

**Leszek Starkel**

Polska Akademia Nauk

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn

starkel@zg.pan.krakow.pl

## **TYPY I CZĘSTOTLIWOŚĆ OPADÓW ULEWNYCH I WEZBRAŃ ORAZ ICH EFEKTY GEOMORFOLOGICZNE W KARPATACH I GÓRACH KLIMATU MONSUNOWEGO**

### **Types and frequency of heavy rains and floods and their geomorphic effects in the Carpathians and mountains of monsoon climate**

**Abstract:** Mountains of Central Europe (like Carpathians) and monsoonal SE Asia are characterised by different rainfall regime and various frequency of extreme events. The altitude and course of mountain ranges decide on the direction of mass advection. But the geomorphological effects are regulated by substratum, relief and degree of degradation of natural ecosystems.

The low Carpathians are affected by masses of various directions, carrying downpours and continuous rains. High ranges of Himalayas form a barrier, which can not be crossed. Therefore the rainfalls rapidly drop down in the mountain interior (fig. 4, 5).

The steep front of the Meghalaya Plateau receive the highest rainfall in the global scale. A distinct role is played by convection, therefore most of downpours has a local character (fig. 9, table 1). The high frequency of heavy rains is responsible for creation of armoured stony layer on the ground surface.

**Słowa kluczowe:** bariery górskie, ulewy, gradient opadowy, degradacja gleb

**Key words:** mountain barriers, heavy downpours, rainfall gradient, soil degradation

Góry strefy klimatu umiarkowanego Europy i klimatu monsunowego południowo-wschodniej Azji różnią się reżimem termicznym i opadowym pór roku, jak również inną częstotliwością zdarzeń ekstremalnych. Obok tego istotna jest wysokość i przebieg pasm górskich w stosunku różnych kierunków przepływu mas powietrza, a o efektach geomorfologicznych decyduje typ podłoża, rzeźba i stopień degradacji naturalnych zbiorowisk roślinnych.

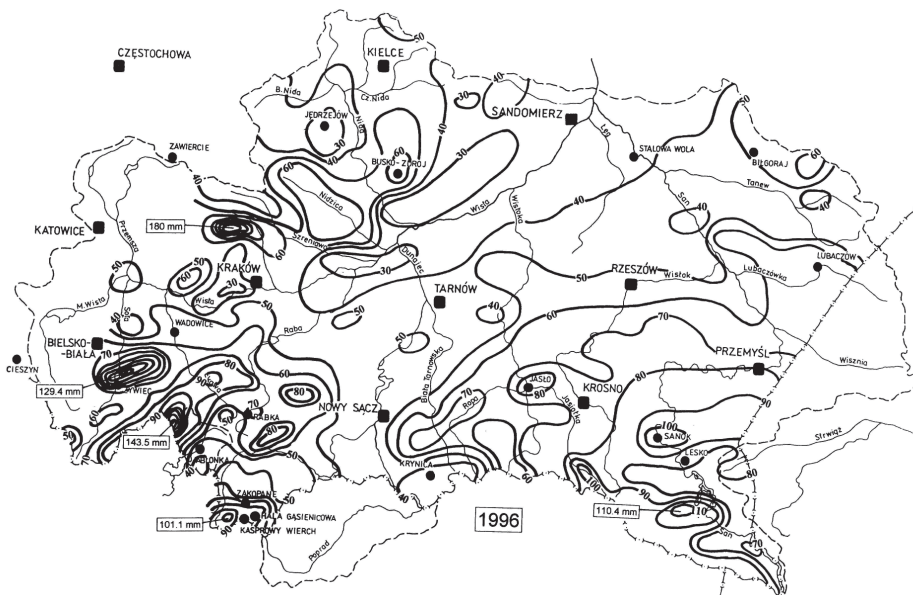
Polska część Karpat wznosząca się jedynie lokalnie ponad 1500 m n.p.m. (ponad górną granicą lasu) jest pod wpływem mas napływających z różnych kierunków, ale z wyraźną przewagą zachodniego. W półroczu letnim (IV-IX spada na ogół 65% opadów, w zimowym tylko 35% – są to opady śnieżne lub deszczowe). Zarówno zimą, jak i latem rozkład opadów bywa bardzo nierównomierny. Są to zarówno zimą odwilże jak i latem susze i ulewy.

Wyróżniamy trzy typy ekstremalnych opadów (Starkel 1986, 2006). Krótkotrwałe ulewy o dużych natężeniach (często przekraczających 1-2 mm/min i małym zasięgu przestrzennym). Ulewy takie są najbardziej typowe dla maja i czerwca. Wywołują one gwałtowne zsuwy i spływy glebowe (ryc. 1).

Opady rozlewne trwające nieraz 2-5 dni o wysokościach przekraczających 200-500 mm prowadzą do ożywienia osuwisk ziemnych, procesów sufozyjnych i powodzi w większych zlewniach (ryc. 2).

