w głównej mierze funkcją przyrostu ludności. Największe zapotrzebowanie stwierdzono w Khasi Hills – 5,8 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹, następnie w Garo Hills – 5,3 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹ i Jaintia Hills – 3,9 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹ (Bhatt, Sachan 2004). Są to wartości znacznie wyższe w porównaniu do zachodnich Himalajów, gdzie zapotrzebowanie szacuje się na 1,5 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹ (Bhatt i in. 1994) czy w Nepalu – tylko 1,2 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹ (Mahat i in. 1987). Zbliżone do Meghalaya pozyskanie drewna opałowego, między 3,1 a 10,4 kg·os.⁻¹·dzień⁻¹, notowano w indyjskim stanie Arunachal Pradesh we wschodnich Himalajach (Maikhuri 1991). Duże zapotrzebowanie na drewno opałowe na Wyżynie Meghalaya wynika z braku dostępu do alternatywnych źródeł energii oraz biedy. Jedynie 1,5–9,3% gospodarstw domowych o wyższym dochodzie, w zależności od regionu zamieszkania, stać na użycie innych nośników energii jak węgiel lub kerosen (Bhatt, Sachan 2004). Wprawdzie, w przeciwieństwie do wielu stanów Indii, Meghalaya ma nadwyżki w produkcji energii elektrycznej, jednak ze względu na trudno dostępny teren, nadal połowa wsi nie jest zelektryfikowana (*Government of Meghalaya* 2000). Silne wiatry, zwłaszcza na południowym skłonie, często uszkadzają linie przesyłowe, których stan nie zapewnia ciągłych dostaw energii. Nawet w większych miastach energii elektrycznej najczęściej używa się jedynie jako źródła światła.

Pozyskanie drewna opałowego jest jednym z głównych zajęć kobiet i dzieci. Zazwyczaj wędrują one w promieniu kilku kilometrów od miejsca zamieszkania i przenoszą ładunki drewna o ciężarze do 30 kg dziennie. W trakcie badań terenowych niemal każdego dnia obserwowano wycinanie zarośli bambusowych i drzew z lasów, należących do wiejskich wspólnot. Na obszarach chronionych i terenach rekreacyjnych w centrum Shillongu zbierano głównie suche gałęzie na opał. Nawet na obrzeżach świętych lasów, formalnie objętych całkowitym zakazem pozyskania drewna, nie ma starych, suchych gałęzi i szczątków drzew na powierzchni gleby. Są one zbierane i wykorzystywane na bieżąco przez okoliczną ludność.

Wraz z przyrostem ludności i postępującym wylesianiem zmienia się struktura gatunkowa pozyskiwanego drewna. Najlepsze drewno opałowe wg miejscowej ludności dają *Schima* spp., *Pinus kesiya*, *Mesua ferrea*, *Macaranga denticulata*, *Garcinia* spp., *Duabanga indica* i *Aesculus assamica*. Ich ograniczona dostępność powoduje, że obecnie wykorzystuje się również krzewy, a udział bambusa wśród wszystkich używanych gatunków wzrósł do 50%. Chociaż nie jest to dobre drewno opałowe – daje dużo dymu, mało ciepła i szybko się spala, o jego wykorzystaniu decyduje powszechna dostępność i szybki przyrost biomasy (Bhatt, Sachan 2004).

Najpopularniejszym źródłem energii, obok wykorzystywanego bezpośrednio w celach opałowych świeżego drewna, jest węgiel drzewny. Paliwo tradycyjnie używane jest przez indywidualne gospodarstwa domowe zwłaszcza do gotowania pochłaniającego najwięcej energii. Produkcja węgla drzewnego na własne potrzeby lub sprzedaż na rynku lokalnym jest powszechna i rozproszona na obszarze całego stanu. Nie wymaga zastosowania specjalistycznych technologii ani narzędzi. Tradycyjnie zwęglanie ściętego drewna przeprowadza się w mielerzach zagłębionych w ziemi. Trudno jest jednak, nawet w przybliżeniu, ocenić wielkość produkcji.

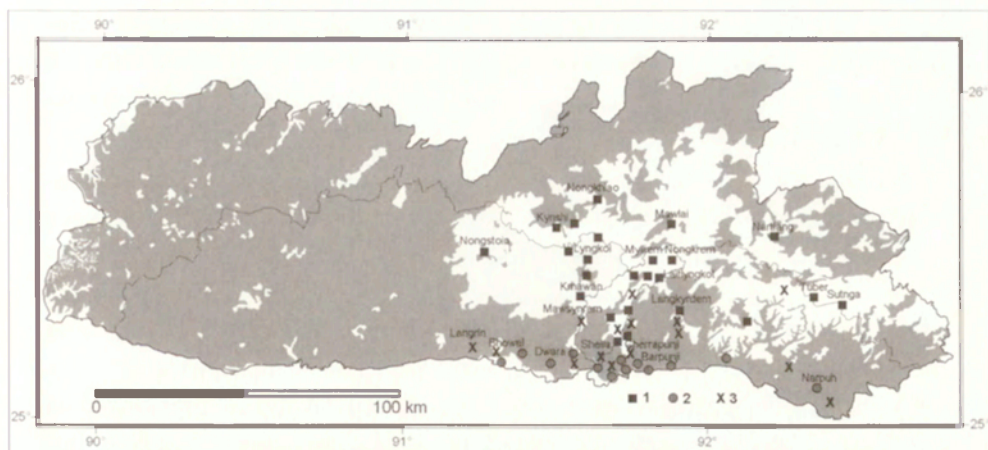
4.5. ODKRYWKOWA EKSPLOATACJA SUROWCÓW MINERALNYCH

Wydobycie i przetwórstwo rud żelaza, wapieni oraz węgla kamiennego było najstarszym, obok rolnictwa, zajęciem ludności zamieszkującej centralną i wschodnią część Wyżyny Meghalaya. Odkrywkowa eksploatacja surowców mineralnych, a zwłaszcza ich przetwórstwo (wypalanie wapieni, wytop żelaza), stały się z czasem istotnym czynnikiem degradacji środowiska przyrodniczego, głównie poprzez wylesianie. W dłuższym okresie dało to impuls do uruchomienia na dużą skalę erozji gleb.

O ile wylesianie na potrzeby rolnictwa obejmowało w różnym stopniu całą wyżynę, to wydobycie surowców mineralnych koncentrowało się w obrębie południowego skłonu, zwłaszcza w jego centralnej i wschodniej części (ryc. 34). Do dziś przetrwała jedynie eksploatacja wapieni i węgla, natomiast współcześnie rozwinęło się wydobycie surowców skalnych dla potrzeb konstrukcji dróg i budownictwa.

Rudy żelaza

Najwcześniej prawdopodobnie rozwinęło się wydobycie i przetwórstwo żelaza związane z prekambryjskimi granitami, zawierającymi domieszkę magnetytu. Nie są jednak znane jego początki w Meghalaya. Można przyjąć na podstawie rozwoju metalurgii w Indiach, że nie stało się to wcześniej niż ok. 2000 lat BP (Gadgil i in. 1997). Jednym z głównych obszarów wydobywania rud żelaza był granitowy batolit w okolicach Myllem w zlewni Umiew. Liczne ośrodki wydobywcze oraz pozostałości po nich znajdowano na wychodniach granitowych i gnejsach na zachód od Myllem oraz we wschodniej części Khasi Hills jeszcze w początkach XIX w. (Yule 1842; Oldham 1854; Hooker 1854; Robinson 1856). Rudę wydobywano techniką odkrywkową, poprzez usuwanie warstwy zwietrzliny wraz z glebą i kruszenie powierzchni złoża metalowymi prętami. Następnie płukano ją bezpośrednio w miejscu wydobywania w niewielkich strumieniach, w celu oddzielenia gliny i piasku. Zazwyczaj płukanie odbywało się nie więcej niż przez 20 dni w roku, kiedy po opadach



Ryc. 34. Rozmieszczenie głównych ośrodków wydobywania i przetwórstwa surowców mineralnych w połowie XIX w. na Wyżynie Meghalaya na tle mapy lasów z 1911 r. w skali 1:253 440

1 – żelazo, 2 – wapień, 3 – węgiel kamienny. W przypadku przetwórstwa żelaza autorzy podają większe miejscowości wzdłuż ówczesnych, rzadkich szlaków komunikacyjnych (źródło: Walters 1832; Cracroft 1832; Yule 1842; Hooker 1854; Oldham 1854; Allen 1858; Hunter 1879)

The distribution of main centers of quarrying and processing of mineral resources in the middle of the XIX c. in the Meghalaya Plateau on the background of the forest map from 1911 at scale of 1:253 440

1 – iron, 2 – limestone, 3 – coal. In the case of iron smelting authors give larger settlements along rare roads (source: Walters 1832; Cracroft 1832; Yule 1842; Hooker 1854; Oldham 1854; Allen 1858; Hunter 1879)

w korytach cieków była wystarczająca ilość wody bieżącej (Yule 1842). Następnie oczyszczona ruda była transportowana w workach po ok. 16 kg i sprzedawana na lokalnych rynkach do dalszego przetopu (Oldham 1854). Dlatego, o ile wydobywanie rud żelaza było związane z konkretnym miejscem, to przetwórstwo było rozproszone na znacznym obszarze wyżyny. Szkice W. Cracrofta (1832) i J.D. Hookera (1854) pokazują dwa sposoby wytopu – przy użyciu pieca z komorą szybową lub ogniska bez nadbudowy szybowej (ryc. 35). Ten drugi, prymitywniejszy, wymagał dostarczenia większej ilości paliwa, w celu uzyskania odpowiednio wysokiej temperatury topnienia. Paliwem używanym w procesie dymarskim był wyłącznie węgiel drzewny. Najlepszy produkowano z subtropikalnych gatunków dębów *Quercus dealbata*, *Quercus griffithii*, *Quercus glauca*, porastających płaskowyż wyżyny (Yule 1842). Ten sam skład gatunkowy mają zachowane relikwiny płaskowyż świętych lasów (Bor 1942). Z czasem wobec braku materiału na paliwo, do wyrobu węgla drzewnego zaczęto używać niemal wszystkich gatunków drzew, m.in. sosnę *Pinus keyisia* (Ho-

oker 1854). Wykształciła się nawet pewna forma zakładania „plantacji”. Młode drzewa sosnowe pozostawiano w formie nieregularnych zagajników do dalszego wzrostu, z zamiarem przetworzenia ich w przyszłości na węgiel drzewny (Yule 1842; Hooker 1854).

Niezwykle istotne dla rozwoju wytopu żelaza było bliskie sąsiedztwo chłonnego rynku zbytu oraz monopolistyczna pozycja ludności Khasi, skupiająca w swych rękach produkcję i handel. Jedynie niewielką część żelaza przerabiano na własne potrzeby – narzędzia rolnicze i groty do strzał. Zdecydowana większość, w postaci łupek lub bardziej cenionych przekutych kęsów, była sprzedawana na Nizinie Bengalskiej, głównie w Pandui i Chhataku (por. ryc. 1). Ze względu na małą zawartość węgla, żelazo łatwo dawało się przekuwać na gwoździe i kłamry, wykorzystywane do łączenia desek łodzi rzecznych, budowanych na potrzeby transportu na Nizinie Bengalskiej (Oldham 1854). Długi okres wydobywania dokumentuje również nazwa Boga Pani – Biała Woda, używana w języku bengalskim na określenie Umiew. Nazwa miała pochodzić od koloru wody, niosącej duże ilości zawiesiny z płukanej rudy i erodowanej gleby na wyżynie (Hooker 1854).

Najwcześniejsze źródła szacują ilość eksportowanego żelaza z Khasi Hills na ok. 20 000 maunds rocznie (1 maund – kosz = 37,325 kg), czyli 746,5 tony (Mills 1853). W.J. Allen (1858) podaje bardziej wiarygodną wielkość 45 000 maunds, opartą na obliczeniach przepływu towarów na przejściach celnych. Autor równocześnie cytuje szacunki H. Inglisa, kontrolującego znaczną część handlu między Khasi Hills a Niziną Bengalską na 50 000–60 000 maunds. Zakładając średnią wielkość eksportu na 50 000 maunds, czyli 1866,25 tony, można spróbować oszacować powierzchnię leśną, potrzebną do wyprodukowania węgla drzewnego dla wytopu tej ilości żelaza.

Przyjmując, że technologia średniowieczna do wytopu 1 tony żelaza wymagała zużycia 65 m³ drewna (Mannion 2001 za Bechmann 1990), na całą produkcję potrzeba było 121 306,3 m³ drewna. Z 1 ha lasu tropikalnego można pozyskać średnio 90 m³ drewna (FAO 1983). Do wyprodukowania wymienionej ilości żelaza musiało być co roku karczowane ok. 13,5 km² lasu. Wartość tą należy uznać za dolną granicę, ponieważ nie bierzemy pod uwagę zużycia węgla drzewnego do produkcji narzędzi na własne potrzeby, do których niezbędny był 8-krotny przetop (Oldham 1854). Dodatkowe ilości węgla drzewnego zużywano na przekucie łupek w bardziej cenione kęsy czystego żelaza.

W przeciwieństwie do niepewnych początków epoki żelaza datowanych na ok. 2000 lat BP, znany jest czas zakończenia wydobywania i przetwórstwa żelaza na Wyżynie Meghalaya. Dane statystyczne z 1858 r. wykazują, że żela-



Ryc. 35. Wytop żelaza w pierwszej połowie XIX w. w zlewni Umiew
 A – piec z nadbudową szybową (Cracroft 1832), B – ognisko bez nadbudowy szybowej (Hooker 1854), w lewym dolnym rogu widać wytopione łupki żelaza
 Smelting of iron in the first half of the XIX c. in the Umiew catchment
 A – furnace (Cracroft 1832), B – open fire, in the left bottom corner smelted lumps are visible (Hooker 1854)

zo było jednym z głównych produktów eksportowych z Khasi i Jaintia Hills (Allen 1858), natomiast nie wykazują go już statystyki z połowy lat 70-tych XIX w. (Hunter 1879; tab. 7). Upadek metalurgii, związany był z dostawami taniego żelaza z Anglii, chociaż na własne potrzeby produkowano je jeszcze pod koniec XIX w., m.in. w okolicach Mawphlang (Gurdon 1907).

Obecnie w wielu miejscach nadal można znaleźć pozostałe po wytopie żuźle dymarskie wylesionego płaskowyżu (fot. 8). Również w niewielkich zlewniach o powierzchni 1–2 km² zachowane są osady aluwialne o miąższości kilku metrów, zawierające przemyty piasek z rudą o właściwościach magnetycznych i okrucy węgla drzewnego, używanego jako paliwa do wytopu.

Wykorzystując najstarsze informacje o pokryciu terenu z map w skali 1:253 440 z 1911 r. oraz numeryczny wysokościowy model terenu SRTM w skali 1:250 000, można oszacować wylesioną powierzchnię w wyniku produkcji węgla drzewnego dla potrzeb wytopu żelaza do końca XIX w., na płaskowyżu Khasi i Jaintia Hills powyżej 1000 m n.p.m. wzorem:

$$P_w = T + L_s, \{ > 1000 \text{ m n.p.m.} \}$$

gdzie:

P_w – powierzchnia wylesiona na potrzeby wytopu żelaza do końca XIX w. (km²)

T – powierzchnia zbiorowisk traw (km²) w 1911 r.

L_s – powierzchnia wtórnych lasów sosnowych, rosnących w miejscu wykarczowanego subtropikalnego lasu liściastego (km²) w 1911 r.

Konstrukcja wzoru opiera się na założeniu, że obszar wyżyny był porośnięty subtropikalnym wiecznie zielonym lasem liściastym o składzie gatunkowym zachowanych świątyn lasów (Bor 1942; Tiwari i in. 1999). Był to las klimaksowy. Zbiorowiska traw reprezentują tereny wylesione, podobnie jak wtórna formacja lasów sosnowych. Trwałe wylesienie terenów poniżej 1000 m n.p.m. nie jest brane pod uwagę, ponieważ wynika w głównej mierze z karczunku lasu na potrzeby rolnictwa żarowego, zakładania pól ryżowych i plantacji lub pozyskania drewna opałowego.

Powierzchnia wylesiona na płaskowyżu Khasi i Jaintia Hills:

$$P_w = 3330 + 540$$

$$P_w = 3870 \text{ km}^2$$

Powierzchnia wylesiona na płaskowyżu Khasi i Jaintia Hills w granicach południowego skłonu wyżyny:

$$P_w = 2210 + 200$$

$$P_w = 2410 \text{ km}^2$$

Dane zaokrąglono do 10 km².

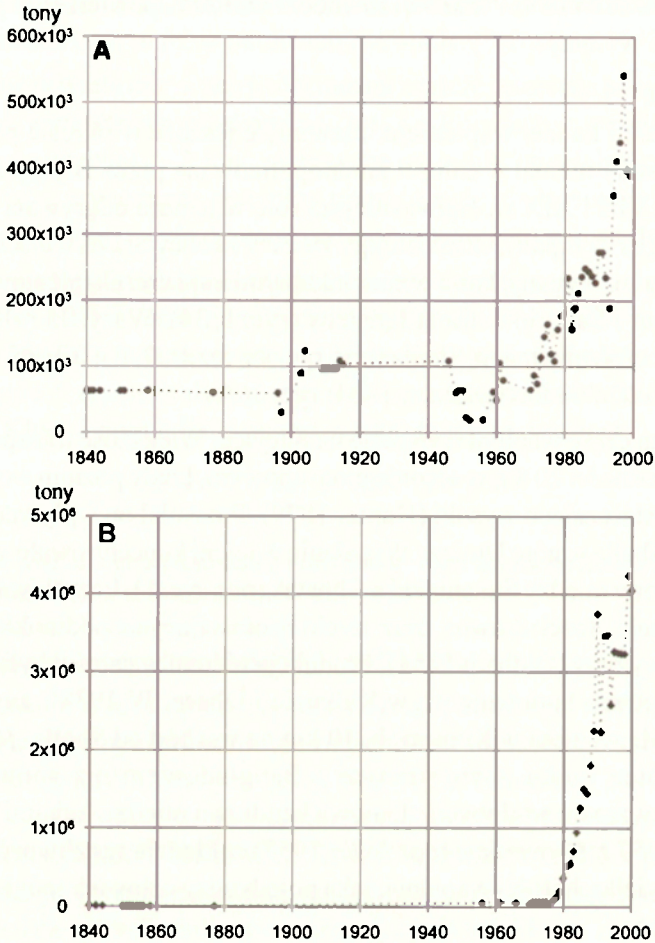
Obliczenia wskazują, że na południowy skłon przypada 62% wylesionej powierzchni płaskowyżu Khasi i Jaintia Hills w 1911 r. Tutaj też jest zdecydowanie mniejszy udział lasów sosnowych, nie tolerujących bardzo wysokich opadów. Obszar 2410 km² stanowi równocześnie 22% powierzchni południowego skłonu wyżyny.

Wapienie

Wydobycie i handel wapieniem, rozwinięte jeszcze w okresie przedkoleonialnym, zostały niemal w całości zmonopolizowane przez Brytyjczyków na przełomie XVIII i XIX w. Najważniejszą rolę w handlu odgrywała założona w 1799 r. Inglis Company, eksploatująca złoża w okolicy Shella u ujścia Umiew, mniejszą Stark Company, która wraz z lokalnymi kupcami eksploatowała m.in. złoża w Laour i Langrin u ujścia Jadukaty (ryc. 1, 34). Wszystkie złoża związane są z eoceńską formacją Shella (por. ryc. 4 z rozdz. 2.1.). Roczne wydobycie wynosiło 60 000 ton (Oldham 1854; ryc. 36A).

Niewielką część wapieni wypalano na miejscu. Większość transportowano łodziami o nośności 20 ton w sezonie monsunowym, kiedy poziom wody w rzekach był wystarczająco wysoki (Hunter 1879). Pozwalał on wpływać łodziom do 5 km od Shella w górę Umiew. Wypalanie wapieni koncentrowało się wzdłuż brzegów Surmy między Sunamganj a Chhatak (por. ryc. 1). Pozyskiwano w tym celu olbrzymie ilości drewna oraz trzciny, porastających podmokłe obszary u podnóża wyżyny (Oldham 1854). Produkcja niemal w całości była przeznaczona dla potrzeb budownictwa w Kalkucie i Dhace. W 1938 r. otwarto kolejną kopalnię wapieni w Komorra, 10 km na wschód od Shella. Jednak odcięcie wkrótce rynku zbytu granicą z Bangladeszem nie spowodowało znaczącego wzrostu wydobycia. Umowa handlowa między Indiami i Bangladeszem z 1957 r. (*Government of India* 1957) zakładała możliwość eksportu jedynie niewielkich ilości wapienia, jaką pojedynczy człowiek mógł przenieść przez granicę.

Dopiero powstanie w 1961 r. największego zakładu przemysłowego Meghalaya – cementowni w Mawmluh, 2 km na południowy-zachód od Cherrapunji, znacząco zwiększyło eksploatację wapienia. Od lat 80. ponownie wzrasta wydobycie w okolicy Shella u podnóża wyżyny (ryc. 37). Lokalizacji 62 wapienników w tym rejonie sprzyja dostępność złoża i szybko rosnący popyt wewnętrzny (*Lum Mawshun...* 2002). Wypalanie wapiennika trwa od 6–10 dni i pochłania za każdym razem kilkadziesiąt metrów sześciennych drewna z okolicznych lasów. Porównanie obszarów wydobycia na barwnych kompozycjach FCC zdjęć satelity Landsat TM i ETM+ z 1987 r. i 1999 r. (ryc. 37) wskazuje na wielokrotne zwiększenie powierzchni kopalń wapienia na lewym (1) i prawym (2) brzegu Umiew oraz miejscami ponowne wylesianie obszaru zarastającego lasem, po zmniejszeniu wydobycia w okresie powojennym (3).