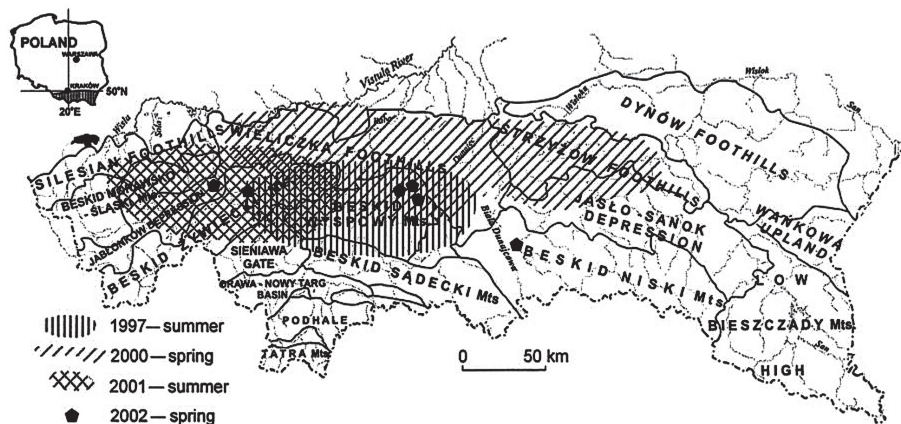
Pory opadowe sięgające kilku miesięcy charakteryzują powtarzające się opady o małych natężeniach, ale o sumach niekiedy ponad 200 mm w miesiącu a ponad 500 mm w czasie całej pory, co prowadzi do głębokiej infiltracji i uruchomienia dużych osuwisk skalnych (Gil 1997, Gil, Starkel 1977).

W ostatnich 15 latach częstotliwość ekstremalnych opadów wyraźnie wzrosła. Częste komórki burzowe na terenie Karpat i przedpola formowały



**Ryc. 1.** Maksymalne opady dobowe ulew w 1996 roku w dorzeczu górnej Wisły (wg Cebulak, Niedźwiedź 1998).

**Fig. 1** Highest daily rainfalls during downpours in 1996 in the upper Tista catchment basin (after Cebulak and Niedźwiedź 1998).



Ryc. 2. Zasięgi wybranych opadów ekstremalnych w Karpatach w latach 1995-2000 (wg Starkel 2006).

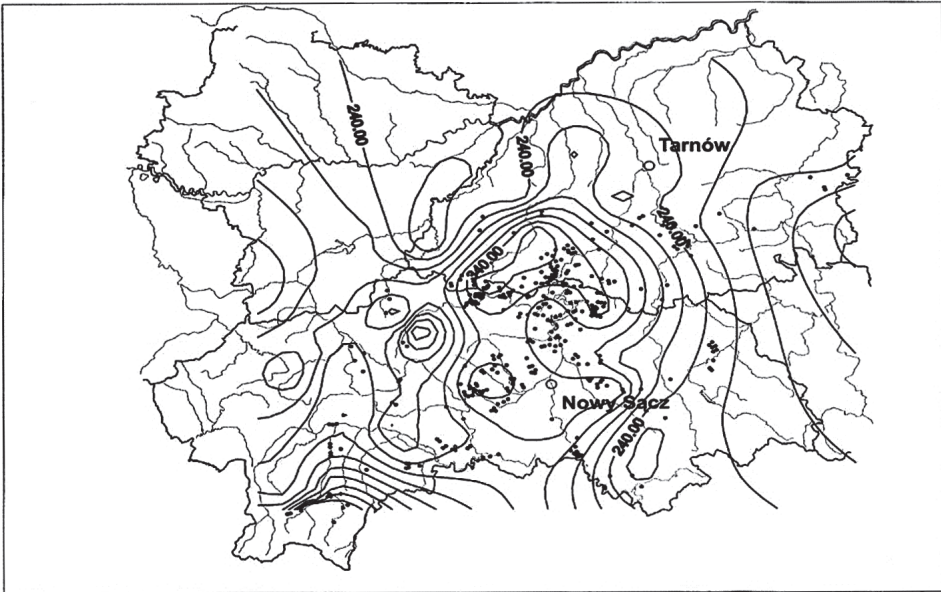
Fig. 2 The extend of selected heavy rainfalls between 1995 and 2000 in the Polish Carpathians (after Starkel 2006).

się latem 1995, 1996 (Cebulak, Niedźwiedź 1998), 2005 (Cebulak i in. 2008) i 2009 roku.

Opady rozlewne lipca 1997 roku (Grela i in. 1999) i 2010 roku prowadziły do wielkich wezbrań, ale pojawiające się w części środkowo-wschodniej i powtarzające się przez kilka dni ulewy przyczyniły się do znacznych przekształceń koryt potoków (Froehlich 1998) i osuwisk (Gorczyca 2004, Grela i in. 1999, Rączkowski, Mrozek 2002). Podobny efekt dawały wcześniej opisane kolejne lata z rozlewnymi opadami, jak lata 1958-60 w dorzeczu Soły (Ziętara 1968) i 1971-74 w dorzeczu Ropy (Soja 1977).

Lato 2010 roku było wyjątkowe... 4-5 fal opadowych z lokalnymi ulewami włącznie dało ostatecznie efekt pory opadowej o sumie opadów sięgającej 1000 mm z ożywieniem ruchów osuwiskowych na niespotykaną skalę i 4-5 wezbrań niektórych potoków górskich. Opady te były nierównomierne rozłożone w Karpatach polskich, dlatego zależnie od układu sieci dolinnej i blokującej roli grzbietów występujące obok siebie zlewnie rejestrowały różną skalę wezbrań i różne natężenie procesów osuwiskowych.