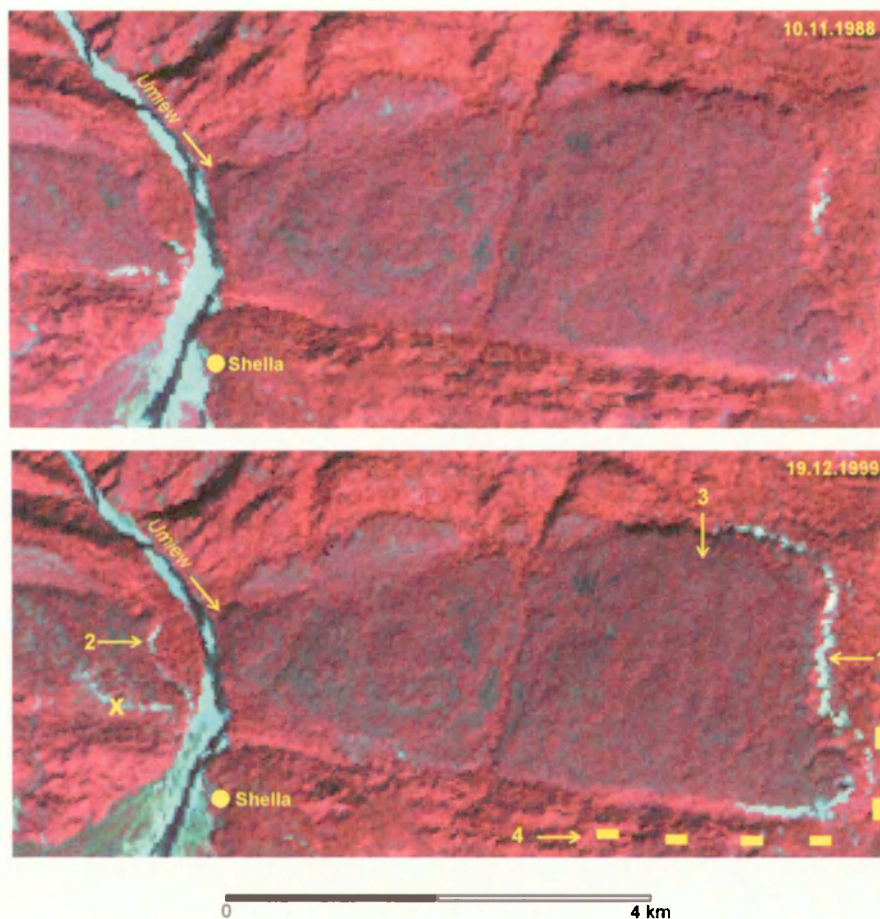


Ryc. 36. Wydobywanie surowców mineralnych na południowym skłonie Wyżyny Meghalaya w latach 1840–2000

A – wapień, B – węgiel kamienny (źródło: Oldham 1854; Allen 1858; Hunter 1876; Allen 1906; Gurdon 1907; La Touche 1918; Rao i in. 1965; *Government of Meghalaya* 2000)

The quarrying of mineral resources in the southern slope of the Meghalaya Plateau in the years 1840–2000

A – limestone, B – coal (source: Oldham 1854; Allen 1858; Hunter 1876; Allen 1906; Gurdon 1907; La Touche 1918; Rao et al. 1965; *Government of Meghalaya* 2000)



Ryc. 37. Wylesianie wskutek wydobywania wapieni u ujścia Umieć w latach 1988–1999 na zdjęciach satelitów Landsat TM i ETM+

1, 2 – nowe obszary wydobywania w stosunku do 1988 r., 3 – stary obszar wydobywania funkcjonujący co najmniej od XVIII w., wylesiony i ponownie zarastający lasem o powierzchni ok. 10 km², 4 – położenie współczesnych wapienników, x – lokalizacja budowanej kopalni wapieni

Deforestation due to limestone quarrying in the outlet of the Umieć catchment in the years 1988–1999 on the Landsat TM and ETM+ images

1, 2 – new places of quarrying if compared to 1988, 3 – old area of quarrying functioning at least from the XVIII c., deforested and under forest succession in an area of about 10 km², 4 – location of present day lime kilns, x – location of limestone quarry under construction

Znaczący wzrost wydobycia ma przynieść budowana kopalnia na prawym brzegu Umiew (ryc. 37). Naziemny transporter o długości 17 km będzie przewoził docelowo 2 mln ton wapienia rocznie do cementowni Chuttuck w Bangladeszu, na mocy międzypaństwowej umowy. Powierzchnia eksploatacyjna kopalni wyniesie 100 ha. Poza wylesieniem, ubocznym skutkiem jej powstania będzie lokalne zaburzenie stosunków wodnych, ze względu na planowaną eksploatację złożeń do 90 m poniżej poziomu terenu.

Udokumentowana powierzchnia złóż wapieni wynosi 8 km² w Garo Hills, 19 km² w Khasi Hills i 119 km² w Jaintia Hills (*Directorate of Mineral...* 1985). Pomimo trwającego od kilku wieków wydobycia i przetwórstwa wapieni, miało ono tylko lokalny wpływ na degradację środowiska przyrodniczego. Ze względu na położenie większości kopalń u ujścia Umiew, skutkiem eksploatacji było wylesienie niewielkich obszarów, głównie u podnóża południowego skłonu wyżyny.

Węgiel kamienny

Eksploatacja węgla kamiennego odgrywała początkowo w degradacji środowiska stosunkowo niewielką rolę. H. Walters (1832) pierwszy podał informacje o jego istnieniu na wyżynie w okolicach Cherrapunji. Pokłady węgla występują w postaci wkladek o miąższości od 30 cm do 1,5 m na głębokości do 8 m pod powierzchnią ziemi w obrębie piaskowca formacji Shella wieku eoceńskiego. Sposób wydobycia nie zmienił się przez wieki i polega na usunięciu roślinności w promieniu 200–300 m wokół złożeń, wykopaniu otworu o powierzchni 5–100 m² i eksploatacji poziomo zalegających pokładów (Shankar i in. 1993). Wokół otworu składowany jest zarówno węgiel, jak i niepotrzebny materiał skalny wraz z glebą. Dostęp do pokładów węgla ułatwiony jest na zboczach dolin, gdzie często eksploatuje się go w lejach źródłowych. Naruszenie warstwy bruku inicjuje w takich przypadkach erozję liniową, dając początek rozwojowi wąwozów. Począwszy od 1840 r. wydobywano 5600 ton węgla rocznie (ryc. 36B). Wydobycie jednak nie było opłacalne i już w 1848 r. zaprzestano eksploatacji (Allen 1858). Równocześnie w tym samym roku rozpoczęto wydobycie węgla w okolicach Lakadong w Jaintia Hills, gdzie w okresie 1850–56 wydobyto 5100 ton węgla (Allen 1858). Od 1859 r. kopalnie były formalnie nieczynne, chociaż w kolejnych latach rejestrowano w statystykach niewielkie wydobycie (Hunter 1879). Eksploatacja węgla na własne potrzeby miejscowej ludności oraz zaopatrzenie Shillongu były cały czas kontynuowane, ponieważ okręgi administracyjne Cherrapunji, Mawphlang i Mawlong w Khasi Hills, wykazywały wpływy podatkowe z tego tytułu (Allen 1906). Dopiero lata 70-te XX w. przyniosły wzrost wydobycia na przemysłową skalę, ponownie z pokładów w rejonie Lakadong, przez prywatnych właścicieli.

Odkrywkowe wydobycie węgla kamiennego niesie za sobą dodatkowe negatywne skutki dla środowiska. Czynnikiem fizycznym, utrudniającym regenerację roślinności na terenach kopalnianych, są wzrost temperatury gleby na odsłoniętych terenach, spadek wilgotności, kompaktacja oraz zwiększenie udziału frakcji kamienistej w poziomach powierzchniowych. Równie istotne są czynniki chemiczne jak wzrost zakwaszenia gleby (pH poniżej 3,5) w wyniku utleniania się siarczków żelaza (pirytu) oraz koncentracja do poziomu toksyczności rozpuszczalnych związków żelaza, glinu, manganu i siarki (Shankar i in. 1993). Dodatkowo materiał składowany wokół otworów wydobywczych jest przepłukiwany przez wodę opadową, a toksyczne związki wymywane do pobliskich strumieni. Wraz z upływem czasu wysypiska kolonizuje roślinność. Na terenach opuszczonych kopalń po 20 latach wzrasta pH gleb i zawartość azotu, fosforu, potasu i magnezu, jednak ilość toksycznych związków nadal znacząco przekracza dopuszczalne normy (Shankar i in. 1993). Tekstura hałd kopalnianych nie ulega zasadniczym zmianom i składa się niemal w 90% z piasku.

Udokumentowane pokłady węgla kamiennego zajmują ok. 1,3% powierzchni wyżyny. W Garo Hills ich powierzchnia wynosi 71 km² i chociaż stanowią 64% zasobów Meghalaya, są w niewielkim stopniu eksploatowane. Największą powierzchnię (157 km²) zajmują najwcześniej odkryte złoża w Khasi Hills. Wydobycie jest rozproszone głównie na obszarze zlewni Umiew. Pomimo, że tylko 7% zasobów węgla na powierzchni 58 km² znajduje się w Jaintia Hills, tam skupia się aż 74% współczesnego wydobycia w Meghalaya (*Directorate of Mineral...* 1985). Eksploatacja nie podlega praktycznie żadnej kontroli, ponieważ zgodnie z 6 Artykułem Konstytucji Indii, rząd nie ma praw do surowców mineralnych, znajdujących się w rękach prywatnych w stanie Meghalaya. Jednak negatywny wpływ eksploatacji węgla na środowisko w skali całej wyżyny ma nadal znaczenie lokalne. Zdecydowana większość kopalń powstała na terenach już wcześniej wylesionych i glebach nie nadających się pod uprawę. Przyczyniło się to raczej do utrwalenia już zastanego stanu środowiska i zahamowania jego naturalnej regeneracji.

Surowce skalne

Wydobycie surowców skalnych dla potrzeb konstrukcji dróg i budownictwa stało się powszechne zwłaszcza w ostatnich latach. Wszystkie rodzaje skał są eksploatowane, chociaż najbardziej cenione ze względu na twardość są granity i kwarcyty. Niewielkie kamieniołomy o powierzchni 1–2 ha lokalizowane są w pobliżu dróg, umożliwiającym transport samochodowy surowca. Wydobycie ułatwia załaganie skał litych niemal na powierzchni. Eksploatacja odbywa się poprzez odłupywanie większych bloków skalnych, a następnie ich ręcznie rozdrabnianie do odpowiedniej wielkości. Ważne miejsce w wydoby-

ciu surowców skalnych zajmuje również eksploatacja piasku z koryt rzecznych oraz powierzchniowej warstwy zwietrzliny na kwarcytach i granitach. Piasek wynoszony jest z rzek lub niewielkich odkrywek w koszach i przygotowywany do dalszego transportu na poboczach dróg. Wszystkie kamieniołomy są własnością prywatną i nie ma nawet szacunkowych danych o wielkości wydobycia.

Analiza wpływu czynników antropogenicznych na degradację środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya wskazuje na to, że płaskowyż wyżyny był wylesiony na długo przed pojawieniem się Brytyjczyków na początku XIX w., a więc przed okresem eksplozji demograficznej przypadającym dopiero na drugą połowę XX w.

Charakterystyczne jest także trwałe wylesienie płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. Stwierdzono natomiast, że rolnictwo żarowe *jhum* rozwija się głównie na stromych stokach w niższych położeniach, gdzie są lepsze warunki termiczne do osiedlania się. W systemie *bun* z kolei, intensyfikacja upraw narastała stopniowo w XX w., wraz z przyrostem ludności i jej koncentracją wokół ośrodków miejskich np. Shillongu.

Znając historyczne uwarunkowania wydobycia surowców mineralnych na Wyżynie Meghalaya można stwierdzić, że rozmieszczenie ośrodków wydobycia i przetwórstwa żelaza z połowy XIX w. wykazuje wyraźny związek z występowaniem obszarów wylesionych na mapach z pierwszego kartowania wyżyny i mapach z 1911 r. (ryc. 27, 34). Wydobycie i przetwórstwo żelaza było rozproszone na pagórkowatym płaskowyżu, już wtedy porośniętym zbiorowiskami traw, płatami lasu sosnowego i resztkami klimaksowego subtropikalnego wiecznie zielonego lasu liściastego. Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że główną przyczyną wylesienia wyżyny była produkcja węgla drzewnego na potrzeby wytopu żelaza.

5. WSPÓŁCZESNE UŻYTKOWANIE ZIEMI I ZAGROŻENIE EROZJĄ GLEB W ZLEWNI UMIEW

5.1. KLASYFIKACJA I ANALIZA STRUKTURY UŻYTKOWANIA ZIEMI

Charakterystykę struktury użytkowania ziemi w zlewni Umiew wykonano w oparciu o klasyfikację form użytkowania ziemi na zdjęciu satelitarnym. Wykonana mapa użytkowania w następnym etapie została wykorzystana do oceny wielkości erozji. Analizę treści na zdjęciu satelitarnym w zlewni Umiew utrudnia zarówno efekt zacienienia, typowy dla obszarów górskich, jak i bardzo duża mozaikowość form użytkowania o zbliżonym odbiciu spektralnym, typowa dla obszarów silnie przekształconych przez człowieka. Numeryczne metody klasyfikacji (nadzorowane i nienadzorowane) nie dają w takich przypadkach pożądanej dokładności (De Jong 1994). Wizualna interpretacja wymaga dobrej znajomości często trudno dostępnego terenu. Zastosowanie prostego wskaźnika roślinności NDVI nie jest wystarczające, ponieważ np. na proces erozji wpływa nie tylko gęstość najwyższego sklepienia roślin, ale także wewnętrzna struktura formacji roślinnej – wysokość poszczególnych warstw, stopień rozwoju runa leśnego, ilość ściółki na powierzchni gleby. Dokładność wykonania mapy użytkowania ziemi w oparciu o zdjęcie satelitarne wzrasta, kiedy można zintegrować metody teledetekcyjne z wiedzą o badanym terenie w systemie GIS (Shrestha, Zinck 2001).

Do klasyfikacji użytkowania ziemi w zlewni Umiew wykorzystano zdjęcie satelity IRS-1D z 8 listopada 1998 r. Rektyfikację zdjęcia do odwzorowania poprzecznego Merkatora (UTM) z elipsoidą odniesienia WGS84, przeprowadzono w oparciu o 40 punktów kontrolnych, zlokalizowanych na mapie topograficznej w skali 1:25 000. Oryginalne zdjęcie przepróbkowano metodą najbliższego sąsiada, w oparciu o transformację afiniczną do rozmiaru piksela 20 x 20 m.

Zdjęcie znormalizowano w kanałach zielonym (0,52–0,59 μm), czerwonym (0,62–0,68 μm) i bliskiej podczerwieni (0,77–0,86 μm) równaniem:

$$NZ_i = 255 \cdot (Z_i/SZ_i) \quad (i = 1 \dots n)$$

gdzie:

NZ_i – nowe zdjęcie z wartościami znormalizowanymi

Z_i – zdjęcie z wartościami oryginalnymi

255 – stała dopasowująca wartości do przedziału 0–255

Działanie matematyczne zminimalizowało wpływ rzeźby terenu na zróżnicowanie odbicia w poszczególnych kanałach oraz zbliżyło rozkład pikseli do normalnego (Shrestha, Zinck 2001). Dało to możliwość zastosowania w pierwszym etapie klasyfikacji nadzorowanej z algorytmem maksymalnego prawdopodobieństwa. Na podstawie badań terenowych zdecydowano się początkowo na wydzielenie siedmiu form użytkowania ziemi: lasów liściastych, lasów sosnowych, zbiorowisk traw, upraw ryżu, upraw okopowych, wychodni skalnych i wód. Jednorodne pola treningowe, reprezentatywne dla poszczególnych form użytkowania, namierzono odbiornikiem Garmin GPS bezpośrednio w terenie.

Dalsza procedura zależała od dokładności klasyfikacji. Wizualna ocena wykazała, że wyraźnie odróżniają się lasy od zbiorowisk traw, które w listopadzie już są suche i zawierają małą ilość chlorofilu. Natomiast lasy liściaste w niskich wysokościach sklasyfikowane zostały częściowo jako las sosnowy. Sprawdzono podczas badań terenowych, że zwarty las sosnowy nie występuje w zlewni poniżej 1600 m n.p.m.

Wykorzystując polecenie warunkowe w języku modelowania kartograficznego, przeklasyfikowano las sosnowy poniżej 1600 m n.p.m. na las liściasty w oparciu o numeryczny model wysokościowy terenu, wykonany w skali 1:50 000 dla zlewni Umiew. Przykład formalnego zapisu polecenia warunkowego w języku modelowania kartograficznego podaje A. Magnuszewski (1999):

C: = jeśli ($A < x$, B, A)

Utwórz mapę C, jeśli wartości na mapie A są mniejsze niż x , zastąp je wartościami z mapy B, gdy warunek $A < x$ nie zachodzi, zachowaj wartości z mapy A.

W przypadku zlewni Umiew polecenie miało postać:

C: = jeśli (A = „las sosnowy” i $B < 1600$ m n.p.m. to „las sosnowy” = „las liściasty”, A)

gdzie:

A – mapa sklasyfikowana w oparciu o algorytm maksymalnego prawdopodobieństwa

B – mapa z numerycznym modelem wysokościowym terenu zlewni Umiew

C – nowa mapa

Utwórz mapę C, jeśli klasa na mapie A jest „*lasem sosnowym*” i wysokość na mapie B jest mniejsza niż 1600 m n.p.m., zastąp klasę „*lasem liściastym*”, gdy warunek nie zachodzi zachowaj klasy z mapy A.

Las liściasty nie jest jednolity, dlatego w jego obrębie wydzielono kategorie „las liściasty gęsty” i „las liściasty rzadki” o powierzchni koron drzew poniżej 40%. Przyjęta wartość progowa 40% odpowiada podziałowi stosowa-

nemu przez *FAO* (1993) i *FSI* (2001). Zachowane reliktowe płaty lasów świętych i chronionych w rejonie zlewni Umiew zostały opisane przez botaników z Uniwersytetu w Shillongu z zastosowaniem powyższego podziału (Tiwari i in. 1999). Na zdjęciu satelitarnym zlokalizowano trzy płaty leśne: gęsty o nie naruszonej strukturze święty las koło Mawphlang (1840 m n.p.m.) o powierzchni 75 ha, chroniony las w Mawsmai (1250 m n.p.m.) o powierzchni 400 ha i rzadki las, zarządzany przez lokalną społeczność w Cherrapunji (1450 m n.p.m.) o powierzchni 50 ha. Po określeniu wskaźnika NDVI na każdym z płatów stwierdzono, że las rzadki charakteryzuje wartość wskaźnika poniżej 0,4. Następnie ponownie wykorzystano warunkowe polecenie w języku modelowania kartograficznego:

$G = \text{jeśli } (C = \text{„las liściasty” i } D < 0,4 \text{ to „las liściasty”} = \text{„las liściasty rzadki”}, C)$

gdzie:

G – nowa mapa

D – mapa wskaźnika NDVI

Utwórz mapę G , jeśli klasa na mapie C jest „*lasem liściastym*” i wartości wskaźnika NDVI na mapie B są mniejsze niż 0,4, zastąp klasę „*lasem liściastym rzadkim*”, gdy warunek nie zachodzi zachowaj klasy z mapy C .

Uprawy ryżu częściowo sklasyfikowane zostały jako zbiorowiska traw. Na polach ryżu dominowało rżysko z odkrytą glebą na powierzchni, ponieważ zdjęcie satelitarne zostało wykonane tuż po zbiorach. Odbicie spektralne tej formy użytkowania było więc zbliżone do zbiorowisk traw, rzadko porastających płytkie zdegradowane gleby. Pomiary w terenie i na mapach topograficznych w skali 1:50 000 wykazały, że ryż jest uprawiany w dnach niewielkich dolin w odległościach do 200 m od linii cieków, począwszy od drugiego rzędu w klasyfikacji Hortona-Strahlera (dolina musi być wystarczająco szeroka). Uprawy ryżu nie wchodzą na strome stoki, dlatego nachylenia pól uprawnych nie przekraczają na ogół 2°. Na podstawie zdigitalizowanej sieci rzecznej z map w skali 1:50 000, przygotowano mapę odległości od cieków drugiego rzędu w klasyfikacji Hortona-Strahlera z buforem 200 m. Klasyfikację przeprowadzono w dwóch etapach.

$H = \text{jeśli } (G = \text{„zbiorowiska traw” i } I < 200 \text{ m to „zbiorowiska traw”} = \text{„uprawy ryżu”}, G)$

gdzie:

H – nowa mapa

I – mapa odległości od cieków z buforem 200 m

Utwórz mapę H , jeśli klasa na mapie G jest „*zbiorowiskami traw*” i odległość od cieków drugiego rzędu na mapie B jest mniejsza niż 200 m, zastąp klasę „*uprawami ryżu*”, gdy warunek nie zachodzi zachowaj klasy z mapy G .

$J =$ jeśli ($H =$ „uprawy ryżu” i $K > 2^\circ$ to „uprawy ryżu” = „zbiorowiska traw”, H)

gdzie:

J – nowa mapa

K – mapa nachyleń stoków

Utwórz mapę J , jeśli klasa na mapie H jest „uprawami ryżu” i nachylenie terenu na mapie K jest większe niż 2° , zastąp klasę „zbiorowiskami traw”, gdy warunek nie zachodzi zachowaj klasy z mapy H .

Pola z uprawami roślin okopowych podczas klasyfikacji algorytmem maksymalnego prawdopodobieństwa włączone zostały częściowo do wychodni skalnych na terenach najbardziej zdegradowanych i w kamieniołomach. Po jesiennych zbiorach, ziemia bez okrywy roślinnej daje odbicie spektralne zbliżone do otaczających skał. Duże głazy o średnicy kilku metrów leżą często bezpośrednio na polu uprawnym, zwłaszcza w rejonie granitowych batolitów, gdzie w przeszłości wydobywano rudy żelaza. Ponieważ pola uprawne roślin okopowych nie występują na stokach o nachyleniach większych niż 40° (Mishra, Ramakrishnan 1983a) założono, że powyżej tej wartości pola uprawne należy sklasyfikować jako wychodnie skalne, w oparciu o wykonaną mapę nachyleń stoków.

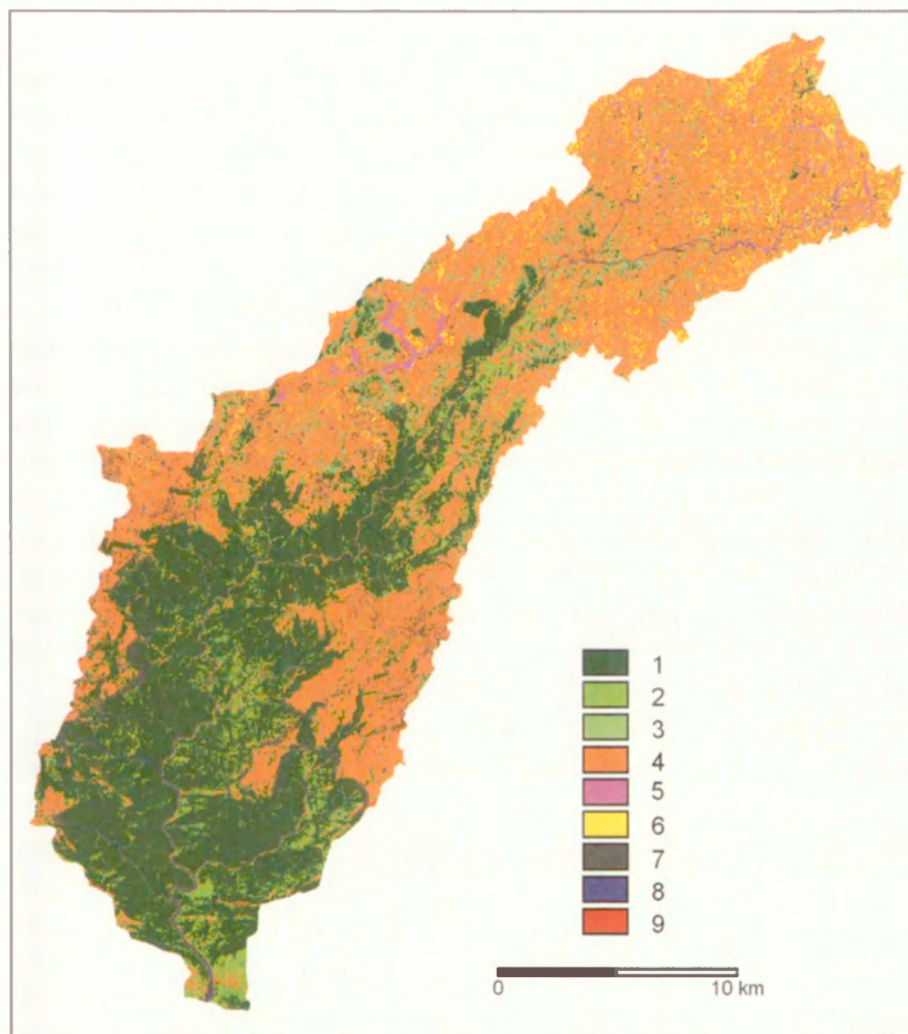
$L =$ jeśli ($J =$ „uprawy okopowe” i $K > 40^\circ$ to „uprawy okopowe” = „wychodnie skalne”, J)

gdzie:

L – nowa mapa

Utwórz mapę L , jeśli klasa na mapie J jest „uprawami okopowymi” i nachylenie stoku na mapie K jest większe niż 40° , zastąp klasę „wychodniami skalnymi”, gdy warunek nie zachodzi zachowaj klasy z mapy H .