Równocześnie należy pamiętać, że kierunek i skala przekształceń rzeźby przez opady ekstremalne zależy także od cech rzeźby i litologii podłoża. Dlatego w różnych częściach Karpat główne przekształcenia stoków odbywają się albo poprzez procesy osuwiskowe, ale są i takie, w których dominującą rolę odgrywa sufozja lub spłukiwanie. Podobnie zależnie od odporności skał i związanej z nią energii rzeźby dominują albo koryta roztokowe z odsypami albo



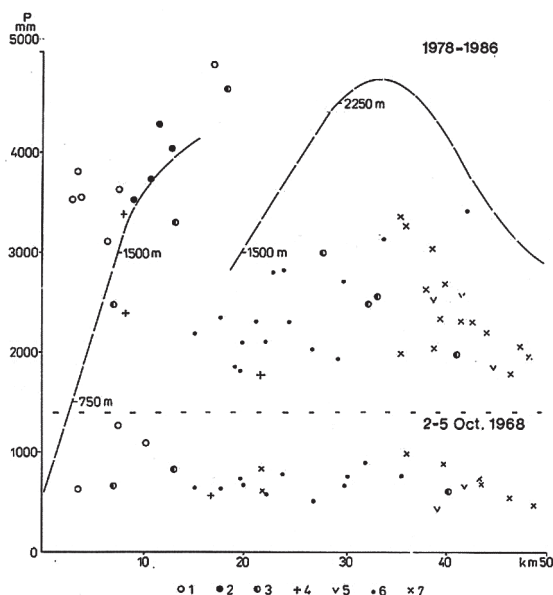
**Ryc. 3.** Izohiety opadów w lipcu 1997 roku w Karpatach i zarejestrowane aktywne osuwiska (wg Mrozek i in. 2000).

**Fig. 3** Isohietes of rainfalls July 1997 in the Carpathians and registered active landslides (after Mrozek et al. 2000).

meandrowe z równinami zalewowymi nadbudowywanymi przez zawiesinę (por. Starkel 1960, Klimek 1991, Wyżga 2008, Starkel i in. 2008).

Wschodnie Himalaje i ich przedpole położone w strefie cyrkulacji monsunowej charakteryzuje występowanie dwóch pór roku: letniej trwającej 4-4.5 miesiąca z opadami przynoszonymi przez masy wilgotne z nad Oceanu Indyjskiego i dłuższą porą suchą. Granica między obiema porami jest niewyraźna, często najwyższe opady obserwujemy na załamaniu się cyrkulacji zimowej lub letniej. Masy wilgotnego powietrza napotykają w swej drodze na północ wysoką na 2 km krawędź gór wznoszących się w odległości 50-100 km od brzegu w górę aż do 6000-8000 m n.p.m. Bariera ta jest nie do przekroczenia i dlatego najwyższe opady sięgające 4-6000 mm napotykamy na południowej wystawie pierwszych grzbietów (ryc. 4), kolejne grzbiety w głąb otrzymują coraz to niższe opady, choć stale opad na ekspozycji południowej jest wyższy niż na przeciwległej (ryc. 4, Starkel, Basu 2000). Podobny rozkład zarejestrowany został w czasie ekstremalnego opadu rozlewnego 2-5.10.1968 roku (Starkel 1972a) dzięki gęstej sieci stacji opadowych na plantacjach herbaty.

Badania prowadzone na terenie Himalajów Bhutańskich (Baillie, Norbu 2004) oraz nasze badania na ich przedpolu (Starkel, Sarkar 2002, Soja, Starkel 2007, Starkel i in. 2008) potwierdziły tą prawidłowość rozkładu opadów (ryc. 5).



**Ryc. 4.** Sumy opadów w latach 1978-86 i w czasie opadu rozlewnego 2-5.10.1968 wraz z odległością od brzegu gór (0-50 km) (oprac. L. Starkel wg Starkel, Basu 2000).

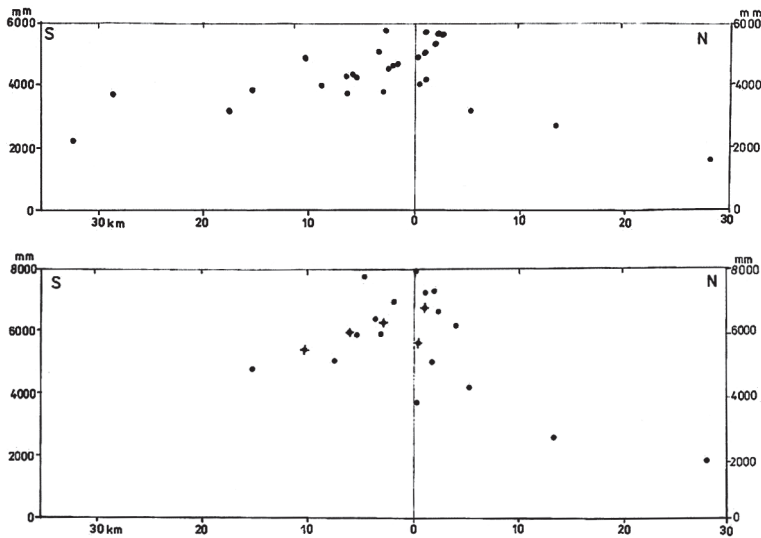
Linia przerywaną zaznaczono położenie głównych grzbietów. Znaki wskazują położenie stacji opadowych: 1 – południowy stok brzeżnej krawędzi, 2 – grzbiet brzeżny, 3 – inne położenie na grzbiecie, 4 – północny stok brzeżnego grzbietu, 5 – stoki ekspozycji W i E 6 – południowy stok we wnętrzu gór, 7 – północny stok we wnętrzu gór.