Sieć osadnicza bardzo słabo uwidacznia się na zdjęciu satelitarnym. W granicach zlewni Umiew, poza częścią Cherrapunji, nie ma ośrodków miejskich. Większe miejscowości, położone na pagórkowatym płaskowyżu, mają zbliżone odbicie spektralne do otaczających terenów zdegradowanych z wychodniami skalnymi. Wsie, zwłaszcza na obszarach leśnych, są niewielkie, często liczą tylko kilkudziesięciu mieszkańców. Zabudowania zajmują małe powierzchnie, w które wkracza las lub plantacje palmy areki z drzewami wyższymi od zabudowań. Obszary zabudowane zlokalizowano, kierując się rozmieszczeniem sieci osadniczej na mapach w skali 1:25 000 i 1:50 000. Następnie, stosując wizualną interpretację barwnej kompozycji FCC, zostały zdigitalizowane i włączone do sklasyfikowanego zdjęcia jako oddzielna forma użytkowania ziemi.



Ryc. 38. Mapa użytkowania ziemi w zlewni Umiew wykonana na podstawie klasyfikacji zdjęcia satelitarnego satelity IRS-1D z 1998 r. i poleceń warunkowych w języku modelowania kartograficznego w systemie GIS

1 – lasy liściaste gęste, 2 – lasy liściaste rzadkie, 3 – lasy sosnowe, 4 – zbiorowiska traw, 5 – uprawy ryżu, 6 – uprawy okopowe, 7 – wychodnie skalne, 8 – wody, 9 – obszary zabudowane

Land use map of the Umiew catchment prepared for the year 1998 on the basis of IRS-1D image classification and use of conditional statements in the GIS

1 – dense deciduous forest, 2 – open deciduous forest, 3 – pine forest, 4 – grass communities, 5 – paddy rice, 6 – root crops, 7 – rock outcrops, 8 – water, 9 – built up areas

Końcową mapę przefiltrowano filtrem większościowym w celu zgeneralizowania. Średnia dokładność klasyfikacji (liczba pikseli prawidłowo sklasyfikowanych podzielona przez sumę pikseli z pól treningowych) wszystkich form użytkowania ziemi wyniosła 87%.

Wynikiem klasyfikacji zdjęcia satelitarne jest mapa użytkowania ziemi zlewni Umiew (ryc. 38; tab. 9). Przestrzenny układ użytkowania ziemi jest reprezentatywny dla centralnej i wschodniej części południowego skłonu wyżyny. W zachodniej części – Garo Hills, znacznie wyższy jest odsetek lasów o różnym stopniu degradacji, mniejszy natomiast udział zbiorowisk traw oraz pól z uprawami roślin okopowych. Jest to wynikiem niższych opadów oraz niewielkiego udziału obszarów płaskich w górnych odcinkach zlewni.

W zlewni Umiew wybijają się dwie podstawowe formy użytkowania – lasy w kanionie i zbiorowiska trawiaste na pagórkowatym płaskowyżu. Pozostałe formy użytkowania nie zajmują dużych powierzchni (tab. 9). Tereny zajęte bezpośrednio pod uprawę ryżu i roślin okopowych stanowią tylko 3,7% powierzchni zlewni. Nie zostały wyróżnione w oddzielną formę użytkowania pola odłogowane porośnięte trawami, które w kolejnych latach mogą być zajęte pod uprawę. Jednak nie zajmują one więcej niż 2% powierzchni zlewni. Klasyfikacja nie uwzględnia również upraw agroleśnych pod koronami drzew lasu sosnowego. Szacunkowo można przyjąć, że uprawy w lasach sosnowych nie przekraczają 1% powierzchni zlewni, ponieważ tylko niewielka część lasów na płaskowyżu, poza strefą kanionu, jest wykorzystywana pod uprawę.

Tabela 9. Użytkowanie ziemi w zlewni Umiew w 1998 r.

Lp.	Forma użytkowania ziemi	Powierzchnia	
		(km ²)	(%)
1	Lasy liściaste gęste	171,8	34,8
2	Lasy liściaste rzadkie	40,0	8,1
3	Lasy sosnowe	17,1	3,5
4	Zbiorowiska traw	230,4	46,7
5	Uprawy ryżu	5,0	1,0
6	Uprawy okopowe	13,1	2,7
7	Wychodnie skalne	11,1	2,2
8	Wody	3,0	0,6
9	Obszary zabudowane	2,2	0,4

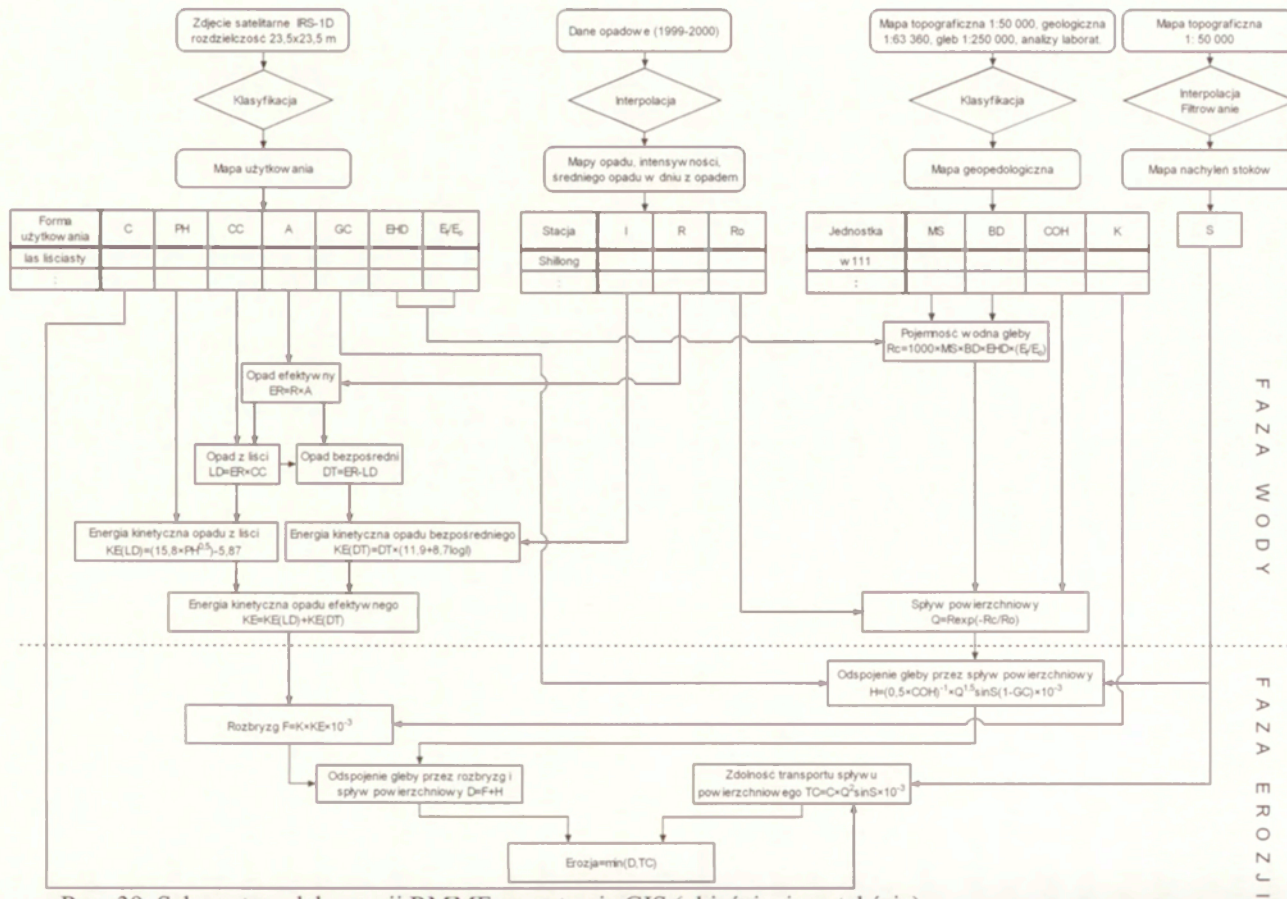
5.2. ZASTOSOWANIE MODELU REVISED MORGAN-MORGAN-FINNEY (RMMF) DO OCENY EROZJI WODNEJ

Bezpośrednie pomiary erozji w rejonie zlewni Umiew ograniczyły się do pól uprawnych koło Shillongu (Singh i in. 1981; Mishra, Ramakrishnan 1983a) oraz rejonu Cherrapunji, gdzie wykorzystano do jej oceny metodę radioizotopów ^{137}Cs i $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Froehlich 2004b, c). Te dwa obszary reprezentują równocześnie najbardziej kontrastowe formy użytkowania ziemi – rolnicze koło Shillongu i zbiorowiska traw porastające zdegradowane gleby koło Cherrapunji. Zastosowanie modelu jest uzupełnieniem przeprowadzonych badań, dającym przestrzenny obraz strat gleby. Jest to równocześnie jedyna metoda, jaką można wykorzystać bez prowadzenia długotrwałych pomiarów w trudno dostępnym terenie.

Istnieje wiele modeli empirycznych i fizycznych pozwalających ocenić erozję gleb (USLE, RUSLE, EUROSEM, ANSWRES, CREAMS, WEPP, SEMMED, De Roo 1999). Każdy z nich ma ograniczenia związane z możliwością zastosowania w określonych warunkach środowiska przyrodniczego oraz ilością danych koniecznych do zebrania. Większość powstała dla oceny erozji z pól uprawnych w strefie klimatu umiarkowanego. Prawidłowa ocena wielkości erozji wymaga więc doboru odpowiedniego modelu dla danego obszaru.

Do oceny erozji wodnej w zlewni Umiew zastosowano model RMMF (Revised Morgan-Morgan-Finney), prognozujący wielkość erozji w skali rocznej (Morgan 2001). Model RMMF podobnie jak większość modeli erozji należy do modeli empirycznych typu „szarej skrzynki”. Opiera się na zdefiniowaniu najważniejszych czynników wpływających na proces erozji i poprzez obserwacje, pomiary, eksperymenty oraz statystyczne zależności wiąże je ze stratami gleb. Model został skonstruowany i zweryfikowany w górzystych obszarach Malezji w warunkach klimatu monsunowego (Morgan i in. 1984). Przydatność modelu potwierdzono w Indonezji (Besler 1987) i Nepalu (Shrestha 1997), został on również adaptowany do systemu GIS (De Jong, Riezebos 1992). Przy konstrukcji modelu wykorzystano założenia zaproponowane przez L.D. Meyera i W.H. Wischmeiera (1969) oraz M.J. Kirkby'ego (1976), które mają silniejsze podstawy fizyczne niż najbardziej popularne równanie strat gleb USLE (Wischmeier, Smith 1978).

Aby obliczyć erozję przy użyciu modelu RMMF w systemie GIS należy opracować trzy bazy danych – opadów, użytkowania ziemi i właściwości gleb oraz wykonać mapę nachyleń stoku (ryc. 39). Model RMMF dzieli erozję na dwie fazy. W fazie wodnej obliczana jest energia kinetyczna opadu dostępna dla oderwania gleby od podłoża i wielkość spływu powierzch-



Ryc. 39. Schemat modelu erozji RMMF w systemie GIS (objaśnienia w tekście)

The scheme of RMMF erosion model in the GIS system (explanations in the text)

niowego. W fazie erozji obliczana jest ilość gleby oderwanej od podłoża w wyniku rozbryzgu i splukiwania, którą następnie porównuje się ze zdolnością jej transportu przez spływ powierzchniowy. Mniejsza z dwóch wartości wyznacza wielkość erozji. Dane użyte w równaniach oraz wynik równania reprezentują mapę numeryczną w GIS. Procedura obliczeń sprowadza się do rozwiązania kilkunastu równań. Zachowano oryginalne oznaczenia literowe użyte przez autorów modelu.

Analizy wykonano dla średniej opadów z lat 1999–2000, reprezentujących zbliżoną do średniej wieloletniej wysokość opadu w zlewni Umiew (tab. 10). Wszystkie dane z wyjątkiem kohezji gleb, ewapotranspiracji oraz częściowo intercepcji, uzupełnionych z tabel, zostały zebrane w terenie (tab. 11). Założo-

Tabela 10. Charakterystyka opadów w zlewni Umiew w latach 1999–2000

Sacja	Wysokość (m n.p.m.)	Średni opad R (mm)	Średnia liczba dni z opadem R_n	Średni opad w dniu z opadem R_o (mm)	Średnie maksymalne natężenie opadu erozyjnego I z przedziału 30 min. (mm h^{-1})
Shilling	1500	2322,4	180,5	12,9	25
Mawhlang	1840	3506,5	142,2	24,7	
Cherapunji	1313	12379,5	174,5	70,9	35
Mawynram	1420	13405,5	166,0	80,8	
Sylhet	35	4086,5	141,8	28,8	

Tabela 11. Parametry roślinności użyte w modelu związane z formą użytkowania ziemi wydzieloną na zdjęciu satelitarnym satelity IRS-1D

Forma użytkowania ziemi	A	CC	E/E_o	EHD	PH	GC	C
Lasy liściaste gęste	0,35	0,98	1,00	0,20	15,0	0,98	0,001
Lasy liściaste rzadkie	0,35	0,90	1,00	0,20	8,0	0,95	0,002
Lasy sosnowe	0,35	0,95	1,00	0,20	0,5	1,00	0,001
Wzrostki traw	0,30	0,80	0,90	0,15	0,5	1,00	0,005
Polny ryż	0,43	0,60	1,35	0,12	0,8	0,60	0,1
Polny okopowy	0,25	0,70	0,70	0,15	0,6	0,70	0,2

A – intercepcja opadu przez roślinność (wraz ze spływem wody opadowej po pniu) wyrażona jako proporcja między 0 a 1,

CC – procentowe pokrycie sklepienia roślin wyrażone jako proporcja między 0 a 1,

PH – wysokość sklepienia roślin (m),

E/E_o – stosunek ewapotranspiracji aktualnej do potencjalnej,

EHD – efektywna hydrologicznie warstwa gleby kontrolująca spływ powierzchniowy (m),

GC – procentowe pokrycie gleby wyrażone jako proporcja między 0 a 1,

C – wskaźnik okrywy roślinnej C z uniwersalnego równania strat gleby (USLE).

no, że na polach roślin okopowych dominuje uprawa ziemniaków i kapusty, typowa dla północnej części zlewni Umiew.

W pierwszym etapie obliczono wielkość opadu efektywnego (ER ; mm), który sięga powierzchni gruntu po uwzględnieniu intercepcji (A):

$$ER = R \cdot A \quad (1)$$

Obliczone średnie maksymalne natężenia opadu erozyjnego z pasków pluwiograficznych są zbliżone do zalecanych do użycia przez R.P.C. Morgana (1995): $25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ dla klimatu tropikalnego i $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ dla klimatu o silnej sezonowej zmienności opadu. Ponieważ tylko dwie stacje dysponują danymi z pluwiografów, dla pozostałych średnie z maksymalnych wartości natężenia opadu z okresu 30-minutowego (I) obliczono równaniem określającym zależność natężenia opadu (I) od jego sumy rocznej (R):

$$I = 0,0007 \cdot R + 10,26 \quad R^2 = 0,9622$$

Typowe wartości intercepcji (A) dla form użytkowania wyróżnionych na zdjęciu satelitarnym przyjęto za R.P.C. Morganem (1995). Wielkość intercepcji wraz ze spływem wody po pniach drzew dla lasu liściastego są zgodne z pomiarami R.S. Khiewtama (1986) w świętym lesie koło Cherrapunji.

Opad efektywny może osiągnąć powierzchnię gleby bezpośrednio (DT ; mm) lub być zatrzymany przez sklepienie roślin (CC) i sięgać gleby w postaci opadu z liści (LD ; mm):

$$DT = ER - LD \quad (2)$$

$$LD = ER \cdot CC \quad (3)$$

Pokrywa roślinna odgrywa jedną z najistotniejszych ról w procesie erozji, stanowiąc bufor między atmosferą a glebą. Przy pomiarze pokrywy roślinnej brano pod uwagę każdą jej warstwę – drzewa, krzewy oraz runo, która może zatrzymać opad przed osiągnięciem powierzchni ziemi. Założono, że w przypadku lasów liściastych gęstych występują ubytki w drzewostanie spowodowane naturalnymi powalami drzew (ok. 0,5% powierzchni lasu, Arunachalam, Arunachalam 2000) oraz selektywną eksploatacją wybranych, najcenniejszych gatunków (Roy, Tomar 2001). Lasy liściaste rzadkie i sosnowe narażone są na karczowanie w celach rolniczych i pozyskania drewna opałowego. Odslonięcia powierzchni gleby są większe, ale stosunkowo krótkotrwałe w związku z jej szybką kolonizacją przez roślinność światłolubną (Kushwaha i in. 1981, 1983; Morgan i in. 1984).

Energia kinetyczna opadu bezpośredniego ($KE(DT)$; $\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) obliczona została równaniem:

$$KE(DT) = DT(11,9 + 8,8 \log I) \quad (4)$$

Równanie przyjęto za W.H. Wischmeierem i D.D. Smithem (1978), ponieważ jak dotąd nie znaleziono ogólnej formuły dla obszarów tropikalnych. Podobną procedurę zastosował z powodzeniem D.P. Shrestha (1997) dla klimatu monsunowego w warunkach górskich Nepalu. Badania wskazują, że wraz ze wzrostem natężenia opadu jego energia kinetyczna rośnie. Po osiągnięciu wartości ok. $75 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, energia kinetyczna opadu stabilizuje się na pewnym poziomie, ponieważ w czasie dużych natężeń deszczu krople ulegają rozbiciu nie osiągając dużej masy i tym samym prędkości (Van Dijk i in. 2002).

Energia kinetyczna opadu pośredniego ($KE(LD)$; J m^{-2}) obliczona została w oparciu o zmierzoną wysokość roślin (PH) równaniem C.J. Brandta (1990):

$$KE(LD) = (15,8 \cdot PH^{0,5}) - 5,87 \quad (5)$$

W wolnej atmosferze największe krople deszczu osiągają maksymalną prędkość po 8–9 metrach spadania. Warstwa roślin zmienia energię kinetyczną opadu poprzez zmianę prędkości i wielkości kropeł deszczu. Na liściach w koronach drzew krople zmniejszają prędkość. Część z nich może łączyć się ze sobą osiągając większe rozmiary i ponownie duże prędkości pod koronami drzew, zwiększając zagrożenie erozją. Z kolei najniższa warstwa runa leśnego zmniejsza energię kinetyczną opadu sięgającego ziemi. Dlatego wysokość (PH) musi odzwierciedlać wysokość najniższej warstwy roślin. W przypadku lasu z dobrze rozwiniętym runem, w równaniu należy przyjąć wysokość roślin równą zeru lub kilku centymetrom. Przy roślinności niższej od 14 cm wynik równania jest ujemny i zakłada się, że energia przyjmuje wartość zerową (Brandt 1990).

Energia kinetyczna opadu (KE ; J m^{-2}) jest sumą opadu bezpośredniego i pochodzącego z liści:

$$KE = KE(DT) + KE(LD) \quad (6)$$

Rozbryzg (F ; kg m^{-2}) jest iloczynem wskaźnika podatności gleb na erozję (K) obliczonego w oparciu o analizy uziarnienia i zawartość materii organicznej wzorem W.H. Wischmeiera i D.D. Smitha (1978) oraz energii kinetycznej opadu (KE):

$$F = K \cdot KE \cdot 10^3 \quad (7)$$

Wielkość rozbryzgu informuje jaka ilość gleby zostaje oderwana od podłoża w wyniku bombardującej działalności kropeł deszczu.

Wskaźnik podatności gleby na erozję (K ; $\text{g} \cdot \text{J}^{-1}$), definiowany jest jako stosunek jednostkowego zmywu gleby przypadający na jednostkę erozyjności opadu (Wischmeier, Smith 1978). Wskaźnik można wyznaczyć z nomogramów lub jak w niniejszym opracowaniu wzorem:

$$K = (2,77 \cdot 10^{-6} \cdot (12-OM) \cdot M^{14} + 0,043 \cdot (S-2) + 0,033 \cdot (P-3))$$

gdzie:

$$M = (\% \text{frakcji } 0,1-0,002 \text{ mm}) \cdot (\% \text{frakcji } 0,05-0,002 \text{ mm} + \% \text{frakcji } 0,1-2,0 \text{ mm})$$

Najbardziej podatne na erozję wodną są grube pyły i drobne piaski. Grubsze frakcje gleby są bardziej odporne na transport przez spływ powierzchniowy. Z kolei frakcja mniejsza niż 0,06 mm jest mniej podatna na erozję, gdyż cząstki gleby wiążą większe siły kohezji (Morgan 1995).

OM – zawartość materii organicznej (%)

Wyższa zawartość materii organicznej (do ok. 12%) zwiększa stabilność agregatów glebowych i tym samym zmniejsza podatność gleby na erozję (Morgan 1995). W przypadku zawartości materii organicznej powyżej 4%, *OM* przyjmuje w równaniu wartość 4% (Wischmeier, Smith 1978).

S – klasa struktury gleby

Zastosowano wartości: 2 – drobne granulatory w dnach dolin, 3 – średnie i duże granulatory na pozostałym obszarze zlewni,

P – klasa przepuszczalności gleby

Zastosowano wartości: 1 – duża na piaskach, 2 – umiarkowana do dużej na większości obszaru zlewni z piaskami gliniastymi, 3 – umiarkowana na glinach w dnach dolin w północnej części zlewni.

Otrzymane z równania wartości wskaźnika *K* zazwyczaj wahają się między 0,1–0,4. Im wyższa wartość wskaźnika, tym większa podatność gleby na erozję.

Obliczone wartości wskaźnika *K* powiązano z mapą właściwości gleb wykonaną metodą geopedologiczną. Metoda zakłada, że istnieje zależność między rzeźbą terenu i typem gleb, a skała macierzysta, rzeźba i czas są głównymi czynnikami wpływającymi na formowanie się gleb (Shrestha, Zinck 1998; ryc. 40; tab. 12). Podejście opiera się na konstrukcji czteropoziomowej struktury, począwszy od wydzielenia typu krajobrazu poprzez rzeźbę, litologię po zespół form.

Wykonana mapa geopedologiczna jest uzupełnieniem map gleb w skali 1:250 000 (*Agriculture and Soil...* 1987; *Regional Office...* 1993) oraz mapy geologicznej i topograficznej w skali 1:50 000. Na podstawie zróżnicowania rzeźby terenu: wysokości względnych i nachyleń stoków, wyróżniono w obrębie jednostek litologicznych zespoły form terenu. Następnie powiązano z nimi dominujące właściwości fizyczne i chemiczne gleb, które otrzymano z laboratoryjnych analiz prób gleb pobranych w terenie (por. ryc. 2, 10; tab. 12).

Tabela 12. Jednostki geopedologiczne i związane z nimi właściwości gleb w zlewni Umiew.

Typ krajobrazu	Typ rzeźby	Litologia	Zespół form	Jednostka geopedologiczna	Grupa granulometryczna	Podatność gleby na erozję $K (g J^{-1})$	Materia organiczna $OM (%)$	Pojemność wodna $MS (%)$ wagowej	Ciężar objętościowy $BD (Mg m^{-3})$	Kohezja $COH (kPa)$
wyżyna	pagórkowaty płaskowyż	kwarcyty - grupa Shillongu	akumulacyjne dna dolin	w111	g	0,30	5,5	0,35	0,9	3
		kwarcyty - grupa Shillongu	wyżyna pagórkowata	w117	gd. g	0,26	4,9	0,32	0,9	5
		fillity - grupa Shillongu	akumulacyjne dna dolin	w121	plp	0,39	6,0	0,42	1,1	3
		fillity - grupa Shillongu	umiarkowanie nachylone stoki 6–15°	w122	g. plp	0,32	6,5	0,42	1,1	3
		fillity - grupa Shillongu	wyżyna pagórkowata	w127	g. gd	0,32	5,1	0,35	1,1	5
		granity	akumulacyjne dna dolin	w131	g. gd	0,24	7,2	0,39	0,9	3
		granity	wyżyna pagórkowata	w137	gd	0,18	2,4	0,22	1,1	7
		granity	wyżyna płaska	w138	dg. *	0,09	3,0	0,21	1,4	8
		granity	zawieszane doliny głęboko wcięte	w139	gd	0,18	7,2	0,22	1,1	3
		zlepienie Mahadek	wyżyna płaska	w158	dg. gd *	0,12	4,0	0,19	1,4	8
		piaskowce glaukonitowe Mahadek	akumulacyjne dna dolin	w161	dg	0,02	6,0	0,14	1,2	8
		piaskowce glaukonitowe Mahadek	wyżyna pagórkowata	w167	dg. p	0,07	3,3	0,15	1,4	8
		piaskowce żelaziste Therria	szeroki grzbiet	w176	gd. g	0,23	2,3	0,38	1,0	5
		piaskowce żelaziste Therria	wyżyna pagórkowata	w177	dg	0,07	4,5	0,23	1,2	8
		piaskowce żelaziste Therria	wyżyna płaska	w178	gd	0,28	3,6	0,25	1,2	5
		piaskowce żelaziste Therria	zawieszane doliny głęboko wcięte	w179	gd	0,18	4,4	0,40	0,8	3
		piaskowce i wapień Shella	akumulacyjne dna dolin	w181	dg	0,13	1,0	0,11	1,3	8
	piaskowce i wapień Shella	wyżyna pagórkowata	w187	dg. p *	0,09	2,9	0,21	1,4	8	
	wapień Shella	wyżyna pagórkowata	w197	dg	0,07	3,3	0,25	1,4	8	
	system kanionów	gneisy - kompleks gneisów	strome stoki zbocza 16–35°	w203	g. gd	0,21	5,4	0,32	1,1	5
		gneisy - kompleks gneisów	bardzo strome zbocza 36–55°	w204	gd	0,21	5,5	0,32	1,1	5
		kwarcyty - grupa Shillongu	strome zbocza 16–35°	w213	gd. g	0,19	5,9	0,35	1,1	7
		kwarcyty - grupa Shillongu	bardzo strome zbocza 36–55°	w214	gd. plp	0,18	5,8	0,35	1,1	5
		fillity - grupa Shillongu	bardzo strome zbocza 36–55°	w224	g. plp	0,32	6,5	0,39	1,1	5
		granity	strome zbocza 16–35°	w233	gp	0,15	4,0	0,33	1,1	5
		granity	bardzo strome zbocza 36–55°	w234	gd	0,15	6,2	0,30	1,3	5
		granity	bardzo strome zbocza 36–55° i urwiska	w235	gp	0,12	6,2	0,30	1,3	5
		bazalty – trap Sylhetu	strome zbocza 16–35°	w243	g	0,23	5,2	0,40	0,9	5
		piaskowce glaukonitowe Mahadek	strome zbocza 16–35°	w253	gd. dg	0,15	3,9	0,25	1,2	5
piaskowce glaukonitowe Mahadek		bardzo strome zbocza 36–55° i urwiska	w255	gp. pg	0,14	3,9	0,25	1,2	5	
piaskowce żelaziste Therria		strome zbocza 16–35°	w273	gd	0,18	6,0	0,26	1,3	5	
piaskowce żelaziste Therria	bardzo strome zbocza 36–55° i urwiska	w275	pg	0,09	3,7	0,25	1,2	5		
podnoże wyżyny	pagórkowaty zrzucony stopień wyżyny	wapień Shella	umiarkowanie nachylone stoki 6–15°	p292	gp	0,11	4,8	0,30	1,2	7

Grupy granulometryczne: p - piasek, pg - piasek gliniasty, gp - glina piaszczysta, g - glina, plp - pyl piaszczysty, * - zawartość szkieletu w powierzchniowym poziomie ponad 60%

Spływ powierzchniowy (Q ; mm) obliczono równaniem M.J. Kirkby'ego (1976). Równanie zakłada, że spływ występuje gdy opad dobowy przekracza pojemność wodną gleby (R_c ; mm) i w ten sposób sumy dobowe opadu dopasowują się do rozkładu wykładniczego (Carson, Kirkby 1972):

$$R_c = 1000MS \cdot BD \cdot EHD \cdot (E/E_o) \quad (8)$$

$$Q = R \exp(-R_c/R) \quad (9)$$

Polowa pojemność wodna (MS) odpowiada ilości wody, jaką gleba może zatrzymać przez pewien czas (2–4 dni) po opadach atmosferycznych i odpłynięciu wody grawitacyjnej.

Efektywna hydrologicznie głębokość gleby (EHD ; m) wskazuje na miąższość warstwy gleby, której pojemność wodna jest w stanie kontrolować formowanie się spływu powierzchniowego. Wielkość EHD zależy w największym stopniu od pokrywy roślinnej, która wpływa na głębokość i gęstość korzeni oraz obecności szkieletu na powierzchni gleby.

Typowe wartości stosunku ewapotranspiracji rzeczywistej do potencjalnej (E/E_o) dla różnych form użytkowania wyróżnionych na zdjęciu satelitarnym przyjęto za R.P.C. Morganem (1995).

Splukiwanie (H ; $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) informuje o tym, jaka ilość gleby zostaje oderwana od podłoża przez spływ powierzchniowy (Q). Jest ono funkcją wielkości spływu powierzchniowego (Q), nachylenia stoków (S) oraz kohezji gleby (COH). Przyjmuje się, że odspojenie cząstek gleby od podłoża występuje tylko w miejscach, gdzie gleba nie jest pokryta przez roślinność, szczątki organiczne i kamienie (GC):

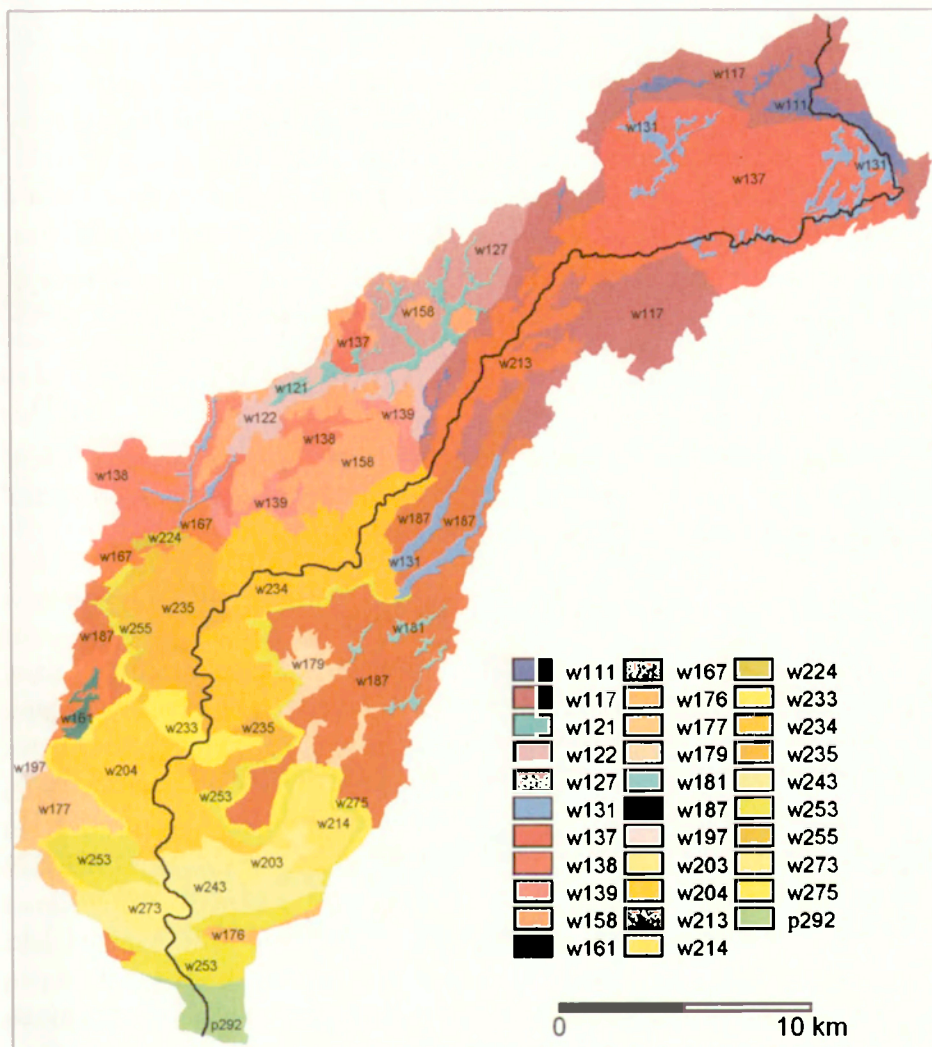
$$H = (0,5COH)^1 \cdot Q^{1,5} \cdot \sin S(1 - GC) \cdot 10^3 \quad (10)$$

Ze względu na trudności w pomiarze kohezji w terenie (duża zawartość szkieletu w glebie i gęsty system korzeniowy zbiorowisk roślinnych), zgodnie z zaleceniem R.P.C. Morgana wykorzystano dane z tabel dla modelu EUROSEM (Morgan i in. 1998). Przyjęto średnie wielkości kompaktacji gleby w zależności od jej składu granulometrycznego i formy użytkowania ziemi (tab. 12).

Ilość oderwanej gleby od podłoża (D ; $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) jest sumą odspojonych cząstek gleby od podłoża w wyniku rozbryzgu (F) i splukiwania (H):

$$D = F + H \quad (11)$$

Zdolność transportu oderwanej gleby od podłoża przez spływ powierzchniowy (TC ; $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$), zależna od wskaźnika okrywy roślinnej (C), spływu powierzchniowego (Q) i nachylenia stoku (S), obliczona została równaniem M.J. Kirkby'ego (1976):



Ryc. 40. Mapa geopedologiczna zlewni Umiew (objaśnienia w tabeli 12)
 The geopedological map of the Umiew catchment (explanations in the table 12)

$$TC = C \cdot Q^2 \cdot \sin S \cdot 10^{-3} \quad (12)$$

Współczynnik C jest najbardziej złożoną zmienną w modelu, bezpośrednio zapożyczonym z równania USLE i wyznaczanym z tabel (Wischnmeier, Smith 1978). Definiowany jest jako stosunek strat gleby z uprawianego pola do strat z pola pozostawionego odłogiem w identycznych warunkach środowiska (gleb, nachylenia stoku itd.). Odzwierciedla łączny wpływ pokrywy roślinnej, sposobu uprawy i klimatu na wielkość erozji. Wartość współczynnika C dla gleby nie pokrytej roślinnością równa jest 1, a dla gęstego lasu z rozwiniętą niską roślinnością wynosi 0,001, czyli jest aż tysiąc razy mniejsza.

Ilość gleby oderwanej od podłoża (D) jest porównywana z możliwością jej transportu przez spływ powierzchniowy (TC). Mniejsza z tych dwóch wartości określa wielkość erozji ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$):

$$\text{Erozja} = \min(D, TC) \quad (13)$$

Jest to zgodne z założeniem, że wielkość erozji jest ograniczona ilością gleby dostępnej po oderwaniu od podłoża lub możliwością jej transportu przez spływ powierzchniowy (Meyer, Wischnmeier 1969).

5.3. ZAGROZENIE EROZJĄ WODNĄ

W oparciu o założenia modelu RMMF opracowano mapę przedstawiającą ilość gleby oderwanej od podłoża w wyniku rozbryzgu i splukiwania (D), mapę zdolności transportu przez spływ powierzchniowy (TC) oraz erozji gleb w zlewni Umiew (ryc. 41). Obliczono również wielkość strat gleby dla poszczególnych form użytkowania ziemi, wydzielonych na zdjęciu satelitarnym IRS-1D z 1998 r. (tab. 13). Otrzymane wyniki reprezentują przeciętne straty gleby w latach, kiedy opad w zlewni Umiew zbliżony jest do średniej wieloletniej.

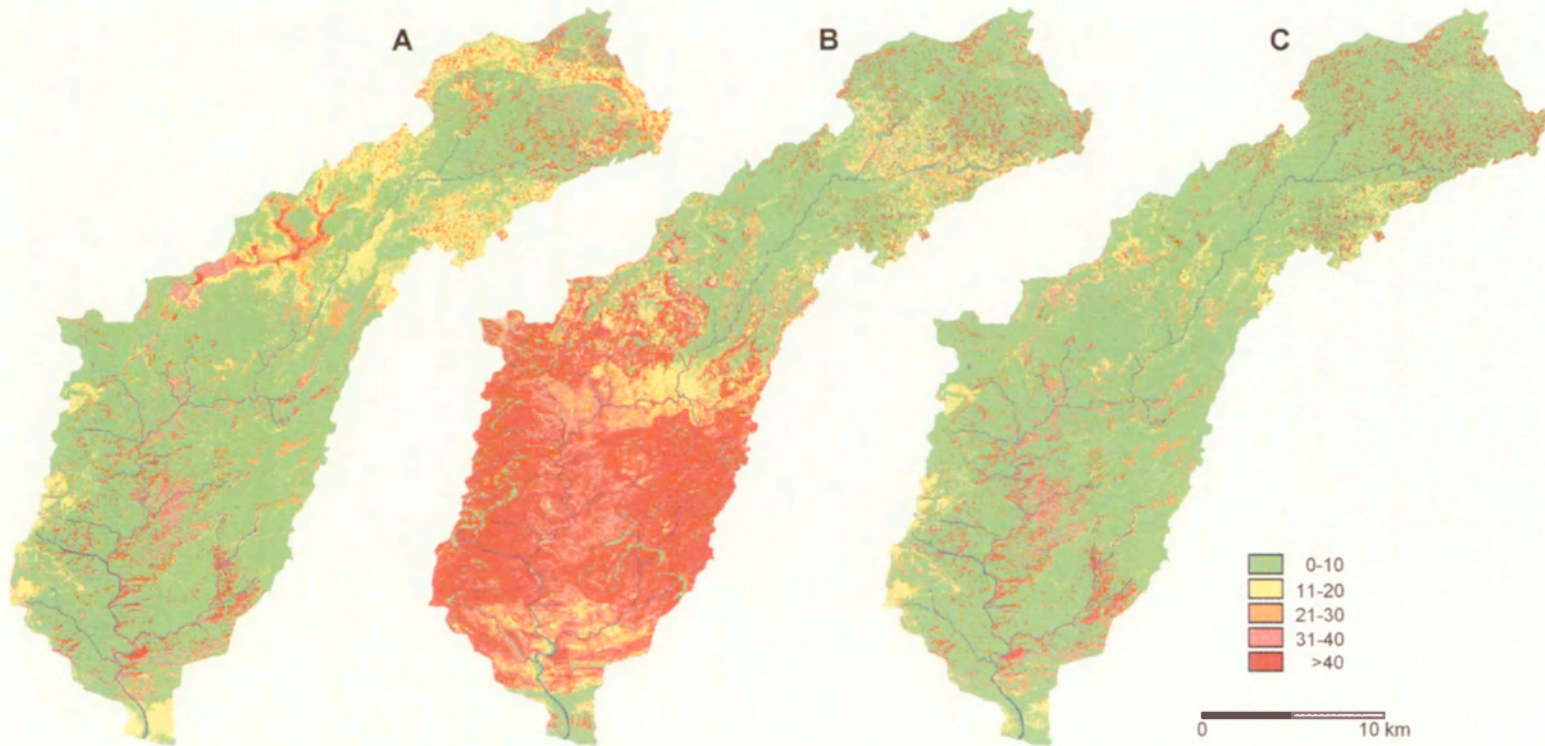
Prognozowana przez model wielkość erozji zawiera się w przedziale $0-145 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (wielkości przeliczono z $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$). Najwyższe wartości powinny być traktowane ostrożnie. Wykazują je pojedyncze piksele, które mogą być wynikiem niedokładnej dygitalizacji zasięgu jednostek geopedologicznych czy klasyfikacji użytkowania ziemi na zdjęciu satelitarnym (Prokop 1998). Duży zakres zmienności erozji na poszczególnych formach użytkowania ziemi wynika przede wszystkim z heterogeniczności środowiska przyrodniczego zlewni Umiew. Lasy liściaste i zbiorowiska traw występują zarówno w strefie opadów sięgających 2500 mm jak i 12000 mm rocznie. Uprawy okopowe zajmują płaskie dna dolin jak i stoki o nachyleniach do 40° .

Najdokładniej można prognozować wielkość erozji na polach ryżowych. Występuje tu ścisła zależność między rodzajem uprawy – monokultura, formą rzeźby – dno doliny oraz typem gleb – gliny o podobnej pojemności wodnej

i zawartości materii organicznej. Również zabiegi agrotechniczne są jednolite na całym polu, z jednym zbiorem w ciągu roku. Erozja na polach ryżowych na ogół nie przekracza $1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Dna dolin rzecznych z dominującą uprawą ryżu są obszarami akumulacji materiału erodowanego z pobliskich stoków. Wielkość erozji, pomimo dużego rozbryzgu, jest ograniczona małą zdolnością transportu cząstek gleby przez spływ powierzchniowy na płaskim terenie. Tradycyjny sposób uprawy ryżu ogranicza jednak zasięg jego uprawy do terenów o nachyleniach poniżej 2° .

Najwyższe wartości erozji obliczone w oparciu o model, do $145 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (średnio $60 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$), występują na obszarach zajętych przez uprawy roślin okopowych w północnej części zlewni w zasięgu wysokich, 2500–6000 mm, chociaż nie najwyższych opadów. Wynika to z intensywnej gospodarki rolnej na krótkich i stromych stokach. Prognozowane przez model wyniki mieszczą się w szerokich granicach, jakie stwierdzono w okolicach Shillongu. Najwyższe wartości erozji $170 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ zmierzono na poletkach eksperymentalnych (Singh i in. 1981). Na polach z uprawą ziemniaków, obejmujących stoki o nachyleniu do 40° notowano straty gleby sięgające $56 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Mishra, Ramakrishnan 1983a). Erozja malała z $7 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ w pierwszym roku odłogowania pola do $2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ po 10 latach odłogowania. W przebiegu rocznym stwierdzono dwa okresy zwiększonej erozji – maj, kiedy na glebie nie ma jeszcze w pełni rozwiniętej pokrywy roślinnej oraz wrzesień, w okresie pierwszych zbiorów roślin okopowych (Mishra, Ramakrishnan 1983a).

W środkowej i południowej części kanionu zlewni Umiew najwyższe wartości erozji występują w obrębie tropikalnego lasu liściastego o różnym stopniu degradacji. Badania dowodzą, że wielkość erozji w naturalnym lesie tropikalnym jest na ogół mała, rzędu $0,1\text{--}2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Douglas 1967; Dunne 1979; Larsen i in. 1999). Wartości te rosną w przypadku uszkodzeń drzewostanu i odsłonięcia gleby. Nadal natomiast trwa dyskusja, czy i kiedy może wystąpić spływ powierzchniowy. I. Douglas (1967) podkreśla rolę spływu wody po dużych pniach drzew, której ilość może przekroczyć zdolność infiltracyjną podłoża wokół drzewa. Spływ powierzchniowy może wówczas wystąpić nawet w przypadku umiarkowanego opadu. M. Bonell i D.A. Gilmour (1978) obserwowali nasycony spływ w lesie tropikalnym Queenslandu przy intensywnych opadach. Był on jednak szybko przechwytywany przez gęstą sieć niewielkich strumieni. Najnowsze badania zwracają uwagę na duże przestrzenne zróżnicowanie zdolności infiltracyjnej gleby w lesie tropikalnym, w granicach $6\text{--}288 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Dykes, Thornes 2000), a w skrajnych przypadkach sięgającej nawet $1000 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Thomas 1994). Nawet jeśli rozbryzg osiąga wysokie wartości pod koronami drzew, cząstki gleby nie są transportowane na znaczne odległości, ponieważ szybka infiltracja wody w leśną glebę nie pozwala na



Ryc. 41. Straty gleby związane z erozją wodną w zlewni Umiew ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)

A – ilość gleby oderwanej od podłoża wskutek rozbrzygu i spłukiwania (D), B – zdolność transportu gleby przez spływ powierzchniowy (TC), C – erozja gleby

Soil loss due to water erosion in the Umiew catchment ($t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$)

A – map of soil particle detachment by raindrop impact and runoff, B – map of transport capacity of the runoff, C – map of soil erosion

formowanie się spływu powierzchniowego. Wyjątkiem są przypadki, kiedy płytka gleba z dużą zawartością szkieletu istotnie redukuje przewodność hydrauliczną lub pobliza linii drenażu, gdzie szybciej następuje wysycenie podłoża przez spływ śródpokrywowy (Dykes, Thornes 2000).

Na podstawie przytoczonych wyników badań należy stwierdzić, że chociaż spływ powierzchniowy może wystąpić w lesie tropikalnym na płytkich glebach, czyli takich jak w kanionie zlewni Umiew, to nie jest on zjawiskiem przeważającym. Mapa zdolności transportu przez spływ powierzchniowy (ryc. 41B), obliczona równaniem $TC = C \cdot Q^2 \cdot \sin S \cdot 10^{-3}$ pokazuje natomiast, że w lesie przy opadach 8000–12 000 mm (por. ryc. 13) zdolność transportu przez spływ powierzchniowy jest większa od ilości gleby oderwanej od podłoża wskutek rozbryzgu i splukiwania (D) (ryc. 41A). Zgodnie z założeniem modelu RMMF wielkość (D) jako mniejsza staje się równocześnie wskaźnikiem erozji (ryc. 41C). W większości równań transportu osadu przy szacunkach spływu powierzchniowego (Q), stosowany jest wykładnik potęgi zbliżony do 1,7 (Morgan 1980). Wartość tą zastosował z powodzeniem S.M. De Jong i in. (1999) w modelu SEMMED (Soil Erosion Model for Mediterranean Regions) w klimacie o sezonowym rozkładzie opadów. Wydaje się, że wartość wykładnika 2 zastosowana w modelu RMMF (Morgan 2001) powoduje zawyżenie wielkości spływu powierzchniowego w przypadku ekstremalnie wysokich opadów powyżej 8000 mm rocznie (ryc. 41B).

Obliczone w oparciu o model RMMF średnie wartości rozbryzgu i splukiwania w tropikalnym lesie liściastym wynoszą prawie $8 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (tab. 13). Należy więc przyjąć, że w warunkach naturalnych wielkość erozji w gęstym lesie liściastym leży poniżej tej granicy. Zwarte korony drzew, gęste piętra krzewów i poszycia stanowią skuteczną ochronę przed erozją nawet w warunkach ekstremalnie wysokich opadów i stromych stoków.

Tabela 13. Wielkość erozji w zależności formy użytkowania ziemi w zlewni Umiew

Forma użytkowania ziemi	Zakres ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$)	Średnia ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$)	Odchylenie standardowe ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$)
Lasy liściaste gęste	0,1–15,5	7,7	5,0
Lasy liściaste rzadkie	0,2–88,0	40,0	24,0
Lasy sosnowe	0,1–13,5	4,5	3,0
Zbiorowiska traw	0,0–53,2	23,4	14,0
Uprawy ryżu	0,0–4,0	0,9	0,1
Uprawy okopowe	0,2–144,9	60,6	36,0

Brak bezpośrednich pomiarów erozji w strefie wysokich opadów na obszarze tropikalnego lasu liściastego uniemożliwia kalibrację modelu w celu wyznaczenia dokładnej wielkości erozji na polach z uprawą *jhum*. Istnieje natomiast możliwość porównania otrzymanych wyników z bezpośrednimi pomiarami erozji na polach z rolnictwem żarowym *jhum*, jakie przeprowadzono w latach 1999–2000 w Chittagong Hills w Bangladeszu (Gafur i in. 2003). Wielkość erozji przy rocznym opadzie ok. 3000 mm na wysokości 500–600 m n.p.m. i stokach zlewni o nachyleniu od 1,5 do 75°, po pierwszym roku uprawy wyniosła 41 t·ha⁻¹·rok⁻¹. Po zaprzestaniu uprawy, na polu pozostawionym odłogiem, straty gleby zmniejszyły się do ok. 3–4 t·ha⁻¹·rok⁻¹. Na polach kontrolnych z wtórną sukcesją roślinności i domieszką drzew owocowych, w 7 lat po zaprzestaniu uprawy *jhum* wielkość erozji w tym samym okresie wyniosła 10–11 t·ha⁻¹·rok⁻¹. Można przyjąć, że przy tym samym systemie upraw i wyższym opadzie w zlewni Umiew zmierzone wartości są dolną granicą erozji, jaka może wystąpić w przypadku wykarczowania pola na potrzeby rolnictwa żarowego.