**Fig. 4.** Rainfall totals in 1978-1986 and during continuous rain in October 1968 with the growing distance from the mountain front (0-50 km) (elab. L. Starkel after Starkel and Basu 2000). Two curves indicate the location of main ridges.

Symbols show location of rainfall stations: 1 – S-marginal slope, 2 – Marginal ridge, 3 – Other location on ridge, 4 – N-slope of marginal ridges, 5 – W and E exposed slopes, 6 – S- exposed slope in the mountain interior, 7 – N – exposed slope in the mountain interior.

Na samej krawędzi gór stacje rejestrują roczny opad 5000-6000 mm (w niektórych latach nawet 8000 mm). W głąb gór maleje on stopniowo schodząc poniżej 1000 mm u podnóża najwyższych pasm himalajskich. Niekiedy obserwujemy wkraczanie ośrodków niżowych w głąb gór wzdłuż dużych dolin (np. wzdłuż Tisty na obszar południowego Sikkimu (Sarkar 2004)). Natomiast wysoki opad utrzymuje się w 10-15 kilometrowym pasie przedpola gór (ryc. 5), co należy wiązać z zaporową dla szlaków cyklonów rolą krawędzi. Dopiero przy odległości 20 i więcej km opady obniżają się do wysokości 3000 mm i niższej, normalnej dla niziny nad Brahmaputrą.

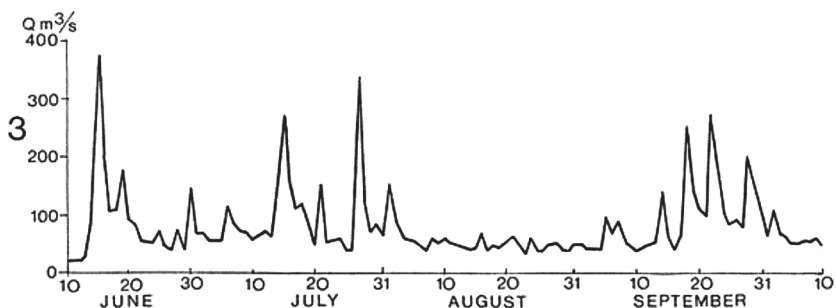
W Dardżylińskich Himalajach ekstremalne opady rozlewno o wysokości 600-1000 mm spotykane są raz na 20-50 lat (Starkel 1972a), aczkolwiek lokalne



**Ryc. 5.** Średni opad roczny w latach 90. w przekroju południe-północ od przedpola po brzeźną część Himalajów (oprac. L. Starkel wg Starkel i in. 2008). Poniżej podobny przekrój dla ekstremalnego roku 1998. Linia 0 oznacza położenie brzegu Sikkimsko-Bhutańskich Himalajów.

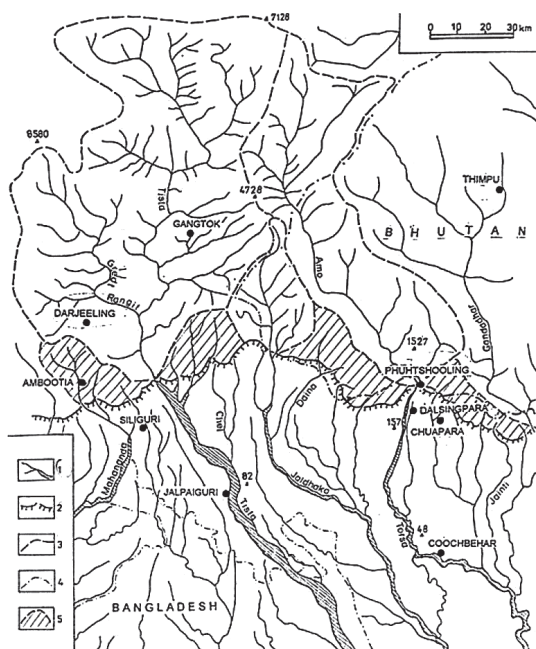
**Fig. 5** Mean annual rainfall in the last 10-20 years along the S-N transects of piedmont and the margin of Himalaya (elab. L. Starkel, after Starkel et al. 2008). Below similar transect for extreme year 1998. 0-line indicate the front of the Sikkimese-Bhutanese Himalaya.

ulewy zdarzają się częściej. Dalej ku wschodowi u brzegu gór corocznie spotyka się do 8 dni z opadami > 100 mm (Soja, Starkel 2007), a rozlewne opady wywołujące wezbrania zdarzają się w ostatnich dekadach raz na dwa lata (Starkel, Sarkar 2002). Są też lata jak rok 1998, gdy występują 2-3 wezbrania, co rejestrowane jest wyraźnie w przepływach rzek (ryc. 6). Szczególnie jasno zaznacza się ten kontrast między zlewniami różnej wielkości, odwadniającymi albo wewnątrz gór albo tylko wyłącznie brzeźną część gór (ryc. 7). Maksymalne przepływy w 2000 roku stwierdzone na himalajskiej rzece Torsa o powierzchni zlewni 3805 km<sup>2</sup>, sięgały 3800 m<sup>3</sup>sec, natomiast na znacznie mniejszej rzece Jaldhaka o powierzchni zlewni 1190 km<sup>2</sup>, ale odwadniającej długi odcinek strefy progów Himalajów aż 5000 m<sup>3</sup>sec (Soja, Sarkar 2008). Natomiast małe potoki progów gór wykazują przerzuty koryt i gradacyjne ich podnoszenie (Starkel i in. 2008). Potoki te w czasie pory suchej nawet całkowicie wysychają (fot. 1). Na wahania przepływów ma również wpływ stopień wylesienia. Zalesiona w ponad 50% zlewnia Neory nie wysycha w odróżnieniu od wylesionej zlewni potoku Gish (Dutt 1966).