Na najbardziej zdegradowanym obszarze pagórkowatego płaskowyzu, w zasięgu najwyższych opadów 10 000–12 000 mm rocznie, erozja nie przekracza 10 t·ha⁻¹·rok⁻¹. Badania z wykorzystaniem radioizotopów ¹³⁷Cs i ²¹⁰Pb_{ex} wykazały, że erozja osiąga wielkość rzędu 2 t·ha⁻¹·rok⁻¹, a większość osadu przemieszczanego ze stoków deponowana jest u ich podnóży (Froehlich 2004b, c). Niewielkie straty gleby wynikają z ochronnej roli zbiorowisk trawiastych i bruku wykształconego w powierzchniowym poziomie gleby oraz małej ilości cząstek spławialnych (10–15%). Erozja może tutaj wzrosnąć jedynie wskutek rozcięcia warstwy szkieletu o zmiennej grubości od kilku do 20 cm, eksploatacji surowców mineralnych lub na obszarach świeżo rozciętych przez wąwozy. Jest to obszar mający ze względu na długą historię użytkowania ziemi fazę intensywnej erozji już za sobą. Wobec stabilnej pokrywy zbiorowisk trawiastych, został osiągnięty nowy stan równowagi środowiska (Starkel, Singh 2004).

Biorąc pod uwagę ekstremalnie wysokie opady i duże spadki terenu można stwierdzić, że prognozowana wielkość erozji na przeważającym obszarze zlewni Umiew jest umiarkowanie wysoka. Straty gleb sięgające 11 t·ha⁻¹·rok⁻¹, a w warunkach górskich nawet 25 t·ha⁻¹·rok⁻¹, większość badaczy uznaje za dopuszczalne (Morgan 1995). W tak heterogenicznych warunkach środowiska przyrodniczego nie można jednak określić jednej dopuszczalnej wielkości erozji w zlewni Umiew. Dla miększych gleb, wykształconych na kwarcytach, można przyjąć wyższy poziom dopuszczalnej erozji, natomiast silnie podatne na erozję fyllity powinny być wykorzystane pod uprawę dopiero po zastosowaniu zabiegów przeciwozyjnych. Na obszarach granitowych, o dużej erozji w czasach eksploatacji rud żelaza, świadczą powierzchnie stoków okryte obecnie

ostańcami trzonów bryłowych wyodrębnionych w trakcie głębokiego wietrzenia tzw. *core stones*. W rejonie tym powinno się całkowicie zrezygnować z uprawy za wyjątkiem den dolin.

Różny stopień degradacji gleb spowodował, że dziś dwie najbardziej kontrastujące ze sobą formy rzeźby terenu i użytkowania ziemi w strefie ekstremalnych opadów – pagórkowaty płaskowyż porośnięty zbiorowiskami traw i strome zbocza kanionów porośnięte naturalnym gęstym lasem, mają podobne, bardzo niskie wartości erozji. Przyczyny tego są jednak krańcowo różne. Cechą charakterystyczną obszaru ze zdegradowanymi glebami jest mała produkcja frakcji spławialnej w stosunku do potencjalnych możliwości erozyjnych opadu. Ogranicza to skutecznie procesy rozbryzgu i splukiwania. Natomiast na stromych zboczach kanionu zwarte korony drzew, gęste piętra krzewów i poszycia stanowią skuteczną ochronę przed erozją. W efekcie, pomimo ekstremalnie wysokich opadów wielkość erozji nie odbiega znacząco od innych obszarów tropikalnych.

Należy uznać, że model RMMF wykazał dostateczną przydatność do oceny erozji wodnej gleb, zwłaszcza w północnej części zlewni. Nie jest on natomiast wystarczający do oceny erozji na obszarach leśnych z opadami przekraczającymi 8000 mm. W takich przypadku konieczna jest szczegółowa analiza głównych procesów (rozbryzgu i splukiwania) składających się na zjawisko erozji. Ze względu na bardzo małe powierzchnie w skali świata, jakie zajmują obszary o tak wysokich opadach, nie konstruuje się dla nich specjalnych modeli. Mogą być one natomiast wykorzystane, jako testowe tereny badań o specyficznych warunkach środowiska przyrodniczego.

6. WNIOSKI

Południowy skłon Wyżyny Meghalaya wraz ze zlewnią Umiew jest obszarem o dużej częstotliwości występowania zdarzeń ekstremalnych, a równocześnie długim okresie użytkowania zasobów naturalnych przez człowieka. Pozostałości płatów klimaksowego subtropikalnego lasu liściastego w różnych wysokościach wyżyny wskazują, że teren ten był w całości porośnięty lasem w holocenie. Pomimo sprzyjających warunków termiczno-wilgotnościowych dla rozwoju lasu, w krajobrazie płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. dominują obecnie zbiorowiska traw z płatami wtórnych lasów sosnowych, porastające zdegradowane gleby.

Biorąc pod uwagę historyczne uwarunkowania przebiegu procesów degradacji środowiska przyrodniczego południowego skłonu wyżyny oraz dotychczasowe hipotezy na ten temat, wylesienie i degradacja gleb, odziedziczone z przeszłości, wydają się być wynikiem oddziaływania lub współoddziaływania trzech czynników: naturalnych zdarzeń ekstremalnych, ekspansji rolnictwa żarowego związanej z przyrostem ludności oraz wydobycia i przetwórstwa surowców mineralnych.

Naturalne zdarzenia ekstremalne są dominującą siłą prowadzącą do dużych i trwałych zmian w środowisku przyrodniczym południowego skłonu wyżyny od tysięcy lat. Skutki zdarzeń ekstremalnych różnią się istotnie w obrębie dwóch, najbardziej kontrastujących typów rzeźby i powiązanych z nimi form użytkowania ziemi w zlewni Umiew: zalesionego kanionu o stromych zboczach i pagórkowatego płaskowyżu porośniętego obecnie zbiorowiskami traw.

Rozlewne opady, sięgające 20–25% średniej sumy rocznej w ciągu 3–4 dni, przyczyniają się na stromych zboczach kanionu do rozwoju głębokich osuwisk i degradacji szaty roślinnej. Osuwiska są głównym źródłem dostawy zwietrzliny do koryt rzecznych. Obecność lub brak lasu ma drugorzędne znaczenie. Tego typu ekstremalne zdarzenia występują w zlewni Umiew raz na kilkadziesiąt lat. Natomiast okres powtarzalności płytkich osuwisk i spływów, rozwijających się wskutek lokalnych ulew o dużym natężeniu, wynosi mniej niż 1 rok. System ulega relaksacji w ciągu 2–3 lat, jeżeli opady nie przekraczają znacząco średniej sumy rocznej w tym okresie. Czas relaksacji jest zbliżony do obserwowanego w innych obszarach tropikalnych.

Silne trzęsienia ziemi powyżej 7 stopni w skali Richtera powodują zniszczenia szaty roślinnej obejmujące znacznie większe powierzchnie. Skutkiem ich jest utrzymujący się przez kilka lat intensywny rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych, prowadzący do obciążenia rzek rumowiskiem, dostarczanym ze stromych stoków, pozbawionych pokrywy roślinnej. Okres powtarzalności silnych trzęsień ziemi, wywołujących ruchy masowe, przekracza 500 lat. Jest to czas wystarczający do odtworzenia lasu tropikalnego o składzie gatunkowym i biomasie zbliżonej do lasu naturalnego.

Powierzchnia pagórkowatego płaskowyzu zachowała ślady starych elementów rzeźby i pokryw zwietrzelinowych. Od długiego czasu była ona obszarem intensywnej działalności człowieka. Skutki zdarzeń ekstremalnych zależą tutaj od zmian, jakich człowiek dokonał w środowisku oraz rzeźby terenu, zachowanej miąższości zwietrzelin, a także obecnej formy użytkowania ziemi. Najbardziej zdegradowana powierzchnia platform okolic Cherrapunji i Mawsynram, gdzie faza największej erozji wystąpiła w przeszłości bezpośrednio po wylesieniu, jest obecnie bardzo odporna na zdarzenia ekstremalne. Cechą tego obszaru jest dziś mała produkcja frakcji spławialnej, w stosunku do potencjalnych możliwości erozyjnych opadu. Stopień zdegradowania gleb jest tak duży, że obecnie erozja jest równie niska jak pod gęstym naturalnym lasem na stromych zboczach kanionu. Żwirowo-głazowy bruk w powierzchniowym poziomie gleby skutecznie powstrzymuje również rozwój osuwisk. Obecnie, gdy nie ma już większych zmian w użytkowaniu ziemi, został osiągnięty nowy stan równowagi środowiska. Jedynie północna, wyżej położona część zlewni Umiew, z grubszą warstwą zwietrzliny jest nadal narażona na rozwój płytkich osuwisk, zwłaszcza w podcięciach gęstszej sieci dróg. Występująca lokalnie na tym terenie duża erozja pod uprawami okopowymi, sięgająca do $145 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (średnio $60 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$), jest najwyższa w zlewni.

Zdarzenia ekstremalne, takie jak osuwiska i trzęsienia ziemi, nie są jednak w stanie trwale pozbawić pokrywy leśnej dużego obszaru wyżyny w dłuższym okresie. Świadczą o tym zachowane reliktove lasy klimaksowe w strefie najwyższych opadów oraz zbocza kanionów, porośnięte naturalnym lasem liściastym w najbardziej niedostępnych dla człowieka miejscach. Również przestrzenny zasięg obszarów wylesionych i związanych z nimi zdegradowanych gleb nie pokrywa się z zasięgiem ekstremalnych opadów. Dlatego zmiany jakie zaszły w środowisku przyrodniczym wskazują na to, że do jego trwałej degradacji musiał przyczynić się człowiek.

Ekspansję rolnictwa żarowego, związaną ze wzrostem zaludnienia, powszechnie uważa się za główną przyczynę spadku udziału powierzchni leśnej i degradacji gleb, zwłaszcza w wyższych wysokościach Wyżyny Meghalaya. Hipoteza sformułowana przez ekologów zakłada, że skrócenie okresu odłogo-

wania pól wskutek przyrostu ludności doprowadziło do wolniejszej regeneracji lasu, który z czasem przestał dawać wystarczającą ilość biomasy do spalania i użyźnienia gleby. Postępująca degradacja gleby w warunkach wysokich opadów oraz stromych stoków doprowadziła do fragmentacji lasu i rozwoju zbiorowisk trawiastych.

Przedstawiona hipoteza jest jednak trudna do przyjęcia w przypadku Wyżyny Meghalaya, chociaż wzrost liczby ludności i skrócenie okresu odłogowania pól są bezsprzeczne. Opisy przyrodników z pierwszej połowy XIX w. zaświadcza o całkowitym wylesieniu górnej części wyżyny w Khasi i Jaintia Hills. Potwierdzają to także mapy z pierwszych kartowań. Spadek powierzchni leśnych i degradacja gleb na wyżynie nastąpiły zanim w istotny sposób wzrosła gęstość zaludnienia w drugiej połowie XX w.

Tezie o wylesieniu płaskowyżu wyżyny wskutek ekspansji rolnictwa żarowego *jhum*, przeczy zaobserwowana na zdjęciach satelitarnych koncentracja tego systemu uprawy w nisko położonym terenie. Jest to związane, podobnie jak w innych regionach tropikalnych, z lepszymi warunkami termicznymi do osiedlania się. Prawie 90% pożarów, pochodzących ze spalania biomasy po wyciętym lesie, występuje na południowym skłonie wyżyny do wysokości 1000 m n.p.m. i koncentruje się w jego zachodniej części. Natomiast niemal całkowicie wylesiona została powierzchnia płaskowyżu powyżej tej wysokości w centralnej i wschodniej części wyżyny. Intensyfikacja upraw w tym obszarze narastała stopniowo dopiero w XX w. wraz z przyrostem ludności, czyli dawno po wylesieniu płaskowyżu. Rolnictwo żarowe *jhum* nigdy, w ciągu co najmniej ostatnich 200 lat, nie było popularnym systemem upraw na południowym skłonie wyżyny rozciętym głębokimi kanionami wraz ze zlewnią Umiew, w strefie ekstremalnych opadów.

Porównanie rozmieszczenia ośrodków wydobywania i przetwórstwa surowców mineralnych w połowie XIX w., z fragmentami map z pierwszego kartowania wyżyny i map z 1911 r., wykazało wyraźny związek między występowaniem rozproszonych ośrodków wydobywania i przetwórstwa żelaza a obszarami zdegradowanymi na pagórkowatym płaskowyżu. Już pierwsi badacze tego regionu w latach 30-tych XIX w. zwrócili uwagę, że obok czynnych ośrodków eksploatacji i przetwórstwa żelaza istniało wiele opuszczonych miejsc pozostałych po dawnym wydobywaniu. Chociaż wytop żelaza na dużą skalę zakończył się w latach 70-tych XIX w., także obecnie można znaleźć, pozostałe po wytopie, żużle dymarskie w wielu miejscach wylesionego płaskowyżu.

Informacje pierwszych badaczy o zastaniu wylesionego płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. już w początkach XIX w., brak wyraźnego związku między rozmieszczeniem i wielkością powierzchni wylesionych wskutek ekspan-

sji rolnictwa żarowego *jhum* a przyrostem ludności w XX w., skłaniają do postawienia hipotezy, że główną przyczyną wylesienia wyżyny była produkcja węgla drzewnego na potrzeby wytopu żelaza. Szacunkowe obliczenia wskazują na to, że przy rocznym eksporcie ok. 1866 ton żelaza z wyżyny, musiało być karczowane co najmniej 13,5 km² lasu do produkcji węgla drzewnego. Wylesienie prawie 4000 km² płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. (z tego 2410 km² na południowym skłonie), musiało trwać przynajmniej kilkaset lat. Podobne procesy były obserwowane w całej Europie średniowiecznej i są nadal obserwowane na obszarach tropikalnych. Trwałemu wylesieniu sprzyjały dodatkowo czynniki naturalne: płytsze gleby, rozwinięte na kompleksie skał osadowych, których występowanie zbiega się z zasięgiem wysokich opadów na południowym skłonie wyżyny. Częste zdarzenia ekstremalne przyspieszyły i utrwaliły ten stan. Trwająca działalność człowieka w postaci wypaleń i wypasu zbiorowisk trawiastych nadal skutecznie powstrzymuje sukcesję lasów liściastych. Upadek wydobywania i przetwórstwa rud żelaza wskutek zmian gospodarczych i politycznych zmniejszył presję na środowisko. Dlatego w centralnej części Khasi Hills wraz ze zlewnią Umiew, notujemy niewielki przyrost powierzchni leśnej w XX w., w przeciwieństwie do pozostałego obszaru wyżyny.

Przebieg procesów degradacji środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya miał zróżnicowane tempo i natężenie. Co najmniej do 2000 lat BP, czynniki klimatyczne kontrolowały rozwój rzeźby, gleb i szaty roślinnej. Rolnictwo żarowe, przy małym zaludnieniu, tylko lokalnie stanowiło czynnik zakłócający funkcjonowanie ekosystemów leśnych. Prawdopodobnie dopiero pierwsza połowa ostatniego tysiąclecia była okresem, w którym doszło do najintensywniejszego wylesiania wyżyny i degradacji gleb. Sprzyjała temu, udoskonalona z czasem, technologia wytopu żelaza poprzez m.in. zastosowanie węgla drzewnego i miechów dymarskich. Stabilna sytuacja polityczna i ekonomiczna na sąsiadujących terenach, będących rynkami zbytu dla produktów z wyżyny, umożliwiła rozwój handlu żelazem i artykułami rolnymi z mieszkańcami na Nizinie Bengalskiej i w dolinie Brahmaputry. Pojawienie się Brytyjczyków w początkach XIX w., którzy już zastali wylesioną wyżynę, dało początek bardzo intensywnej eksploatacji surowców mineralnych i zakładaniu plantacji. Proces ten zakończył się ok. 1870 r., kiedy zmniejszyła się produkcja żelaza i wydobywanie węgla kamiennego. Okres do 1947 r. charakteryzował spadek eksploatacji surowców mineralnych przy równoczesnym rozwoju rolnictwa osiadłego i początkach skracania okresu odłogowania w rolnictwie żarowym, przy powolnym wzroście ludności. Po uzyskaniu przez Indie niepodległości, presja człowieka na środowisko ponownie wzrosła. Wiązać ją należy z gwałtownym przyrostem ludności, prowadzącym do

wylesiania zwłaszcza zachodniej części południowego skłonu na potrzeby rolnictwa żarowego i pozyskania drewna opałowego, a także eksploatacji wapieni i węgla kamiennego. Jednocześnie nastąpiło odcięcie tradycyjnych rynków zbytu na Nizinie Bengalskiej i marginalizacja przygranicznych rejonów południowego skłonu wyżyny. Ciężar rozwoju ekonomicznego został wyraźnie przesunięty na północny skłon wyżyny o lepszej infrastrukturze i możliwościach komunikacyjnych z resztą kraju.

Południowy skłon Wyżyny Meghalaya wraz ze zlewnią Umiew jest klasycznym przykładem niewłaściwego użytkowania przez człowieka obszaru podatnego na naturalne zagrożenia, ekstremalne w skali globalnej. Przedstawione etapy degradacji środowiska przyrodniczego wskazują, że wylesianie Wyżyny Meghalaya miało zupełnie inny przebieg niż w sąsiednich obszarach górskich strefy monsunowej. W Nepalu ubytek lasów notowany od XVIII w., związany był z wzrastającą ekspansją rolniczą. Dopiero na połowę XIX w., przypadła główna faza wylesiania w Dardżylińskich Himalajach, związana z zakładaniem plantacji herbaty. Korzenie daleko posuniętej, a zróżnicowanej przestrzennie degradacji środowiska przyrodniczego Wyżyny Meghalaya, tkwią w odległej przeszłości i są wynikiem długiej, częściowo już zapomnianej, działalności człowieka.

LITERATURA

- Acharyya N.N., 1966, *The history of Medieval Assam*, Omsons Publications, New Delhi.
- Agriculture and Soil Division, Indian Institute of Remote Sensing (IIRS)*, 1987, *Report on Soil and Landuse Survey of Meghalaya*, Department of Space, Government of India, Dehra Dun.
- Allen B.C., 1905, *Census of Assam 1901*, Manas Publication, Delhi.
- 1906, *Gazetteer of the Khasi and Jaintia Hills*, Mittal Publication, New Delhi.
- Allen J.C., Barnes D.F., 1985, *The causes of deforestation in developing countries*, *Annals of the Association of American Geographers*, 75, 2, s. 163–184.
- Allen W.J., 1858, *Report on the Administration of the Cossyah and Jynteah Hill Territory*, Bengal Hurkaru Press, Calcutta.
- Ambraseys N., 2000, *Reappraisal of north Indian earthquakes at the turn of the 20th century*, *Current Science*, 79, 9, s. 1237–1250.
- Ambraseys N., Bilham R., 2003, *Re-evaluated intensities for the great Assam earthquake of 12 June 1897, Shillong, India*, *Bulletin Seismological Society of America*, 93, 2, s. 655–673.
- Ambraseys N.N., Douglas J., 2004, *Magnitude calibration of north Indian earthquakes*, *Geophysical Journal International*, 159, s. 165–206.
- Arunachalam A., Arunachalam K., 2000, *Influence of gap size and soil properties on microbial biomass in a subtropical humid forest of north-east India*, *Plant and Soil*, 223, s. 185–193.

- Arya A.S., 2000, *Recent developments toward earthquake risk reduction in India*, Current Science, 79, 9, s. 1270–1277.
- Bandyopadhyay M.K., 1972, *Geomorphological characteristics of the southern part of the Khasi Hills*, Geographical Review of India, 34, 2, s. 184–189.
- Bareh H., 1997, *The history and culture of the Khasi People*, Spectrum Publications, Delhi.
- Barooah N.K., 1970, *David Scott in North-East India 1802–1831: A study in British Paternalism*, M.Manoharlal Publication, New Delhi.
- Barrow C.J., 1991, *Land degradation: Development and breakdown of terrestrial environments*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Becker F.C., 1915, *History of the Catholic Missions in Northeast India (1890–1915)*, Kolkata, India.
- Besler H., 1987, *Slope properties, slope processes and soil erosion risk in the tropical rain forest of Kalimantan Timur (Indonesian Borneo)*, Earth Surface Processes and Landforms, 12, s. 195–204.
- Bhatt B.P., Negi, A.K., Todaria N.P., 1994, *Fuelwood consumption pattern at different altitudes in Garhwal Himalaya*, Energy, 19, 4, s. 465–468.
- Bhatt B.P., Sachan M.S., 2004, *Firewood consumption pattern of different tribal communities in Northeast India*, Energy Policy, 32, 1, s. 1–6.
- Bilham R., England P., 2001, *Plateau 'pop-up' in the great 1897 Assam earthquake*, Nature, 410, s. 806–809.
- Bilham R., Gaur V.K., Molnar P., 2001, *Himalayan seismic hazard*, Science, 293, s. 1442–1444.
- Blaikie P., Brookfield H., 1987, *Land Degradation and Society*, London, Methuen.
- Bonell M., Gilmour D.A., 1978, *The development of overland flow in a tropical rain-forest catchment*, Journal of Hydrology, 39, s. 365–382.
- Bor N.L., 1942, *Relict vegetation of Shillong Plateau-Assam*, Indian Forest Records, 3, 6, s. 152–195.
- Brandt C.J., 1990, *Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops*, Earth Surface Process and Landforms, 15, s. 687–698.
- Bruijnzeel L.A., 2001, *Hydrology of tropical montane cloud forests: A Re-assessment*, Land Use and Water Resources Research, 1, s. 1–18.
- Brunsdén D., 1985, *Ruchy masowe*, [w:] C. Embleton, J. Thornes (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, s. 158–218.
- Brunsdén D., Jones D.K.C., Martin R.P., Doornkamp J.C., 1981, *The geomorphological character of part of Lower Himalaya of Eastern Nepal*, Zeitschrift für Geomorphologie, 37, s. 25–72.
- Budek A., Prokop P., 2005, *Mikromorfologiczne cechy pokryw glebowych obszaru o najwyższych opadach na świecie – Cherrapunji, Wyżyna Meghalaya, Indie*, Przegląd Geologiczny, 53, 4, s. 293–298.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows*, Geografiska Annaler, ser. A., 62, 1/2, s. 23–27.
- Carson M.A., Kirkby M.J., 1972, *Hillslope Form and Process*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Census of Bangladesh*, 1961, Dhaka.
- Census of Bangladesh*, 1991, Dhaka.

- Census of India*, 1872, London.
- Census of India*, 1891, London.
- Census of India*, 1911, London.
- Census of India*, 1872–2001, London, New Delhi.
- Census of India*, 1991, New Delhi.
- Census of India*, 2001, New Delhi.
- Champion H.G., Seth S.K., 1968, *A revised survey of forest types of India*, Manager Publications, New Delhi.
- Chatterjee S.P., 1936, *Le plateau de Meghalaya (Garo-Khasi-Jaintia). Etude géographique d'une région naturelle de l'Inde*, Les Presses modernes, Paris.
- 1968, *La géographie régionale du Plateau de Meghalaya*, [w:] R.L. Singh (red.), *India; Regional Studies*, IGU, Calcutta, s. 218–244.
- Chelmicki W., 1997, *Degradacja i ochrona wód*, cz. 1, 2, IGUJ, Kraków.
- Choudhury P.C., 1959, *The History of the Civilization of the People of Assam to the 12th Century A.D.*, Department of Historical and Antiquarian Studies in Assam, Gauhati.
- Ciolkosz A., Kęsik A., 1989, *Teledetekcja satelitarna*, PWN, Warszawa.
- Clarke C.B., 1874, *The stone monuments of the Khasi Hills*, *Journal of the Anthropological Institute of Great Britain and Ireland*, 3, s. 481–493.
- Conacher A., 2004, *Land system*, [w:] A. Goudie (red.), *Encyclopedia of geomorphology*, Routledge, London and New York
- Conacher A.J., Sala M., 1998, *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and Extent, Causes and Solutions*, Wiley&Sons, Chichester.
- Cordaux R., Saha N., Bentley G.R., Auger R., Sirajuddin S.M., Stoneking M., 2003, *Mitochondrial DNA analysis reveals diverse histories of tribal populations from India*, *European Journal of Human Genetics*, 11, s. 253–264.
- Cracroft W., 1832, *Smelting of iron in the Kasya Hills*, *Journal of Asiatic Society of Bengal*, 1, s. 150–151.
- Das J.D., 1992, *The Assam basin: tectonic relation to the surrounding structural features and Shillong Plateau*, *Journal Geological Society of India*, 39, s. 303–311.
- De R., Kayal J.R., 1991, *Microseismicity, gravity and tectonics of Tura area, Shillong Plateau*, *Indian Journal of Geology*, 63, 6, s. 209–219.
- De Jong S.M., 1994, *Applications of Reflective Remote Sensing for Land Degradation Studies in a Mediterranean Environment*, Netherlands Geographical Studies, 177, KNAG Utrecht.
- De Jong S.M., Paracchini M.L., Bertolo F., Folving S., Megier J., De Roo A.P.J., 1999, *Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data*, *Catena*, 37, s. 291–308.
- De Jong S.M., Riezebos H.Th., 1992, *Assessment of erosion risk using multi-temporal remote sensing data and an empirical erosion model*, *Proceedings of the 3rd European Conference on Geographical Information Systems (EGIS'92)*, Munich, 23–26 March, s. 893–900.
- De Roo A.P.J. (red.), 1999, *Soil erosion modelling at the catchment scale*, *Catena*, 37.

- Department of Space, Government of India, 1983, *Mapping of Forest Cover in India from Satellite Imagery 1972–75 and 1980–82*, Summary report, Hyderabad.
- Dhar O.N., Nandargi S., 2000, *A study of floods in the Brahmaputra basin in India*, International Journal of Climatology, 20, s. 771–78.
- 2003, *Hydrometeorological aspects of floods in India*, Natural Hazards, 28, s. 1–33.
- Directorate of Economics and Statistics, Meghalaya, 2001, *District-wise Jhummia Families of Meghalaya*, Government of Meghalaya, Shillong.
- Directorate of Mineral Resources, 1985, *Technical Report of the Directorate of Mineral Resources*, Government of Meghalaya, Shillong.
- Dobson J.E., Bright E.A., Coleman P.R., Durfee R.C., Worley B.A., 2000, *A global population database for estimating population at risk*, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 66, 7, s. 849–857.
- Douglas I., 1967, *Man, vegetation, and the sediment yields of rivers*, Nature, 215, s. 925–928.
- Dunne T., 1979, *Sediment yield and land use in tropical catchments*, Journal of Hydrology, 42, s. 281–300.
- Dykes A.P., Thornes J.B., 2000, *Hillslope hydrology in tropical rainforest steeplands in Brunei*, Hydrological Processes, 14, s. 215–235.
- Eckholm E., 1975, *The deterioration of mountain environments*, Science, 189, s. 764–770.
- Eliot J., 1794, *Observations on the inhabitants of the Garrow Hills, made during a publick deputation in the years 1788 and 1789*, Asiatic Researches, 3, s. 17–37.
- Eswaran H., Lal R., Reich P.F., 2001, *Land degradation: an overview*, [w:] E.M. Bridges, I.D. Hannam, L.R. Oldeman, F.W.T. Pening de Vries, S.J. Scherr, S. Sompatpanit (red.), *Responses to land degradation. Proceedings 2nd. International Conference on Land Degradation and Desertification*, Khon Kaen, Thailand, Oxford Press, New Delhi, India.
- Evans P., 1964, *The tectonic framework of Assam*, Journal Geological Society of India, 5, s. 80–96.
- Ewel J., 1980, *Tropical succession: Manifold routes to maturity*, Biotropica, Supplement: Tropical Succession, 12, 2, s. 2–7.
- Fairbridge R.W., 1968, *Degradation*, [w:] R.W. Fairbridge (red.), *The encyclopedia of geomorphology*, Reinhold, USA.
- FAO, 1983, *Simple technologies for Charcoal Making*, FAO Forestry Paper, 41, Rome.
- FAO, 1993, *Forest resources assessment 1990*, Tropical Forestry Paper, 112, FAO, Rome
- FAO, 2001, *State of the world's forests*, FAO, Rome.
- FFWC, 2003, *Flood forecasting and Warning Center*, Dhaka, Bangladesh.
- Froehlich W., 2004a, *Runoff generation in experimental catchment*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191, s. 73–75.

- 2004b, *Soil erosion in experimental catchment*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191, s. 81–89.
- 2004c, *Soil erosion, suspended sediment sources and deposition in the Maw-Ki-Syiem drainage basin, Cherrapunji, northeastern India*, [w:] V. Golosov, V. Belyaev, D.E. Walling (red.), *Sediment transfer through the fluvial system*, IAHS Publication, 288, s. 138–146.
- Froehlich W., Starkel L., 1987, *Normal and extreme monsoon rains – their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 21, s. 129–160.
- FSI, 1989, *The State of Forest Report*, Forest Survey of India, Dehra Dun.
- FSI, 2001, *The State of Forest Report*, Forest Survey of India, Dehra Dun.
- Furer-Haimendorf von C., 1945, *The problem of Meghalithic cultures in middle India*, *Man in India*, 25, s. 73–86.
- Gadgil M., Joshi N.V., Shambu Prasad U.V., Manoharan S., Patil S., 1997, *Peopling of India*, [w:] D. Balasubramanian, N. Appaji Rao (red.), *The Indian Human Heritage*, Universities Press, Hyderabad, India, s. 100–129.
- Gafur A., Jensen J.R., Borggaard O.K., Petersen L., 2003, *Runoff and losses of soil and nutrients from small watersheds under shifting cultivation (jhum) in the Chittagong Hill Tracts of Bangladesh*, *Journal of Hydrology*, 274, s. 30–46.
- Gangwar A.K., Ramakrishnan P.S., 1989, *Ecosystem function in a Khasi village of the desertified Cherrapunji area in northeast India*, *Proceedings Indian Academy of Sciences (Plant Science)*, 99, 3, s. 199–210.
- Garwood N.C., Janos D.P., Brokaw N., 1979, *Earthquake-caused landslides: A major disturbance to tropical forests*, *Science*, 205, s. 997–999.
- Gasse F., Arnold M., Fontes J.C., Fort M., Gilbert E., Huc A., Bingyan Li, Yuanfang Li, Liu Quing, Melleres S., Van Campo E., Wang Fubao, Zhang Quingsong, 1991, *A 13,000-year climate record from western Tibet*, *Nature*, 353, s. 742–745.
- Geist H.J., Lambin E.F., 2002, *Proximate causes and underlying driving forces of tropical deforestation*, *BioScience*, 52, 2, s. 143–150.
- Ghosh S., Chakraborty S., Bhalla J.K., Paul D.K., Srkar A., Bishui P.K., Gupta S.N., 1991, *Geochronology and geochemistry of granite plutons from East Khasi Hills, Meghalaya*, *Journal Geological Society of India*, 37, s. 331–342.
- Giglio L., Descloitres J., Justice C.O., Kaufman Y., 2003, *An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS*, *Remote Sensing of Environment*, 47, s. 1311–1318.
- Godwin-Austen H.H., 1868–1869, *Earthquake in the Cachar Hills, Extracts from Letters from Captain Godwin-Austen*, *Proceedings of the Royal Geographical Society of London*, 13, 5, s. 370–372.
- 1872, *On the stone monuments of the Khasi Hill tribes, and on some of the peculiar rites and customs of the people*, *Journal of the Anthropological Institute of Great Britain and Ireland*, 1, s. 122–143.
- 1873, *On the Garo Hills*, *Journal of the Royal Geographical Society of London*, 43, s. 1–46.

- Goodbred S.L., Kuehl S.A., 1999, *Holocene and modern sediment budgets for Ganges–Brahmaputra river: evidence for highstand dispersal to floodplain, shelf, and deep-sea depocenters*, *Geology*, 27, 6, s. 559–562.
- 2000a, *Enormous Ganges-Brahmaputra sediment load during strengthened early Holocene monsoon*, *Geology*, 28, s. 1083–1086.
- 2000b, *The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta*, *Sedimentary Geology*, 133, s. 227–248.
- Goudie A., 1993, *The Human Impact on the Natural Environment*, Blackwell, Oxford.
- Government of India, 1957, *Ministry of Commerce and Consumer Industries Trade Agreement Between India and Pakistan*, Government of India, New Delhi.
- Government of Meghalaya, 2000, *State Profile of Meghalaya*, Government of Meghalaya, Shillong.
- Govi M., Sorzana P.F., 1980, *Landslide susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basin (North-Western Italy)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 14, s. 43–61.
- Griffith W., 1847, *Journals of Travels in Assam, Burma, Bootan, Afghanistan and The Neighbouring Countries*, Bishops college Press, Calcutta.
- GSI, 1974, *Geology and mineral resources of the states of India, part IV, Meghalaya*, Geological Survey of India, Miscellaneous Publication, 30, s. 69–90.
- Guariguata M.R., 1990, *Landslide disturbance and forest regeneration in the Upper Luquillo Mountains of Puerto Rico*, *Journal of Ecology*, 78, 3, s. 814–832.
- Gupta A., 1988, *Large floods as geomorphic events in the humid tropics*, [w:] V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (red.), *Flood geomorphology*, J. Wiley&Sons, New York, s. 301–315.
- Gurdon P.R.T., 1907, *The Khasis*, David Nutt, London.
- Haridasan K., Rao P.R., 1985, *Forest flora of Meghalaya*, vol. I, Bishen Singh, Dehra Dun.
- Heath T., 1897, *An Edinburgh record of the Indian earthquake*, *Nature*, 56, s. 174.
- Hofer T., 1993, *Himalayan deforestation changing river discharge and increasing floods: Myth or reality?*, *Mountain Research and Development*, 13, 3, s. 213–233.
- Hofer T., Messerli B., 1997, *Floods in Bangladesh. Process understanding and development strategies*, Institute of Geography, University of Berne.
- Hooker J.D., 1854, *The Himalayan Journals*, John Murray, London.
- Hudson N.W., 1982, *Soil conservation*, Batsford, London.
- Hunter W.W., 1879, *A statistical account of Assam*, vol. 2, Trubner&Co, London.
- Ibn Battuta, 1962, *Osobliwości miast i dziwy podróży 1325–1354*, Książka i Wiedza, Warszawa.
- IGU Commission on Applied Geomorphology, 1968, *Project on the unified key to the detailed geomorphological map of the world*, *Folia Geographica*, ser. Geographica-Physica, 2, s. 1–40 i tabele.

- International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, 1997, *ILWIS – The Integrated Land Water Information System. User's Guide*, Enschede, The Netherlands.
- Ives J.D., 1987, *The theory of Himalayan environmental degradation: Its validity and challenged by research*, Mountain Research and Development, 7, 3, s. 189–199.
- Ives J.D., Messerli B., 1989, *The Himalayan Dilemma*, Routledge London-New York.
- Johnson S.Y., Alam A.M.N., 1991, *Sedimentation and tectonics of Sylhet Trough. Bangladesh*, Geological Society American Bulletin, 103, s. 1513–1527.
- Keefer D.K., 1984, *Landslides caused by earthquakes*, Geological Society of America Bulletin, 95, s. 406–421.
- 2002, *Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review*, Surveys in Geophysics, 23, s. 473–510.
- Khan M.L., Menon S., Bawa K.S., 1997, *Effectiveness, of protected area network in biodiversity conservation: a case-study of Meghalaya state*, Biodiversity and Conservation, 6, s. 853–868.
- Khiewtam R.S., 1986, *Ecosystem function of protected forests of Cherrapunji and adjoining areas*, Praca doktorska, North-Eastern Hill University, Shillong.
- Khiewtam R.S., Ramakrishnan P.S., 1993, *Litter and fine root dynamics of a relict sacred grove forest at Cherrapunji in north-eastern India*, Forest Ecology and Management, 60, s. 327–344.
- Kingdom-Ward F., 1953, *The Assam Earthquake of 1950*, Geographical Journal, 119, 2, s. 169–182.
- 1955, *Aftermath of the Great Assam Earthquake of 1950*, Geographical Journal, 121, 3, s. 290–303.
- Kirkby M.J., 1976, *Hydrological slope models: the influence of climate*, [w:] E. Derbyshire (red.), *Geomorphology and climate*, J. Wiley, London, s. 247–267.
- Kostrowicki J., 1973, *Zarys geografii rolnictwa*, PWN, Warszawa.
- Kowal N.E., 1966, *Shifting cultivation, fire and pine forests in the Cordillera Central Luzon, Philippines*, Ecological Monographs, 36, s. 389–419.
- Kumar V., Reddy B.M., 2003, *Status of Austro-Asiatic groups in the peopling of India: An exploratory study based on the available prehistoric, linguistic and biological evidences*, Journal of Biosciences, 28, 4, s. 507–522.
- Kushwaha S.P.S., 1991, *Remote sensing of shifting cultivation in North-Eastern India*, [w:] S. Murai (red.), *Applications of remote sensing in Asia and Oceania – environmental change monitoring*, Association on Remote Sensing, Tokyo, s. 60–77.
- Kushwaha S.P.S., Kuntz S., Oesten G., 1994, *Applications of image texture in forest classification*, International Journal of Remote Sensing, 15, 11, s. 2273–2284.
- Kushwaha S.P.S., Ramakrishnan P.S., Tripathi R.S., 1981, *Population dynamics of Eupatorium odoratum in successional environments following slash and burn agriculture*, Journal of Applied Ecology, 18, s. 529–535.
- 1983, *Population dynamics of Imperata cylindrica (L) Beauv. var. major related to slash and burn agriculture (jhum) in North Eastern India*, Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Plant Sciences), 92, 4, s. 313–321.

- La Touche T.H.D., 1918, *A bibliography of Indian geology and physical geography with an annotated index of minerals of economic value*, Government of India, Calcutta.
- Lal R., 2001, *Soil degradation by erosion*, Land Degradation & Development, 12, s. 519–539.
- Lal R., Blum W.E.H., Valentin C., Stewart B.A. (red.), 1997, *Methods for Assessment of Soil Degradation*, CRC Press, New York.
- Lambin E.F., 1997, *Modelling and monitoring land-cover change processes in tropical regions*, Progress in Physical Geography, 21, 3, s. 375–393.
- Langstieh, B.T., 2004, *Genetic diversity and relationships among the tribes of Meghalaya compared to other Indian and continental populations*, Human Biology, 76, 4, s. 569–590.
- Larsen M.C., Simon A., 1993, *A rainfall-intensity duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico*, Geografiska Annaler, ser. A, 75, 1/2, s. 13–23.
- Larsen M.C., Torres-Sanchez A.J., Concepcion I.M, 1999, *Slopewash, surface runoff and fine-litter transport in forest and landslide scars in humid-tropical steepplands, Luquillo experimental forest, Puerto Rico*, Earth Surface Processes and Landforms, 24, s. 481–502.
- Lillesand T.M., Kiefer R.W., Chipman J.W., 2004, *Remote sensing and image interpretation*, J.Wiley&Sons, New York.
- Lindsay R., Lord, 1840, *Lives of the Lindsays, or a Memoir of the Houses of Crawford and Balcarres to which are Added, Extracts from the Official Correspondence of Alex., Sixth Earl of Balcarres, During the Maroon War; Together with Personal Narratives by His Brothers, the Hon. Robert, Colin, James, John, and Hugh Lindsay*, 4 vol., Privately printed, Wigan.
- Ludden D., 1999, *An agrarian history of South Asia*, Cambridge University Press, Cambridge.
- 2003, *The first boundary of Bangladesh on Sylhet's Northern frontiers*, Journal of the Asiatic Society of Bangladesh, 48, 1, June, s. 1–54.
- Lum Mawshun Minerals Pvt. Ltd, 2002, *Comprehensive environmental impact assessment of Limestone Mine: Village Nongtraï, Meghalaya, India*, New Delhi.
- Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, PWN, Warszawa.
- Mahat T.B.S., Grigffin D.N., Shepherd K.P., 1987, *Human impact on some forest of the middle hills of Nepal. Part 4: A detailed study in Southeast Sindhu Palanchock and Northeast Kabhere Palanchock*, Mountain Research and Development, 7, s. 114–134.
- Maikhuri R.K., 1991, *Fuelwood consumption pattern of different tribal communities living in Arunachal Pradesh in Northeast India*, Bioresource Technology, 35, s. 291–296.
- Mannion A.M., 1995, *Agriculture and environmental change: temporal and spatial dimensions*, J.Wiley, Chichester.
- 2001, *Zmiany środowiska Ziemi. Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego*, PWN, Warszawa.
- Maruszczak H., 1991, *Zmiany środowiska w okresie historycznym*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 182–205.

- Mather A.S., Needle C.L., 2000, *The relationships of population and forest trends*, The Geographical Journal, 166, 1, s. 2–13.
- Matisoff J.A., 1991, *Sino-tibetan linguistics: present state and future prospects*, Annual Review of Anthropology, 20, s. 469–604.
- Mazumdar S.K., 1976, *A summary of the pre-cambrian geology of Khasi Hills, Meghalaya*, Miscellaneous Publication, 23, Geological Survey of India, s. 311–334.
- 1978, *Morphogenetic evolution of the Khasi Hills, Meghalaya*, Miscellaneous Publication, 30, Geological Survey of India, s. 208–213.
- 1986, *The Precambrian framework of part of the Khasi Hills, Meghalaya*, Records of the Geological Survey of India, 117, 2, s. 1–59.
- Medlicott H.B., 1869, *Geological sketch of the Shillong Plateau in N.E. Bengal*, Memoirs of the Geological Survey of India, 7.
- Meyer L.D., Wischmeier W.H., 1969, *Mathematical simulation of the processes of soil erosion by water*, Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 12, s. 754–758.
- Mills A.J.M., 1853, *Report on the Khasi and Jaintia Hills*, NEHU Publication (reprint), Shillong.
- Mirza M.M.Q., 2003, *Three recent extreme floods in Bangladesh: A hydro-meteorological analysis*, Natural Hazards, 28, s. 35–64.
- Mishra B.K., Ramakrishnan P.S., 1983a, *Slash and burn agriculture at higher elevations in north-eastern India. I. Sediment, water and nutrient losses*, Agriculture, Ecosystems and Environment, 9, s. 69–82.
- 1983b, *Slash and burn agriculture at higher elevations in north-eastern India. II. Soil fertility changes*, Agriculture, Ecosystems and Environment, 9, s. 83–96.
- Misra V.N., 2001, *Prehistoric human colonization of India*, Journal of Biosciences, 26, 4, s. 491–531.
- Molnar P., Tapponnier P., 1975, *Cenozoic tectonic of Asia: Effects of a continental collision*, Science, 189, 4201, s. 419–426.
- Morgan R.P.C., 1980, *Field studies of sediment transport by overland flow*, Earth Surface Processes and Landforms, 5, s. 307–316.
- 1995, *Soil Erosion and Conservation*, Longman, New York.
- 2001, *A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan-Morgan-Finney model*, Catena, 44, s. 305–322.
- Morgan R.P.C., Morgan D.D.V., Finney H.J., 1984, *A predictive model for the assessment of soil erosion risk*, Journal of Agricultural Engineering Research, 30, s. 245–253.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E., Folly A.J.V., 1998, *The European Soil Erosion Model (EUROSEM): Documentation and User Guide*, Silsoe College, Cranfield University.
- Myers N., 1993, *Tropical forests: the main deforestation fronts*, Environmental Conservation, 20, s. 9–16.
- Nag S., Pal T., 1993, *Specialised thematic mapping for structural study of the Tertiary belt of Meghalaya along road sections*, Geological Survey of India, 128, 4, s. 13–15.

- National Remote Sensing Agency, 1985, *Satellite remote sensing survey, Meghalaya*, Project Report, NRSA, Department of Space, Government of India, Hyderabad.
- O'Hare G., 1997, *The Indian monsoon, Part 2. The rains*, Geography, 82, s. 335–352.
- Oldeman L.R., Hakkeling R.T.A., Sombroek W.G., 1992, *World Map of the Status of Human-Induced Soil Degradation: An explanatory note*, Wageningen, ISRIC.
- Oldham R.D., 1899, *Report on the Great Earthquake of 12th June 1897*, Memoirs of the Geological Survey of India, 30, Calcutta.
- Oldham T., 1854, *On the geological structure of part of the Khasi Hills*, Bengal Memoirs of the Geological Survey of India I, pt. 2.
- Olson G.W., 1981, *Archaeology: Lessons on future soil use*, Journal of Soil and Water Conservation, 36, 5, s. 261–264.
- Pain C.F., Bowler J.M., 1973, *Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua New Guinea*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande, 18, s. 91–104.
- Pandey H.N., Tripathi R.S., Shankar U., 1993, *Nutrient cycling in an excessively rainfed subtropical grassland at Cherrapunji*, Journal of Bioscience, 18, 3, s. 395–406.
- Pant G.B., Rupa Kumar K., 1997, *Climates of South Asia*, J.Wiley&Sons, Chichester.
- Pearce A.J., O'Loughlin C.L., Watson A.J., 1985, *Medium-term effects of landsliding and related sedimentation evaluated fifty years after an M 7.7 earthquake*, International Symposium, Debris Flows and Disaster Prevention, September 3–5, 1985, Tsukuba, Japan, s. 291–296.
- Pemberton R.B., 1835, *Report on the Eastern Frontier of British India*, Government of India, Calcutta.
- Philemon E.P., 1995, *Cherrapunjee – the area of rain*, Spectrum Publication, Delhi.
- Polski Komitet Normalizacyjny (PKN), 1998a, PN-R-04032, *Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego*, Warszawa.
- Polski Komitet Normalizacyjny (PKN), 1998b, PN-R-04033, *Gleby i utwory mineralne. Podział na frakcje i grupy granulometryczne*, Warszawa.
- Prins M.A., Postma G., 2000, *Effects of climate, sea level, and tectonics unravelled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea*, Geology, 28, 4, s. 375–378.
- Prokop P., 1998, *Jakość danych a błąd i niepewność w systemach informacji geograficznej z punktu widzenia badań środowiska przyrodniczego*, [w:] M. Kistowski (red.), *Systemy informacji geograficznej w badaniach środowiska przyrodniczego*, Problemy ekologii krajobrazu, IV, DJ, Gdańsk, s. 33–42.
- 1999, *Indyjski program badań teledetekcyjnych*, Okólnik TD, 118, s. 1–4.
- 2005, *Natural hazards and anthropogenic impact on environment in a tropical mountain catchment, Meghalaya Hills, India*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 39, s. 95–113.