**Ryc. 6.** Wahania przepływów w 1991 roku rzeki Balasan (na zachód od Tisty) drenującej brzeżną część Himalajów: Wyraźne kilka przepływów powodziowych (wg Starkel, Basu 2000).

**Fig. 6** Discharges of the Balasan river in 1991 (west of Tista river) draining the marginal part of the Himalaya (after Starkel and Basu 2000). Several distinct flood phases.



**Ryc. 7.** Różnej wielkości zlewnie drenujące Sikkimsko-Bhutańskie Himalaje. Znaki: 1 – sieć rzeczna, 2 – krawędź Himalajów, 3 – działy wodne dużych rzek: Tista, Torsy, Jaldhaki, 4 – granice państwowe, 5 – małe zlewnie o najwyższych opadach drenujące brzeżną część gór.

**Fig. 7** Different size of river catchments draining the Sikkimese-Bhutanese Himalaya. Signatures: 1 – river network, 2 – edge of Himalaya, 3 – watersheds of main rivers: Tista, Torsa and Jaldhaka, 4 – state borders, 5 – small catchments with highest rainfalls draining the marginal part of mountains.



**Fot. 1.** Małe potoki Sukti i Pagli rozcinające krawędź Himalajów sypiące duże stożki torrencjalne między dolinami Jaldhaki i Torsy (zdjęcia satelitarne z 1998 roku).

**Photo 1.** Small periodic creeks Sukti and Pagli dissecting the edge of Himalayas depositing large torrential fans between valleys of Jaldhaka and Torsa rivers (satellite image from 1998).

Na charakter procesów modelujących stoki ma istotny wpływ przepuszczalność pokryw zwietrzelinowych, szczególnie rozwiniętych na skałach metamorficznych (Froehlich, Starkel 1987). Dominującym typem denudacji są tu procesy grawitacyjne typu spływów błotnych, spływów gruzowych i osuwisk ziemnych przy braku spłukiwania powierzchniowego. Infiltracja mierzona na stokach osiąga 3 mm na minutę. Rynnowe spływy błotne sięgające do stropu litej skały nie są odnawiane w czasie następnego zdarzenia ekstremalnego. Natomiast powstają wówczas nowe w innych miejscach (Starkel 1972a). W czasie krótkotrwałych ulew w żłebach rozcinających stoki uruchamiane są pokrywy rumowiskowe (Starkel 2004, fot. 2). Na odcinkach ostro zarysowanej krawędzi gór, prawdopo-





**Fot. 2.** Osuwisko Khagra Jhora rozcięte rynną erozyjną na krawędzi gór z potężnym stożkiem koluwialno-proluwialnym (fot. L. Starkel).

**Photo 2.** The Khagra Jhora landslide dissected by erosional gully at the mountain scarp and extensive colluvial-proluvial fan (photo by L. Strakel).

dobnie nadal aktywnej tektonicznie i otrzymującej najwyższe opady, rozwinęły się potężne osuwiska skalne, pogłębiane erozyjnie (Starkel i in. 2008, fot. 3).

Wyżyna Meghalaya sięgająca niemal 2000 m n.p.m. stanowi wysunięty najdalej na południe zrąb tektoniczny obcięty od południa linią uskokuwą ekspozowaną na napływ wilgotnych mas powietrza. Krawędź uskokuwa ma około 1000 m wysokości, wyżej ciągnie się platforma wyżynna łagodnie wznosząca się ku północy, zbudowana w stropie w przewodzie z płasko ułożonych piaskowców, ku południowi przewarstwionych wapieniami (Starkel, Singh 2004). Obszar ten otrzymuje na poziomie 2/3 swej wysokości (1200-1400 m n.p.m.) najwyższe opady na świecie w granicach 8-15 tys. mm rocznie skoncentrowane w 4 miesiącach letnich.

Stacja meteorologiczna w Cherrapunji leży na wysokości 1313 m n.p.m. Można tu wydzielić dwie główne i dwie przejściowe pory roku (Prokop 2008). W dwóch suchych miesiącach zimowych (I-II) spada średnio rocznie 70 mm. W porze przedmonsunowej (III-IV) pojedyncze ulewy przegradzane tygodniami bez deszczu dają średnio 2048 mm. Właściwa pora monsunowych deszczy



**Fot. 3.** Spływy gruzowe w źródłowej części zlewni Mahanandy koło plantacji Jangpana po ulewie 7 lipca 1998 roku. (fot. L. Starkel).

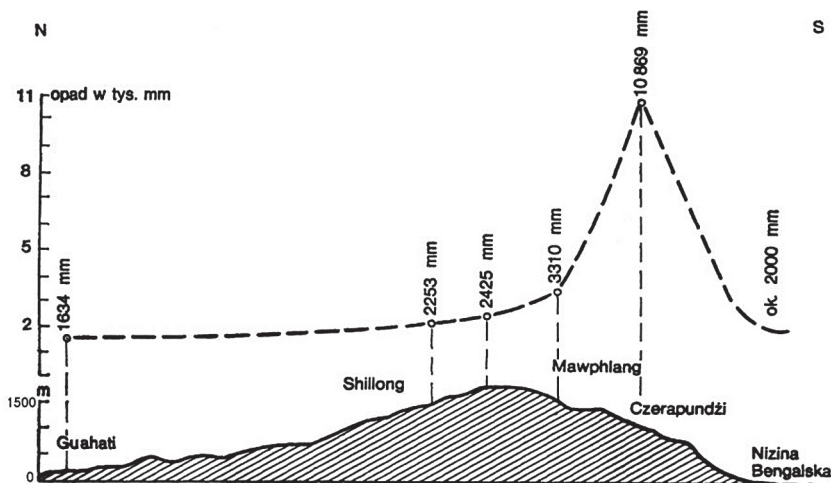
**Photo 3.** Debris flows in headwater area of the Mahananda river catchments near Jangpana tea garden after heavy downpour at 7 July 1998 (photo by L. Strakel).

(VI-IX) przynosi 8375 mm, natomiast pomonsunowa (X-XI) średnio 517 mm. W okresie lata spotykamy długie ciągi opadowe, rejestrujące często ponad 2000 mm w ciągu 7-10 dni. Średnio corocznie mamy tu ponad 37 dni z opadem > 100 mm i 6.6 dnia z opadem > 300 mm (Soja, Starkel 2007). Wysokość opadu obniża się gwałtownie zarówno, gdy zstępujemy niżej krawędzi tektonicznej na nizinę Bengalii do poniżej 3000 mm, jak też, gdy posuwamy się w głąb wyżyny i coraz wyżej, gdzie opad osiąga podobne wartości (ryc. 8).

Szczegółowa analiza godzinowych wysokości wybranego ciągu opadowego z dni 13-20 czerwca 2002 roku w Cherrapunji o wysokości 2438.5 mm pokazuje, że istotną rolę odgrywają opady konwekcyjne (ryc. 9). Najwyższe natężenia w wyniku konwekcji występują w godzinach wieczornych i nocnych, a w godzinach rannych mamy często nawet kilkugodzinne przerwy opadowe (Soja 2004, tab. 1).

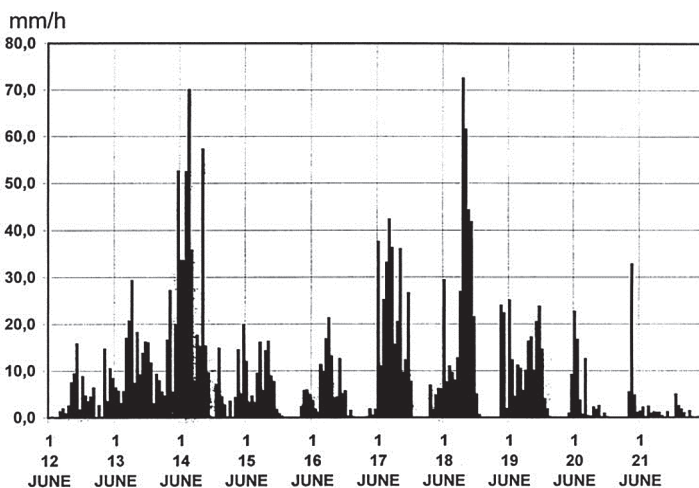
W czasie tego opadu działał nasz samopis zainstalowany przez R. Soję na budynku szkoły w górnym Cherrapunji, położony ok. 90-100 m wyżej (ok. 1410 m n.p.m.) w odległości ok. 1 km na NWW, który zarejestrował jedynie 2083 mm opadu, co wskazywałoby na spadek zarówno z wysokością n.p.m. jak i odległością od krawędzi.

Natomiast w odległości ok. 1 km na zachód od obu stacji leży mała zlewnia potoczku Maw-ki-syem o powierzchni 22 ha, w której ekspedycja naszego za-



Ryc. 8. Średnie opady roczne na przekroju Wyżyny Meghalaya (wg Starkel, Singh 2004).

Fig. 8. Mean annual rainfalls on the cross-section of the Meghalaya Plateau (after Starkel, Singh 2004).



Ryc. 9. Natężenie opadu (mm/godz) w czasie deszczu rozlewnego 12-21 czerwca 2002 (oprac. R. Soja w: Starkel, Singh 2004).

Fig. 9. Rainfall intensity (mm/hour) during continuous rain 12-21 June 2002 (elab. R. Soja – in Starkel, Singh 2004).

**Tab. 1.** Opady roczne, miesięczne i w czasie deszczy rozlewnych w 2002 roku w Cherrapunji i okolicy. Dane z 2 stacji meteorologicznych oraz z samopisu w Upper Cherra zainstalowanego przez R. Soję (por. wykres na ryc. 9). Ostatnia kolumna: fale wezbrań zarejestrowane w potoku Maw-ki-syem – wys. np. normalny (Starkel, Singh 2004) + wysoki opad – względnie niski opad.

**Table 1.** Rains in Cherrapunji and surrounding in 2002 (annual, monthly and during continuous rains). Records from meteorological stations and from automatic recorder in Upper Cherra installed by R. Soja (see fig. 9). Last column presents flood waves registered in creek Maw-ki-syem high above normal (Starkel, Singh 2004) + high rainfall – relatively low rainfall.