- Prokop P., Walanus A., 2003, *Trend and periodicity in the longest instrumental rainfall series for the area of most extreme rainfall in the world, northeast India*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 25–35.
- Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R., 2003, *The shuttle radar topography mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar*, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57, s. 241–262.
- Rai R.K., 1991, *Geomorphic Study of Limestone Topography Around Cherrapunjee, Meghalaya*, Technical Report, Department of Geography NEHU, Shillong.
- Rai S.S., Prakasam K.S., Agrawal N., 1999, *Pn wave velocity and Moho geometry in north eastern India*, *Proceedings Indian Academy of Sciences (Earth Planetary Science)*, 108, 4, s. 297–304.
- Ram S.C., Ramakrishnan P.S., 1988, *Litter production and decomposition patterns in seral grasslands at Cherrapunji in north-eastern India*, *Pedobiologia*, 32, s. 65–76.
- Ramakrishnan P.S., 1985, *Tribal man in the humid tropics of the north-east*, *Man in India*, 65, s. 1–32.
- 1992, *Shifting Agriculture and Sustainable Development: An Interdisciplinary Study from North-Eastern India*, UNESCO-MAB Series, Parthenon Publications, Paris.
- Ramakrishnan P.S., Das A.K., 1983, *Studies on pine ecosystem function in Meghalaya*, *Tropical Plant Science Research*, 1, s. 15–24.
- Ramakrishnan P.S., Kushwaha S.P.S., 2001, *Secondary forests of the Himalaya with emphasis on the north-eastern hill region of India*, *Journal of Tropical Forest Science*, 13, 4, s. 727–747.
- Ramakrishnan P.S., Ram S.C., 1988, *Vegetation, biomass and productivity of seral grasslands at Cherrapunji in North-East India*, *Vegetatio*, 84, s. 47–53.
- Rao P., Barik S., Pandey H.N., Tripathi R.S., 1990, *Community composition and tree population structure in a subtropical broad-leaved forest along a disturbance gradient*, *Vegetatio*, 88, s. 151–162.
- Rao P.G., Paul D.K., Rao P.A.D., 1965, *Limestone deposits of India*, *Bulletins of the Geological Survey of India*, ser. A-Economic Geology, 26, s. 1–52.
- Rao Y.P., 1981, *The climate of the Indian subcontinent*, [w:] K. Takahasi, H. Arakawa (red.), *World Survey of Climatology*, 9, Elsevier, s. 67–182.
- Rasul G., Thapa G.B., 2003, *Shifting cultivation in the mountains of South and Southeast Asia: regional patterns and factors influencing the change*, *Land Degradation and Development*, 14, s. 495–508.
- Reclus É., 1883, *Nouvelle géographie universelle: la terre et les hommes. VIII, L'Inde et l'Indo-Chine*, Librairie Hachette, Paris.
- Regional Office of National Bureau of Soil Survey and Land Use Planning, 1993, *Soil Map of Meghalaya 1:250 000*, NBSS&LUP, Jorhat.
- Rennell J., 1779, *A map of Bengal and Bahar in VIII Parts. Part VI. The Low Countries Beyond the Ganges, from the Mauldah River to Silhet*, 1 inch=10 miles.
- Richards J.F., Flint E.P., 1994, *Historic land use and carbon estimates for South and Southeast Asia: 1880–1980*, Carbon Dioxide Information Analysis

- Center, Oak Ridge National Laboratory, Publication 4174, (<http://cdiac.esd.ornl.gov/ndps/ndp046.html>).
- Richling A., Solon J., 1993, *Ekologia krajobrazu*, PWN, Warszawa.
- Robinson W., 1856, *The Khasi Hills*, Selections from Calcutta Review, 7, 29, s. 55–93.
- Roy P.S., Joshi P.K., 2002, *Forest cover assessment in north-east India – the potential of temporal wide swath satellite sensor data (IRS-1C WiFS)*, International Journal of Remote Sensing, 23, 2, s. 4881–4896.
- Roy P.S., Tomar S., 2000, *Biodiversity characterization at landscape level using geospatial modelling technique*, Biological Conservation, 95, s. 95–109.
- 2001, *Landscape cover dynamics pattern in Meghalaya*, International Journal of Remote Sensing, 22, 18, s. 3813–3825.
- Runnels C.N., 1995, *Environmental degradation in Ancient Greece*, Scientific American, 272, s. 72–75.
- Sarma J.N., 2005, *Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India*, Geomorphology, 70, s. 226–256.
- Sathapathy K.K., 1994–95, *Unit hydrographs for prediction of hillslope runoff*, Annual Report, ICAR Research Complex for NEH Region, Barapani, Meghalaya, s. 112–116.
- 1995–96, *Rainfall-runoff model for small hill watersheds*, Annual Report, ICAR Research Complex for NEH Region, Barapani, Meghalaya, s. 90–92.
- 1996, *Hydrological aspects of water harvesting*, Research Bulletin 42, ICAR Research Complex for NEH Region, Barapani, Meghalaya, s. 1–15.
- Scatena F.N., Lugo A.E., 1995, *Geomorphology, disturbance, and the soil and vegetation of two subtropical wet stepland watersheds of Puerto Rico*, Geomorphology, 13, s. 199–213.
- Schowengerdt R.A., 1997, *Remote Sensing, Models and Methods for Image Processing*, Academic Press, San Diego.
- Shankar U., Boral L., Pandey H.N., Tripathi R.S., 1993, *Degradation of land due to coal mining and its natural recovery pattern*, Current Science, 65, 9–10, s. 680–687.
- Sherer J.F., 1879, *Report on the Administration of the Khasi and Jaintia Hills for the Year 1878–79*, Calcutta.
- Shiklomanov I.A., 1993, *World fresh water resources*, [w:] P.H. Gleick (red.), *Water in crisis. A guide to the world's fresh water resources*, Oxford University Press.
- Shrestha D.P., 1997, *Assessment of soil erosion in the Nepalese Himalaya: a case study in Likhu Khola Valley, Middle Mountain Region*, Land Husbandry 2, 1, s. 59–80.
- Shrestha D.P., Zinck J.A., 1998, *Land degradation assessment using geographic information system: A case study in the middle mountain region of the Nepalese Himalaya*, [w:] D.P. Rao (red.), *Trends in geoinformatics technology and applications. The proceedings volume*, 9–11 March, IIRS, Dehradun, s. 391–409.
- 2001, *Land use classification in mountainous areas: integration of image processing, digital elevation data and field knowledge (application to Nepal)*, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 3, 1, s. 78–85.

- Singh G., Babu R., Chandra S., 1981, *Soil Loss Predictions in India*, CS&WCRTI, Bulletin No 12/D9, Dehra Dun India.
- Singh J., Ramakrishnan P.S., 1982, *Structure and function of a subtropical humid forest of Meghalaya. I. Vegetation, biomass and its nutrients*, Proceedings of the Indian Academy of Sciences, (Plant Science), 91, s. 241–253.
- Sinha C.S., Ramana P.V., Joshi V., 1994, *Rural energy planning in India: designing effective intervention strategies*, Energy Policy, 22, 5, 403–14.
- Soil Survey Staff, 1975, *Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*, U.S. Department of Agriculture Handbook 436, Washington D.C.
- Soja R., Singh S., 2004, *The rainfall characteristics*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191, s. 59–71.
- Soja R., Starkel L., Syiemlieh H.J., 2004, *Some aspects of rainfall-runoff relationship*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191, s. 77–79.
- Starkel L., 1972a, *The modelling of monsoon areas of India as related to catastrophic rainfalls*, Geographia Polonica, 23, s. 151–173.
- 1972b, *The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, Geographia Polonica, 21, s. 103–147.
- 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, [w:] E. Derbyshire (red.), *Geomorphology and Climate*, J.Wiley, Chichester, s. 203–246.
- 1989, *Valley floor evolution in the marginal areas of the Himalaya mountains and The Khasi-Jaintia Plateau*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande, 76, s. 1–8.
- 1996, *Present-day formation of the Southern Part of Meghalaya Plateau*, Hill Geographer, 12, 1-2, s. 13–19.
- 2003a, *Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2189–2198.
- 2003b, *Short-term hydrological changes*, [w:] K.J. Gregory, G. Benito (red.), *Palaeohydrology. Understanding Global Change*, J.Wiley, Chichester, s. 337–356.
- 2004a, *Relief features*, [w:] L. Starkel, S. Singh (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191, s. 48–55.
- 2004b, *Temporal clustering of extreme rainfall events in relief transformation*. Journal Geological Society of India, 64, 4, s. 517–523.
- Starkel L., Basu S. (red.), 2000, *Rains, Landslides and Floods in the Darjeeling Himalaya*, INSA, New Delhi.
- Starkel L., Singh S. (red.), 2004, *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne, 191.
- Starkel L., Singh S., Soja R., Froehlich W., Syiemlieh H., Prokop P., 2002, *Rainfalls, runoff and soil erosion in the extremely humid area around Cherrapunji, India (preliminary observations)*, Geographia Polonica, 75, 1, s. 43–65.

- Stebbins E.P., 1962, *The forests of India, being the history from 1925 to 1947 of the forests now in Burma, India, and Pakistan*, [w:] H. Champion, F.C. Osmaston (red.), *The Forests of India*, vol. IV, Oxford University Press.
- Stegmiller P.F., 1921, *Aus dem religiosen Leben der Khasi*, *Anthropos*, XVI–XVII, s. 407–441.
- Stocking M.A., Murnaghan N., 2000, *Handbook for the Field Assessment of Land Degradation*, Earthscan Publication Ltd., London.
- Sukhija B.S., Rao M.N., Reddy D.V., Nagabhusanam P., Hussain S., Chadha R.K., Gupta H.K., 1999, *Timing and return period of major paleoseismic events in the Shillong Plateau, India*, *Tectonophysics*, 308, s. 53–65.
- Syiemlieh D.R., 1989, *British administration in Meghalaya. Policy and Pattern*, Government of India, New Delhi.
- The Meteorological Department of the Government of India*, 1898, *Rainfall of India 1897*, Government of India, Calcutta.
- Thomas M.F., 1994, *Geomorphology in the tropics*, Wiley, Chichester.
- Thorntwaite C.W., 1948, *An approach toward a rational classification of climate*, *The Geographical Review*, 38, s. 55–94.
- Tiwari B. K., 2003, *Innovations in shifting cultivation and land use and cover change in higher elevations of Meghalaya, India*, [w:] P.S. Ramakrishnan, K.G. Saxena, S. Patnaik, S. Singh (red.), *Methodological issues in mountain research. A socio-ecological system approach observations*, UNESCO, MAB, ICIMOD, NEHU, New Delhi, Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. Ltd, s. 163–175.
- Tiwari B.K., Barik S.K., Tripathi R.S., 1998, *Biodiversity value, status, and strategies for conservation of sacred groves of Meghalaya, India*, *Eco-system Health*, 4, 1, s. 20–32.
- 1999, *Sacred forests of Meghalaya. Biological and cultural biodiversity*, NEHU, Shillong.
- Toky O.P., Ramakrishnan P.S., 1981, *Cropping and yields in agricultural systems of the North-Eastern hill region of India*, *Agro-Ecosystems*, 7, s. 11–25.
- 1982, *A comparative study of the energy of hill agro-ecosystems with emphasis on the slash and burn system (jhum) at lower elevation of North Eastern India*, *Agricultural Systems*, 9, s. 143–154.
- 1983a, *Secondary succession following slash and burn agriculture in North-Eastern India. 1. Biomass, litterfall and productivity*, *Journal of Ecology*, 71, s. 735–745.
- 1983b, *Secondary succession following slash and burn agriculture in north-eastern India. 2. Nutrient cycling*, *Journal of Ecology*, 71, s. 747–757.
- Tomar S., 1998, *Vegetation Type Mapping and Monitoring Landcover Dynamics in Meghalaya (North East Himalaya)*, Praca doktorska, H.N.B. Gharwal University, Srinagar, India.
- Tripathi R.S., Shankar U., Pandey H.N., 1995, *Present status and strategies for ecorestoration of degraded ecosystem at Cherrapunji*, [w:] B.K. Tiwari, S. Singh (red.), *Ecorestoration of Degraded Hills*, Kaushal Publication, Shillong, s. 23–59.
- Tucker C.J., Townshend J.R.G., 2000, *Strategies for monitoring tropical deforestation using satellite data*, *International Journal of Remote Sensing*, 21, 6&7, s. 1461–1471.

- UNEP, 1992, *Desertification, Land Degradation [definitions]*, Desertification Control Bulletin 21, Nairobi.
- UNEP, 1995, *United Nations Convention to Combat Desertification in those Countries Experiencing Serious Drought and/or Desertification, particularly in Africa*, UNEP, Geneva.
- Van Dijk A.I.J.M., Bruijnzeel L.A., Rosewell C.J., 2002, *Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal*, Journal of Hydrology, 261, s. 1–23.
- Van Lynden G.W.J., Oldeman R.L., 1997, *The Assessment of the Status of Human Induced Soil Degradation in South and Southeast Asia*, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen.
- Verstappen H.T.H., 2000, *Outline of the Geomorphology of Indonesia*, ITC Publication, 79.
- Walker L.R., Zarin D.J., Fetcher N., Myster R.W., Johnson A.H., 1996, *Ecosystem development and plant succession on landslides in the Caribbean*, Biotropica, 28, 4a, s. 566–576.
- Walters H., 1832, *Journey across the Pandua Hills, near Silhet, in Bengal*, Asiatic Researches, 17, s. 499–512.
- Whitmore T.C., 1975, *Tropical rain forests of the Far East*, Clarendon Press, Oxford.
- 1991, *Tropical rain forests*, Clarendon Press, Oxford.
- Wilcke W., Valladares H., Stoyan R., Yasin S., Valarezo C., Zech W., 2003, *Soil properties on a chronosequence of landslides in montane rain forest, Ecuador*, Catena, 53, s. 79–95.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1978, *Predicting Rainfall Erosion Losses*, USDA Agricultural Research Service Handbook, 537, Washington.
- WMO, 1986, *Manual for estimation of probable maximum precipitation*, Operational Hydrology Report Number 1, World Meteorological Organization, 332, Geneva, Switzerland, Updated by the National Weather Service, Office of Hydrology, Hydrometeorological Branch, 1992.
- Worm H.-U., Ahmed A.M.M., Ahmed N.U., Islam H.O., Huq M.M., Hambach U., Lietz J., 1998, *Large sedimentation rate in the Bengal Delta: magnetostratigraphic dating of Cenezoic sediments from northeastern Bangladesh*, Geology, 26, 6, s. 487–490.
- Xie Y., Liu B., Nearing M.A., 2002, *Practical thresholds for separating erosive and non-erosive storms*, Transactions of American Society of Agricultural Engineers, s. 1843–1847.
- Yadava P.S., 1990, *Savannas of North-East India*, Journal of Biogeography, 17, 4/5, s. 385–394.
- Yule H., 1842, *Notes on the iron of the Khasia Hills*, Journal of Asiatic Society of Bengal, 11, s. 853–857.
- 1844, *Notes on the Khasia Hills and people*, Journal of Asiatic Society of Bengal, 13, 2, s. 612–631.
- Zaborski A., 1998, *Wspaniały świat Oceanu Indyjskiego Sulajmana Kupca Abu Zajda as-Sirafiego i Buzurga Ibn Sahrijara*, Księgarnia Akademicka, Kraków.
- Zhisheng A., Kutzbach J., Prell W.L., Porter S.C., 2001, *Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times*, Nature, 411, s. 62–66.

LAND DEGRADATION OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE MEGHALAYA PLATEAU, INDIA

Summary

1. INTRODUCTION

Land degradation is a composite term that describes how natural resources (soil, water, vegetation, rocks, air, relief) has changed for the worse (Stocking, Murnaghan 2000). Most of the definitions describes land degradation as the loss of utility or potential utility of the land (Barrow 1991; Eswaran et al. 2001).

The Meghalaya Plateau represents an area where natural hazards combined with human activity have accelerated the environmental degradation processes leading in many places to complete degradation of vegetation cover and soils (Starkel, Singh 2004). However scientific exploration of Meghalaya Plateau began in the first half of the XIX c. (Walters 1832; Pemberton 1835; Hooker 1854), the knowledge of the complex interrelationships between mentioned factors is far from complete. Most of the studies concentrated on geology and relief (Starkel 1972a; GSI 1974; Mazumdar 1976, 1986; Starkel 1989, 1996, 2003a). During last decades ecologists undertook problems associated with impact of shifting cultivation on environment and restoration of degraded ecosystems (Mishra, Ramakrishnan 1983a, 1983b; Toky, Ramakrishnan 1981, 1982, 1983a, 1983b; Ramakrishnan, Ram 1988; Rao et al. 1990; Ramakrishnan 1992). On the contrary, only few attempts have been made to interpret hydrological and soil erosion processes limited to easy accessible areas (Starkel, Singh 2004; Froehlich 2004a, b). The application remote sensing for estimation of land use changes did not increase recognising of the human impact on environment. The rates of deforestation differs considerably between authors due to different methodology (*Department of Space...* 1983; *National Remote Sensing...* 1985; Roy, Tomar 2000; FSI 2001; Roy, Joshi 2002). From this review appears to be a lack of knowledge concerning interaction between natural and human-induced processes over long time scales.

The main objective of this study is to evaluate the role of natural hazards and human impact in environmental degradation of the southern slope of the Meghalaya Plateau. More specifically, this study aims at assessing the impact of extreme rainfalls and earthquakes on mass movement as well as quantifying their effects together with agriculture, mineral extraction and land use on water erosion.

The characteristics of the land degradation of the southern slope that covers an area of 10 920 km² was described on the background of the whole Meghalaya Plateau (Fig. 1). Detailed studies have been carried on in the Umiew catchment of 493.7 km² (Fig. 2). The study based on three data sources: published records (topographic maps at scale of 1:50 000 in case of the Umiew catchment and at scale of 1:250 000 in case of the southern slope of Meghalaya Plateau, geological and soil maps, rainfall and temperature records and census data), remotely sensed data (IRS and Landsat satellite images, Digital Elevation Model prepared on the basis of the Shuttle Radar Topography Mission and created from contours at intervals of 20 m, digitized from topographic maps at scale of 1:50 000, maps of fires identified by Terra and Aqua satellites), field work (geomorphological and soil survey) supplemented by laboratory analysis.

All maps, satellite images, attribute databases were integrated in the raster-based GIS environment (Integrated Land Water Information System – ILWIS, version 3.3, *International Institute...* 1997). Maps were transferred into digital form and rectified

together with satellite images to the Universal Transverse Mercator coordinate system using the 1:50 000 topographic maps from 1966 as a target.

2. ENVIRONMENT OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE MEGHALAYA PLATEAU

The Meghalaya Plateau (the name Shillong Plateau is also used) is an active tectonic horst, rising up from Miocene time to an elevation of 2000 m a.s.l., located between the Brahmaputra valley in the north and the Bangladesh floodplains in the south. It is built up by the basement of Archaean gneisses and quartzites intruded by large granite batholiths (Mazumdar 1976, 1986; Ghosh et al. 1991; Fig. 3, 4). This part has a mature, structure-controlled landscape with relief energy 50–150 m. Metamorphic and igneous rocks are covered near Cherrapunji and Mawsynram by horizontally bedded sandstones and limestones of the late Cretaceous-Palaeogene transgression, several hundreds meters thick. Southern margin of the Meghalaya Plateau is truncated by the Dauki fault and form very steep slope with scarps have 800–1000 m high (Evans 1964; Das 1992). Escarpments are interrupted by a system of deep canyons with amphitheatres of valley heads cut into the basement of igneous or metamorphic rocks. The upper part of their sides is steep, often vertical, and is bordered by complexes of resistant sandstones and limestones. There are situated Cherrapunji and Mawsynram, which record a mean annual rainfall of 11 000–12 000 mm.

The area of the Umiew catchment encompasses two typical landforms of the southern slope of the Meghalaya Plateau: the degraded grass covered hilly plateau with small contribution of cultivable land and the forested deep canyons (Fig. 5, 6). The catchment is characterised by strong altitudinal gradients, varying between 60 m a.s.l. and 1965 m a.s.l. which results in a large variation in meteorological, hydrological and ecological conditions over short distances.

The climate is monsoonal with dry and cool season spanning from November to May and warm rainy season from June to October. The mean annual air temperature is closely related to elevation and varies between 24°C at the station of Sylhet (35 m a.s.l.) and 16.6°C at the station of Shillong (1500 m a.s.l.) (Fig. 7). Hills form the first orographic barrier for the humid south-west monsoon winds on their way from the Bengal Bay. The mean annual precipitation (1901–2000) is strongly modified by relief and increases from 4202 mm at Sylhet to 11 000–12 000 mm at Cherrapunji (1313 m a.s.l.) and Mawsynram (1420 m a.s.l.) (Fig. 8). Then precipitation decreases with the distance from the edge of plateau to 3507 mm at Mawphlang (1840 m a.s.l.) and 2199 mm at Shillong. There is a distinct seasonal distribution of rains. During monsoon season from June to September 70% of precipitation falls (Rao 1981). At that time the rain falls almost every day. High monsoon rainfall results in high water levels in the rivers of the southern slope of the Meghalaya Plateau (Fig. 9).

Major soils in the area are Ultisols, Alfisols and Inceptisols (*Agriculture and Soil...* 1987, *Regional Office...* 1993; Fig. 10, 11). The upper part of catchment is covered by old weathered deposits being stable for a long time and have given rise to very deep soils up to 2 m. The sedimentary complex around Cherrapunji and Mawsynram has comparatively less weathered soil material. Soils are shallow with dominant depth ranging from 25 to 50 cm. Sands and gravels constitute more than 60% of the upper soil profile. The soils are heavily degraded, quite often devoid upper horizons and in many places they have a character of a waste cover only.

Forest is mostly confined to steep slopes of canyon and consists of climax subtropical evergreen forest mixed in the lower altitudes with tropical semi-evergreen forest and small orange and areca-nut plantations (Champion, Seth 1968; Haridasan, Rao 1985; Fig. 12). Subtropical pine forest is the secondary formation growing above 1600 m a.s.l. It is generally fragmented and scattered between degraded grasslands. Temperate forest (broad-leaved hill forest) which assume covered grassland areas in the past are found only in small blocks on hilly plateau above 1200 m a.s.l. Agricultural land is limited to the higher parts of the catchment, whereby the most important crops are paddy rice and potatoes.

3. PROCESSES AND EXTREME EVENTS IN THE ENVIRONMENT OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE MEGHALAYA PLATEAU

RAINFALL

The knowledge of rainfall parameters is fundamental for understanding thresholds of slope stability and the start of overland flow following soil erosion.

The continuous heavy rains and heavy downpours are two types of rains distinguished over Northeast India. They differ in their totals, intensity, duration, distribution in space and effects in environmental transformation (Starkel 1976; Starkel, Basu 2000).

The continuous rains lasting usually 3–4 days (there have been occasions when rain spells of 6–7 days) (Dhar, Nandargi 2000, 2003). These continuous heavy rains cover large areas from hundreds to thousands square kilometers on the southern slope of Meghalaya Plateau.

Orography beside cyclone activity is the additional cause of the enormous heavy downpours in Cherrapunji and Mawsynram. These heavy downpours of duration up to several hours are restricted to areas of dozens of square kilometers. They have especially high intensity during spring between end of March and May when the cyclone activity is highest.

The most distinctive feature of the Umiew catchment is the large amount of rain that annually falls in this area and the strong spatial differentiation of rainfall (Soja, Singh 2004; Fig. 13). For characteristics two stations – Cherrapunji with the highest and Shillong with the lowest rainfall were chosen (Fig. 14).

Shillong station has 170 rainy days annually that is 12 days less compared with Cherrapunji (Fig. 15). Daily rainfalls above 200 mm occur in Shillong once per few years. Daily rainfalls above 500 mm with intensities of 40–70 mm·h⁻¹ appear every year in Cherrapunji. The highest 24 hours rainfall reached 1563 mm in Cherrapunji in 1995. The highest 24 hours rainfall in Shillong was only 415 mm in 1934. But one day rainfall of 381 mm recorded in 1878 was sufficient to cause the flood in Shillong.

The knowledge on the intensity of rainfalls is insufficient. In the Indian meteorological data publications, the rainfall intensity is calculated at a scale of 24 hours. The rainfall intensities have been calculated during 15 minutes periods from hyetographs for both stations Cherrapunji and Shillong for two years 1999 and 2000. Hyetograph analysis shows that the highest rainfall during 15 minutes reached 53 mm (e.g. 3.5 mm·min⁻¹) in Cherrapunji and 19.5 mm (e.g. 1.3 mm·min⁻¹) in Shillong. At Shillong station erosive rains constitute only 50% of annual amount but at Cherrapunji they reach 80% of total rainfall (Wischmeier, Smith 1978; Fig. 16).