	Cherrapunji MS 1313 m asl	Upper Cherra 1420-30 m	Mawsynram 1420 m asl	Water level in creek Maw-ki-syem
annual	12262 +		11300	
V	1602 +		1136	
VI	3893 +		3047	
VII	3007		3552 +	
13-20.VI	2439 +	2083	2305	
13	246.4	151.8	241.8	
14	640.3 +	505.0 -	592.2	----- 1.50 m
15	288.3	238.3 -	289.4	
16	152.8 +	117.2 -	132.0	
17	370.6 ++	256.1 -	296.4	
18	250.4 +	230.6	157.6	
19	292.4	390.4 ++	256.2	
20	197.3	183.7	336.4 ++	
28-30.VI	552.4		248.2	
26.VI	29.8	49.8	45.2	----- 2.00 m

kładu wykonywała pomiary z zakresu geomorfologii i hydrologii, a pani Swett – nauczycielka prowadziła pomiary stanów wody. Otóż okazuje się, że w czasie powyższej serii wysokich opadów najwyższą wysokość 1.50 m zanotowano 14.06.2002, gdy spadło 640 mm opadu.

Natomiast znacznie wyższy poziom wody, bo ok. 2.00 m rejestrowała 26.06., gdy opad w górnym Cherrapunji wyniósł tylko 49,8 mm, a na głównej stacji 29.8 mm. Wskazuje to na lokalny opad konwekcyjny typu burzowego, który

spowodował gwałtowny spływ przekraczający prawdopodobnie  $50 \text{ m}^3\text{km}^{-2}\text{sec}$ . (Starkel, Singh 2004).

Jeszcze dobitniej o lokalnym zasięgu ulew i ich podstawowej roli w kształtowaniu reżimu opadowego na krawędzi gór świadczy, porównanie ze sobą dwóch stacji opadowych położonych na dwóch ostrogach Wyżyny Meghalaya, oddzielonych kanionem rzeki Umiew, leżących w odległości 15 km od siebie (tab. 1). Obie stacje zachodnią Mawsynmram i wschodnią Cherrapunji różni od siebie również wysokość n.p.m.: 1420 i 1313 m, co jednak nie odbija się wyraźnie, gdyż obie konkurują ze sobą w poszczególnych miesiącach, jak również latach. Weźmy dla przykładu ten sam rok 2002. W czerwcu Mawsynmram notował 3046.8 mm, gdy Cherrapunji 3893,4 mm, ale w lipcu było odwrotnie 3551.8 mm w Mawsynmram, a tylko 3007 mm w Cherrapunji (tab. 1). Równie wyraźnie zaznacza się to w opadach dobowych opisywanej serii 13-20 czerwca, gdy spadło 2302 i 2438.5 mm na obu stacjach. Są dni o zbliżonej wysokości opadów. Ale np. 18.06 Mawsynmram notował 157.6, a Cherrapunji aż 250.4 mm, zaś 20.06. odwrotnie 336.4 i 197.3 mm.

Jak wiemy dla natężenia wielu procesów rzeźbotwórczych, szczególnie spłukiwania istotne jest przekroczenie wartości granicznych  $1\text{-}2 \text{ mm min}^{-1}$  (Słupik 1981), gdy ustaje infiltracja. W Cherrapunji wielkości te osiągnęte są wielokrotnie w ciągu roku (Prokop 2007). Dlatego po wylesieniu rejonu Cherrapunji wierzchnia warstwa gleby została zmyta, często nawet cały profil aż do litej skały (Starkel 1972b; Starkel, Singh 2004). Na powierzchni utworzyła się warstwa żwirowego bruku złożonego albo z okruchów skalnych albo z wypłukanych kongrekcji żelazistych, dawnych pokryw laterytowych. Bruk ten jest warstwą ochronną hamującą dalszą denudację (fot. 4). Do tego w porze suchej, gdy nieraz całymi miesiącami nie pada, woda podsiąkająca, bogata w związki Fe paruje i na powierzchni skały powstają odporne skorupy żelaziste. Natomiast na stromych zboczach zbudowanych z naprzemianległych ławic odpornych piaskowców i plastycznych łupków dochodzi w czasie opadów do spełznięcia bloków piaskowcowych, które uzbrajają i jakby „brukują” powierzchnie zbczy rozcięć erozyjnych (Starkel 1996).

Porównanie trzech różnych regionów górskich pokazuje, jak złożone bywają mechani-zmy przekształcania rzeźby w zależności od różnego reżimu opadowego, ale równocześnie od odmienności w budowie geologicznej podłoża.

O ile zmienność pór roku i ogólny układ cyrkulacji mas powietrza związany jest ze strefami klimatycznymi, a typ głównych procesów rzeźbotwórczych wiąże się w dużym stopniu z litologią podłoża, to rodzaj i częstotliwość najbardziej wydajnych ekstremalnych opadów w obszarach górskich w znacznym stopniu zależy od cech rzeźby. Niskie góry strefy umiarkowanej typu Karpat nie stwarzają istotnej bariery dla napływających z różnych kierunków mas powietrza, aczkolwiek stoki eksponowane na wiatry otrzymują na ogół wyższe opady.



**Fot. 4.** Pokrywa zwietrzelinowa okryta warstwą bruku na stoku w zlewni Maw-ki-syem koło Cherrapunji (fot. L. Starkel).

**Photo 4.** The regolith covered by armoured surface layer on the slope in the Maw-ki-syem catchment near Cherrapunji (photo L. Starkel).

Ostra krawędź gór sprzyja prądom konwekcyjnym i opadom burzowym, a ich znaczna wysokość i szerokość stanowi barierę nie do przebycia i zmusza do zrzucania wilgoci w postaci wysokich opadów w brzeżnej części gór i na przedpolu. Dlatego w strefie cyrkulacji monsunowej brzeg wyniesionego bloku Tybetu z Himalajami i leżący na ich przedpolu zrąb Wyzyny Meghalaya stanowią regiony o ekstremach opadowych w skali globalnej, w których w przypadku lokalnego zniszczenia naturalnych ekosystemów nawet mogło dojść do ukształtowania się krajobrazów niemal półpustynnych (Starkel, Singh 2004), a na przedpolu trwa agradacyjna nadbudowa równin zalewowych wspomagana tektoniczną subsyducją.

## Literatura

- Baillie I.C., Norbu C., 2004, Climate and other factors in the development of river and interfluvial profiles Bhutan, Eastern Himalayas, *Journal of Asian Earth Sciences* 22, 539-553.
- Bieleński A.K., 1984, Materiały do historii powodziowej w dorzeczu Górnej Wisły, [w:] J. Fischer (red.), *Politechnika Krakowska*, Kraków, 112.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T., 2002, Sukcesja ruchów osuwiskowych w ostatnim 5-leciu w Karpatach fliszowych, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, PAN, 48, 31-42.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T., 2008, Wpływ gwałtownych opadów na modelowanie rzeźby w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich *Landform Analysis* 8, 5-8.
- Czyżowska-Wisniewska E., 2003, Powódzie i współpraca sedymentacyjna osadów powodziowych w dolinie Wisłoki, *Rękopis rozprawy doktorskiej w Instytucie Geografii i PZ PAN*.
- Cebulak E., Niedźwiedz T., 1998, Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995-1996, *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 11, 11-30.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2008, Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005, *Materiały badawcze IMGW, Meteorologia* 40, 1-56.
- Dutt G.N., 1966, Landslides and soil erosion in the Kalimpong Subdivision, Darjeeling District and their bearing on the North Bengal flood, *Bulletin of the Geological Survey of India, series B*, 15, 1, 62-69.
- Froehlich W., Starkel L., 1987, Normal and extreme monsoon rains – their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 21, 129-160.
- Froehlich W., 1998, Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r. Konferencja Naukowa 7-9 maja 1998*, 133-144.
- Gil E. and Starkel L., 1979, Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 13, 207-220.
- Gorczyca E., 2004, Przekształcanie stoków fliszowych przez procesy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny), *Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego*, Kraków, 1-101.
- Grela J., Słota H. and Zieliński J., (red.), 1999, *Dorzecze Wisły, monografia powodzi lipiec 1997*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 1-199.
- Klimek K., 1991, Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze Górnej Wisły, cz. 2*, PWN, 231-259.
- Mrozek T., Rączkowski W., Limanówka D., 2000, Recent landslides and triggering climatic conditions in Laskowa and Pleśna regions, *Polish Carpathians, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 34, 89-112.
- Prokop P., 2007, Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 210, 1-161.
- Sarkar S., 2004, Hydro-meteorological study of high intensity rainstorms in the upper Tista basin, [w:] S.Singh, H.S.Sharma, S.K.De (red.) *Geomorphology and Environment*, Kolkata, ACB Publ., 34-53.

- Słupik J., 1981, Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych (role of slope in the formation of runoff in the flysch Carpathians), *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 142, 1-89.
- Soja R., 1977, Deepening of channel in the light of the cross profile analysis, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 11, 127-138.
- Soja R., Starkel L., 2007, Extreme rainfalls in Eastern Himalaya and southern slope of Meghalaya Plateau and their geomorphological impacts, *Geomorphology* 84, 170-180.
- Starkel L., 1960, Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 22, 1-239.
- Starkel L., 1972a, The role of extreme catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills), *Geographia Polonica* 21, 103-147.
- Starkel L., 1972b, The modelling of monsoon areas of India as related to catastrophic rainfalls, *Geographia Polonica* 23, 151-173.
- Starkel L., 1986, Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat), *Czasopismo Geograficzne* 57, 2, 203-213.
- Starkel L., 1996, Present-day formation of the Southern Part of Meghalaya Plateau, *Hill Geographer* 12, 1-2, 13-19.
- Starkel L., 2004, A study of the effects of extreme rainfall of July 1998 in the Darjeeling Himalayas, [w:] S.Singh, H.S.Sharma, S.K.De (red.), *Geomorphology and Environment*, Kolkata, ACB Publ., 28-33.
- Starkel L., 2006, Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 40, 7-19.
- Starkel L., Basu S.R., (red.), 2000, Rains, landslides and floods in the Darjeeling Himalaya, INSA, New Delhi.
- Starkel L., Sarkar S., 2002, Different frequency of threshold rainfalls transforming the margin of Sikkimese and Bhutanese Himalaya, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, 51-67.
- Starkel L., Singh S. (red.), 2004, Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area. Cherrapunji region, India, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 191.
- Starkel L., Sarkar S., Soja R., Prokop P., 2008, Present day evolution of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan Piedmont, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 219.
- Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K., (red.), 2008, Współczesne przemiany rzeźby Polski, *Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich*, Kraków, 1-385.
- Rączkowski W., Mrozek T., 2002, Activity of landslides in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20-th century, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, 91-101.
- Wyźga B., (red.), 2008, Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wyodrębnione aspekty, *Instytut Ochrony Środowiska PAN*.
- Ziętara T., 1968, Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (sum. Role of extreme rainfalls and floods in the modelling of relief of the Beskidy Mts.), *Prace Geograficzne IG PAN* 60, Warszawa.