EARTHQUAKES

The seismicity of the Meghalaya Plateau is connected with the process of subduction of the Indian plate beneath the Himalaya and tectonics of the Himalayan and Burmese Arcs (Johnson, Alam 1991; Bilham et al. 2001). Three severe earthquakes occurred around the Umiew catchment over the last 150 years in 1869, 1897 and 1950 (Fig. 17).

The 1869 Cachar earthquake ($M=7.5$) is the oldest noted seismic event (Godwin-Austin 1868–1869). It is known only that it caused the liquefactions and relief changes in the south-eastern part of Meghalaya Hills.

The earthquake of 12 June 1897 in the Shillong Plateau is the largest ($M=8.1$) intraplate event in the last two centuries occurred in the Indian subcontinent (Ambra-seys, Bilham 2003; Fig. 18).

Latest registered severe seismic event ($M=8.5$) in the XX century was the earthquake in 1950 with the epicenter on the Indo-China border (Kingdom-Ward 1953). Due to remoteness to the Umiew catchment it was not so remarkable.

The ^{14}C dates of the palaeoliquefaction features indicate a recurrence period on the order of 500 yr. for large earthquakes in the Meghalaya Plateau (Sukhija et al. 1999). R. Bilham and P. England (2001) connect these events with moderate local earthquakes and large earthquakes in the Bhutan Himalaya. They assume that the Meghalaya Plateau is bounded by two reverse faults in the north and south and the recurrence interval for earthquakes resembling the 1897 event to be 3–8 kyr on each fault.

RAINFALL-INDUCED MASS MOVEMENTS

The Umiew catchment is prone on mass movements due to extreme rainfalls and large contribution of steep slopes (Fig. 19). Landslides are not recorded systematically because a large part of the canyon is not accessible during rainy season and its central part is uninhabited. Although it is clear from historical sources that landslides were prominent feature in the years 1861 r. (Becker 1915), 1876 r. (Sherer 1879) i 1898 r. (Allen 1906).

T. Oldham (1854) mentions the oldest information about flood (in fact large hyperconcentrated mud and debris flow) in the Umiew catchment. This occurred on the 14 June 1851 and destroyed large portion of Shella village in the catchment outlet. Rainfall triggered landslides blocked the water flow in the rivers. That caused water level rise locally up to 15 meters (it was measured by the author that the water level rises to a maximum half of this height during monsoon season) and cut base of the steep slopes. The forested slopes were scored with gullies and deep ravines, extending from the level of the water up to the summit of the steep slopes. From one of these deep cuts on small stream at least 5 thousand tones of matter was removed. On the basis of T. Oldham's (1854) description it is possible to calculate that torrent wave started above Mawphlang and passed along 45 km during 2–3 hours to Shella. That was first noticed catastrophic event since the hills have passed under British rule in the 1835.

Similar conditions appeared when heavy rainfalls and floods occurred in North-east India and Bangladesh in 1988 (Mirza 2003). The annual rainfall in Cherrapunji reached 17 925 mm and exceeded the long term average for 63%. The Shillong station recorded 3807 mm, the highest annual total for the period 1867–2000. Two series of heavy continuous rainfalls occurred between 4–7.07. with amounts 2019 mm in Cherrapunji and 522 mm in Shillong as well as between 24–27.08. with amounts

1989 mm in Cherrapunji and 441 mm in Shillong. The analysis of rainfalls together with Landsat satellite images from 1988 allow to find that the deep landslides are the result of continuous heavy rains of 20–25% of annual average during 3–4 days (Fig. 20). It was clearly visible that the Umiew river bed in the deep canyon was filled in sediment carried out from landslides developed on forested steep slopes. This type of extreme events are rare and occur once on tens years (Prokop 2005).

The most common mass movements are the shallow landslides and mudflows. They cannot be delineated on satellite images with typical resolution 20-30 m² like Landsat or IRS. They usually cover small areas of tens square meters on steep canyon slopes or on the cultivable hilly areas in the northern part of the Umiew catchment. Shallow landslides and mudflows were observed in the November 2002 during two days of continuous rain reaching 270 mm (200 mm fell during 24 hours) in Cherrapunji with the highest intensity of 20 mm·h⁻¹ (Caine 1980; Larsen, Simon 1993; Fig. 21, 22). They were restricted to very steep slopes above 35° on natural forested areas. Shallow landslides appeared also near Mawphlang on steep slopes above 15° on the cultivated land, especially where roads undercut the slopes. Therefore the rainfall of 250–300 mm during 1–2 days we can treat as the lower threshold inducing shallow landslides in the Umiew catchment. These conditions are met several times during each year in Cherrapunji.

The effects of extreme rainfalls except for rapid water level rise in small creeks are not visible on grassland hilly plateau near Cherrapunji and Mawsynram. The degraded area is well protected by a stone pavement. Only removal of the upper layer of waste cover due to surface limestone, coal and rock mining can give the impulse to local mass movements.

EARTHQUAKE-INDUCED MASS MOVEMENTS

Much of what is known about the intensity, distribution and effects of the 1897 earthquake comes from R.D. Oldham's (1899) report. The earthquake caused heavy damage, chiefly due to the extensive liquefaction, rainfall and landslides (Fig. 23). Most of these landslides occurred on the southern edge of the Meghalaya Plateau, particularly around Cherrapunji in the Umiew catchment. Geology and relief favour the formation of rock falls and landslides on steep canyon slopes. On the basis of R.D. Oldham's old sketch it was possible to estimate that at least 40% of vegetation cover from slopes of deep valleys was removed from crest to base at many places (Fig. 24). The dislodgment of large mass of weathered rocks and exposure of slopes previously protected by forest caused enormous volumes of sand to be supplied into the river network. The rivers were overloaded and converted from deep, rocky mountain to shallow flowing over sandy bed. Many of the tributaries were blocked and caused the water level rise. Accumulated water created great lakes above barriers, which were burst after few days or even few months. That caused the additional landslides on slopes cutting along river by flowing water.

The impact of landsliding caused by large magnitude earthquakes on sediment budget and denudation over various durations is poorly understood. According to C.F. Pain and J. M. Bowler (1973) most of the fine grained sediment supplied to river being flushed out within 0.5–2.0 years. A.J. Pearce et al. (1985) found that at least 50–75% debris retained in the fourth order catchment 50 years after the earthquake in New Zealand. In case of the Umiew catchment large part of fine and medium coarse sediment left in the valleys at least few monsoon seasons. Today it is not visible in the

main river, but rounded by the bedload material sandstone boulders of 1–2 meter size are still found in the crystalline stream beds of four orders.

Natural effects of great earthquake on the degraded hilly plateau beside enormous building damages in Shillong were less remarkable and limited to small landslides induced along the roads.

The secondary effects of great earthquake were the destruction of villages, orange and areca-nut groves near the outlet of the Umiew river. The overloaded, shallow river lost capabilities of limestone transport from local quarries. These gave the impulse to the migration of people from foothills on higher elevations and location new villages there.

The maps from 1910 show vegetation cover developed on landslides triggered during 1897 event. Present day deforested slopes by mass movements are usually covered by dense vegetation. This is the evidence that the relaxation time in the Umiew catchment is similar to other humid tropical regions (Garwood et al. 1979; Fig. 24).

4. HUMAN IMPACT ON ENVIRONMENT

FOREST COVER CHANGES AND POPULATION GROWTH

The oldest traces of the stay of the man in the Meghalaya Plateau, dealing in a hunting and a gathering, are dated on the Upper Palaeolith. In the Neolithic Age the migrations of people from China and South-East Asia took place whose descendants inhabit the upland till today. They introduced paddy rice and shifting cultivation that over time became common agricultural practice in this region. The pressure of man on environment increased about 2000 BP, at the beginning of the Iron Age. There is evidence from historical accounts of British naturalist that plateau above 1000 m a.s.l. was deforested before the XIX c. (Walters 1832; Griffith 1947; Hooker 1854; Fig. 25, 26, 27). This landscape did not change significantly till today. At the same time remnants of climax vegetation of sacred groves are the evidence that the plateau must have been covered by subtropical deciduous forest in the past (Bor 1942; Tiwari et al. 1998, 1999).

All elaborations basing on satellite images from years 1975–2001 pay attention on the distinct decrease of the forest area in the Meghalaya Plateau (Fig. 28). However, the comparison of forest area on the map at scale of 1:253 440 from 1911 with the distribution of forest on the Landsat ETM+ satellite image from 2000 shows that the average rate of deforestation was low and did not exceed 0.05% annually (Fig. 29).

Changes of the forest area and population density in the Umiew catchment derived from topographic maps at scale of 1:63 360, IRS-1D satellite image and administrative units show that although population density grew up from 11 persons km² in 1875 to 123 persons·km² in 1991, forest area also increased from 44.6% in 1910 to 47.4% in 1998.

Nowadays the forest distribution with elevation (assessed from DEM) is closely related to relief and population density in the Umiew catchment (Fig. 30). However, in the past this correlation was not so distinct. Generally, the proportion of forest fluctuates between 80–95% up to 1200 m a.s.l. Above this altitude it constantly decreases to few percent at highest elevations. The lower part of the catchment, below 400 m a.s.l., has been partly deforested due to intensive surface limestone mining from pre-colonial times or location orange and areca-nut plantations. Contribution of the flat areas increases above the 1200 m a.s.l. They are usually severely degraded in the elevations of 1200–1600 m a.s.l. The upper part of the Umiew catchment has the

highest population density, above 350 persons km⁻² and the lowest forest proportion of about 7%. The settled agriculture developed here to meet commercial needs of Shillong township. This is also area where are the largest changes of forest spatial distribution are found.

AGRICULTURAL SYSTEMS

Four agricultural systems simultaneously exist on the southern slope of the Meghalaya Plateau. They are in the different extent affect the environment. The oldest and the most popular is shifting cultivation (locally called *jhum*). The expansion of the shifting cultivation in consequence of the population pressure, is generally considered as the major cause of deforestation and the degradation of soils in higher altitudes of the Meghalaya Plateau (Toky, Ramakrishnan 1981, 1982; Fig. 31). However, maps of forest fires registered by the satellite Terra and Aqua in years 2003–2005 show that most threatened area by shifting cultivation is the eastern end of the southern slope of the Meghalaya Plateau (Fig. 32). Only very small quantity of fires is registered in the area of highest rainfall. Almost 90% of fires appear up to the altitude 1000 m a.s.l., while they are almost not registered on deforested plateau. Here also ranges the border between the shifting cultivation and its modification called *bun* (Tiwari 2003; Fig. 33). The evolution of *bun* system is connected with elimination of slash and burn, due to reduced slash material available because of shortening the *jhum* cycle up to 2–3 years. Only lower branches of pines are burning under soil cover. In this system two croppings may be done in a year and potato is main monocrop. The *bun* cultivation, creates considerable erosion reaching 170 t·ha⁻¹·yr⁻¹. (Singh et al. 1981)

Contrary to mentioned systems the cultivation of paddy rice in bottoms of valleys or plantations of areca-nuts and oranges do not create large threatening for environment. Both land use forms occupied only 2% area of the Umiew catchment and did not increase their area during last of hundred years.

MINERAL EXTRACTION

The quarrying and the processing the iron ore, limestone and coal was oldest, near by agriculture, an occupation of the people, inhabiting the central and eastern part of the Meghalaya Plateau (Fig. 34). On the basis of history of metallurgy development in India, it is possible to assume that the beginning of the iron smelting on the upland took place around 2000 BP. (Gadgil et al. 1997). The first British naturalist visited Meghalaya Plateau in the beginning of the XIX c. have paid attention to iron industry developed in this part of Khasi Hills from immemorial times (Yule 1842; Mills 1853; Oldham 1854; Fig. 35). The processing of iron was diffused on the large area of uplands. To the smelt one used the charcoal produced from local forests. Estimated calculations show that at the annual export of about 1866 tones of iron from the upland (Allen 1858), had to be cut at least 13.5 km² of the forest to the production of the charcoal. Probably the cutting trees which have been used for charcoal production necessary for smelting iron ore was the major cause of deforestation and land degradation around Cherrapunji.

Expansion of limestone quarrying started in the pre-colonial time was concentrated in the foothills of the southern slope (Oldham 1854; Fig. 36A). It causes deforestation an area of only few square kilometers along Indo-Bangladesh border (Fig. 37). The first coal mines were established by British government in 1840 (Oldham 1854; Fig. 36B). The mining has fallen in 1848 due to low income and only small mining

activity on own needs was continuing by private land holders (Hunter 1879). Most of the coal mines so visible now in landscape of plateau are located within already degraded areas of grasslands and its gone up expansion in a last few decades. Sandstone extraction has started in the early 1960-ties of the XX c. and is still restricted to small area only along main roads.

5. PRESENT DAY LAND USE AND SOIL EROSION RISK IN THE UMIEW CATCHMENT

LAND USE

Land use and soil erosion can be treated as indicators of changes occurred in the environment. The characteristics of the land use structure in the Umiew catchment was carried out basing on the classification of satellite image IRS-D from 1998. Training areas for land use map generation were chosen during the field work using a hand-held GPS. The maximum likelihood algorithm was applied for image classification after normalisation of three bands. Normalised vegetation difference index (NDVI) was used for distinguish level of forest degradation. Land use classification was further improved using digital elevation model and field knowledge of the area (Shrestha, Zinck 2001). The integration of image processing and GIS analysis improved mean accuracy of the final classification that was 87%. Nine classes of land use were delimited: dense and open deciduous forest, pine forest, grasslands, paddy rice and potato cultivation, rock outcrops, water and built up areas.

Two land use classes – forest and degraded areas covered by grasses occupied more than 95% area of the Umiew catchment in 1998 (Fig. 38). Time series analysis shows very stable proportions between them during last 100 years. The paddy rice still covers the same flat valley bottoms occupied in 1910. It is not possible to compare in detail changes of potato cultivation on steep slopes. The fields are usually very small and intermix with fallow land or degraded grasslands. Due to that they have not been delineated on the maps.

SOIL EROSION RISK

Extreme rainfall and steep slopes in the Umiew catchment create potential conditions for efficient soil erosion. There are only two micro-scale erosion measurements close to the investigated area. Soil loss was found to range between 34 and 56 $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$ for potato cultivation at 40° steep slopes near Shillong (Mishra, Ramakrishnan 1983a). Significantly lower values were obtained for fallow land – only 7 $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$. It was also found that with increasing of fallow duration runoff and soil loss were further significantly reduced to 2 $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$. ^{137}Cs and $^{210}Pb_{ex}$ techniques were used for the study of soil loss in the in the grassland hillslopes near Cherrapunji (Froehlich 2004a, 2004b). This study has shown that present rates of soil erosion are only 2.1 $t \cdot ha^{-1} \cdot yr^{-1}$ and most of the sediment from grasslands is deposited at the foot of the slopes.

The application of the RMMF model complete soil erosion pattern in the entire catchment (Morgan 2001; Fig. 39). The Revised Morgan-Morgan-Finney (RMMF) model was used in ILWIS to assess soil loss with the help of rainfall data and land use/cover map. Soil laboratory results were combined with geological and gradient maps based on geopedologic analysis resulted in a geopedologic map (Shrestha, Zinck 1998; Fig. 40). The RMMF model predicts detachment rates by rainfall and runoff. The detachment is compared with the transport capacity of the runoff. The lower of the two values is the annual rate of soil loss.

Annual soil erosion predicted by model is moderate and range from 0–145 t·ha⁻¹·yr⁻¹ (Fig. 41). Two contrastive land use types, forest and degraded due to human activity grasslands, give similar response to the soil erosion rates. The soil loss is the lowest in the valley bottoms under rice cultivation, dense forest and degraded grasslands – below 10 t·ha⁻¹·yr⁻¹. The highest erosion rates up to 145 t·ha⁻¹·yr⁻¹ (average 60 t·ha⁻¹·yr⁻¹) are under potato cultivation on short and steep slopes within hilly plateau in the northern part of the Umiew catchment.

6. CONCLUSIONS

The southern slope of Meghalaya Plateau has adequate precipitation and temperature to support forest growth, however in the landscape of the plateau above 1000 m a.s.l. prevail communities of grasses with scattered patches of secondary pine forest growing degraded soils. Land degradation, inherited from the past can be result of three factors: natural extreme events, expansion of shifting cultivation connected with the population growth and mineral extraction.

Natural extreme events are the dominant driving forces in environmental changes of the southern slope of the Meghalaya Plateau. The relative importance of extreme events like heavy rainfall and earthquakes differs between two major landforms and connected with the land use forms: the forested deep canyon and the degraded grass covered hilly plateau.

The area of the canyon with steep slopes is most sensitive on mass movements (rockfalls, landslides and debris flows) triggered by extreme rainfalls and earthquakes. The regional continuous heavy rains with 20–25% of annual precipitation in 3–4 days may give to water level rise and cause landsliding on steep but forested slopes. These types of extreme events are rare and occur once on dozens of years. Shallow landslides and mudflows are induced several times during each year in the Umiew catchment.

Severe earthquakes ($M > 7.0$) may trigger rockfalls and landslides of which material fills river beds up to few meters high and changes river's channel regime.

The most degraded area of plateau covered by grasslands is very resistant on extreme events. The highest soil erosion rates were in the past and present-day hillslope erosion is very low. The landslides are not observed. On the contrary, cultivable land with thicker weathered cover is prone on rainfall induced landslides and that annual soil erosion rates are highest here.

The factor, which contributed to the permanent degradation of the natural environment of the Meghalaya Plateau, was the man. However to the hypothesis connecting deforestation and the degradation of soils with the expansion of the shifting cultivation in consequence of the population growth contradicts:

- the decrease of forest areas and the degradation of soils on the plateau, followed before, the substantially increased population density in the second half of the XX c.,
- the concentration of 90% of fires, connected with shifting cultivation in the western part of the southern slope of the Meghalaya Plateau below 1000 m a.s.l.,
- almost complete deforestation of the central and eastern part of the plateau above this altitude.

Close relationship between the occurrence of centres of the quarrying and processing of iron in the middle of the XIX c., and deforested areas on the hilly plateau confirm hypothesis that a major cause of deforestation was the production of the

charcoal required to the smelting of iron. Due to a long duration of human activity with successive periods of land clearing and abandonment, most of the primary subtropical forests have been degraded to grass formations. However, iron production has fallen in the second half of the XIX c., the land degradation was so advanced that system could not recover to its original form. The deforestation of almost 4000 km² of the area of the plateau above 1000 m a.s.l., had to take at least several hundred years.

Additional factors like coal and limestone mining, sandstone extraction, demographic growth, firewood collection, annual practice of grass fires and grazing, have contributed less or later on their share to land degradation. They are most probable causes of present day stability of grasslands and thereby land cover system of Cherapunji. These operated for long time causes play key role in preserving degraded land inherited from the past.

Deforestation of the Meghalaya Plateau had different history than in neighbouring mountainous areas. In Nepal the decrease of forests recorded from the XVIII c., was connected with an increasing agricultural expansion. The main phase of deforestation in Darjeeling Himalayas, connected with the establishment of the tea plantations, occurred in the middle of the XIX c.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was completed as a part of cooperation of the Department of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands, Institute of Geography and Spatial Organisation, Polish Academy of Sciences with the Department of Geography North-Eastern Hill University (NEHU) in Shillong under the scientific exchange programme between Indian Department of Science and Technology (DST) and Polish Committee for Scientific Research (KBN). The author would like to thank gratefully promotor Prof. L. Starkel for his guidance, Prof. W. Froehlich, Prof. R. Soja for their interest during the production of this study, Prof. S. Singh and Dr. H.J. Syiemlieh (Department of Geography of NEHU) for their support during the field work and their help in the providing data.

Adres autora:

Paweł Prokop

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

ul. św. Jana 22, 31-018 Kraków

E-mail: pawel@zg.pan.krakow.pl



Fot. 1. Porośnięty lasem kanion Umiew
Umiew canyon, covered by forest



Fot. 2. Wylesiony i zdenudowany obszar w północnej części zlewni Umiew na kontakcie granitowego batolitu Myllichem i kwarcytów (Grupa Shillongu)
Deforested and denuded area in the northern part of the Umiew catchment in the contact zone of the Myllichem granite batholith and quartzites (Shillong Group)



Fot. 3. Wnętrze świętego lasu koło Mawphlang w zlewni Umiew 1840 m n.p.m.
Inside the sacred forest near Mawphlang in the Umiew catchment, at 1840 m a.s.l.



Fot. 4. Wycięty las i spalanie materii organicznej w uprawie żarowej *jhum* na południowym skłonie Wyżyny Meghalaya
Cleared forest and burning of organic matter in the shifting cultivation *jhum* on the southern slope of the Meghalaya Plateau



Fot. 5. Spalanie materii organicznej pod pokrywą gleby w systemie *bun* w obrębie granitowego batolitu Myllichem (w północnej części zlewni Umiew, 1800 m n.p.m.)

Burning of the organic matter under soil cover in the bun system in the area of Myllichem granite batholith (northern part of the Umiew catchment, 1800 m a.s.l.)



Fot. 6. Skutki erozji koło Myllichem w zlewni Umiew. Położenie granitowego głazu wskazuje, że co najmniej metrowej miąższości warstwa gleby od jego podstawy została usunięta.

Effects of soil erosion near Myllichem in the Umiew catchment. Perched position of the granite boulder indicates that at least 1 m of soil layer was eroded.



Fot. 7. Pola ryżowe (*paddy*) w dnie doliny na południowym skłonie Wyżyny Meghalaya ok. 1500 m n.p.m.

Rice fields (*paddy*) in the valley bottom in the southern slope of the Meghalaya Plateau at about 1500 m a.s.l.



Fot. 8. Pozostałości żużli dymarskich po dawnym wytopie koło Cherrapunji
Remains of furnace slags after iron smelting near Cherrapunji



... ..
... ..
... ..



... ..
... ..

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne: *Geographia Polonica*, *Prace Geograficzne*, *Przegląd Geograficzny*, *Dokumentacja Geograficzna*, *Europa XXI*, *Geopolitical Studies*, *Bibliografia Geografii Polskiej*, *Atlas Warszawy*, oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.
- 4 – T. Kozłowska-Szczęśna, B. Krawczyk, M. Kuchcik, 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*.
- 5 – A. Gawryszewski, 2006, *Ludność Polski w XX wieku*.
- 6 – G. Węclawowicz, J. Bański, M. Degórski, T. Komornicki, P. Korcelli, P. Śleszyński, 2006, *Przestrzenne zagospodarowanie Polski na początku XXI wieku*.
- 7 – Z. Taylor, 2007, *Rozwój i regres sieci kolejowej w Polsce*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Miształ S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.
- 9 – Śleszyński P., 2006, *Przedsiębiorstwa w przestrzeni Warszawy*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02–352 Warszawa, tel./fax 22/822–98–69; tel. 22/658–15–58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00–068 Warszawa, tel. 826–18–35.

Południowy skłon Wyżyny Meghalaya w okolicach Cherrapunji otrzymuje najwyższe opady w skali światowej sięgające średnio 11 000 mm, a maksymalnie nawet 24 000 mm w ciągu roku. Pomimo sprzyjających warunków termiczno-wilgotnościowych dla rozwoju lasu, w krajobrazie płaskowyżu powyżej 1000 m n.p.m. dominują zbiorowiska traw z płatami wtórnych lasów sosnowych, porastające zdegradowane gleby. Jednocześnie pozostałości płatów klimaksowego subtropikalnego lasu liściastego w różnych częściach wyżyny wskazują, że teren ten był porośnięty lasem w holocenie.

Celem pracy jest określenie przyczyn, etapów i skutków degradacji środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya. Główny nacisk położono na przedstawienie przebiegu zmian w środowisku przyrodniczym, ich dynamiki oraz związków przyczynowo-skutkowych między zjawiskami ekstremalnymi a czynnikami antropogenicznymi.

<http://rcin.org.pl>
PRACE GEOGRAFICZNE - 210