

Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej
na przyrodę masywu Pilska
red. A. Łajczak, S. Michalik i Z. Witkowski
Studia Naturae (1996) 41: 13–32

Środowisko abiotyczne Pilska ze szczególnym uwzględnieniem obszaru podszczytowego

Abiotic environment of Mt. Pilsko with particular regard to its top

Adam ŁAJCZAK

Abstract: Mt. Pilsko, reaching 1,557 m a.s.l. is next to Babia Góra, the highest massif in the Western Beskidy Mountains, with strongly marked vertical differentiation of all elements of the environment. There are three geoecological zones here: agriculturally used bottoms of valleys and basins, the forest belt and the subalpine belt. The natural values of this mountain are largely determined by abiotic components of the environment, which locally have been transformed by man. In this paper the state of knowledge of the geography of Pilsko is presented, with particular regard to its top. The paper is in large part based on the results of the author's field research.

The morphology of Pilsko is shaped above all by landslides. In the subalpine zone there are periglacial, nival and glacial forms. Four climatic zones are distinguished on Mt. Pilsko; its top is in the range of two belts, cool and very cool. The northern slopes of Pilsko abound in waters. There are large bog springs and bogs, and many springs with abundant flows.

The northern slope of Pilsko, and particularly the environs of Hala Miziowa, are being degraded by hiking and skiing. The area of the slope affected by erosion is increasing.

Key words: cryoplanation terrace, glacial forms, landslide, mesoclimate, water infiltration, Mt. Pilsko, Western Carpathians.

Treść: Pilsko osiągające 1557 m n.p.m. stanowi drugie pod względem wysokości (po Babiej Górze) wzniesienie w Zachodnich Beskidach, gdzie wyraźnie zaznacza się piętrowe zróżnicowanie wszystkich składników środowiska przyrodniczego. Występują tu trzy piętra geoekologiczne: rolniczo użytkowane dna dolin i kotlin, piętro leśne i piętro subalpejskie. Wałory przyrodnicze tej góry są w dużym stopniu określone przez abiotyczne komponenty środowiska, które lokalnie zostały przekształcone przez człowieka. W pracy scharakteryzowano stan wiedzy o środowisku geograficznym Pilska, zwłaszcza obszaru podszczytowego. Praca w dużym stopniu jest oparta na wynikach badań terenowych autora.

Morfologia Pilska jest kształtowana w największym stopniu przez osuwiska. W piętrze subalpejskim występują formy peryglacjalne, niwalne i glacialne. Na Pilsku wyróżniono cztery piętra klimatyczne, obszar podszczytowy występuje w zasięgu dwóch najchłodniejszych pięter: piętra chłodnego i piętra bardzo chłodnego. Północne stoki Pilska cechuje duże nawodnienie. Na tym obszarze występują rozległe młaki i torfowiska, liczne są wydajne źródła.

Północne stoki Pilska, a szczególnie otoczenie Hali Miziowej, podlega degradacji w wyniku oddziaływania turystyki pieszej i narciarstwa. Zwiększa się powierzchnia stoku podlegająca erozji

1. Wprowadzenie

Pilsko osiągające 1557 m npm. jest drugim po Babiej Górze wzniesieniem w Zachodnich Beskidach. Bezwzględna, a także 1100 metrowa względna wysokość góry wywierają wpływ na warunki klimatyczne, od których w dużym stopniu zależą inne abiotyczne komponenty środowiska. Elementem środowiska abiotycznego oddziałującym na stosunki wodne i warunki siedliskowe jest morfologia, na Pilsku uzależniona głównie od budowy geologicznej. Pilsko wyróżnia się w Zachodnich Beskidach (obok Babiej Góry) występowaniem piętra subalpejskiego z interesującymi formami peryglacjalnymi, niwalnymi i glacialnymi.

Mimo wysokich walorów środowiska abiotycznego, a także występowania wielu unikatowych obiektów morfologicznych i hydrograficznych, cechy fizyczno-geograficzne Pilska nie zostały dotąd szczegółowo scharakteryzowane w literaturze naukowej. Istniejące opracowania dotyczą głównie morfologii obszaru (Sawicki 1913, Pawłowski 1933, Sikora, Żytko 1960, Ziętara 1962, Golonka, Wójcik 1976, 1978, Łajczak 1992, Wójcik 1994). Charakterystykę klimatu północnych stoków Pilska przedstawia inne opracowanie autora (Łajczak 1996a).

Celem pracy jest określenie relacji między budową geologiczną, rzeźbą i stosunkami wodnymi północnych stoków Pilska, ze zwróceniem szczególnej uwagi na obszar podszczytowy. Teren szczegółowych badań obejmował północny stok Pilska powyżej Hali Miziowej, znajdujący się na pograniczu piętra leśnego (regiel górny) i piętra subalpejskiego. Pod względem klimatycznym obszar ten leży w zasięgu piętra chłodnego i bardzo chłodnego.

2. Materiały i metody badań

Prezentowane opracowanie w dużej części jest oparte na wynikach badań terenowych, prowadzonych przez autora na tym obszarze od 1988 do 1995 r. We wrześniu 1991 r. metodą szczegółowego kartowania geomorfologicznego w skali 1 : 5000 określono zasięg form terenu, równocześnie przeprowadzono klasyfikację form. Metodą szczegółowego kartowania hydrograficznego w skali 1 : 5000 zaznaczono występowanie zjawisk wodnych, możliwych do skartowania podczas jesiennej nizinności. Jednorazowe pomiary wydajności wypływów wód podziemnych pozwoliły ustalić względne różnice w zasobności wodnej różnych części stoku w okresie niskich stanów wód. Sposób krążenia wód gruntowych określono na podstawie powtarzanych pomiarów wydajności i temperatury wybranych źródeł. Pomiary te wykonywano w 1993 i 1994 r. co około 3 tygodnie, a dodatkowo w wybranych terminach w okresach całodobowych co 3 godz. W tym samym czasie wykonywano pomiary szybkości wsiąkania wody (z zastosowaniem cylindra Burgera) w powierzchniowej 10 cm warstwie gleby w różnych sytuacjach morfologicznych, geologicznych, roślinnych i w miejscach o różnym nasileniu degradacji roślinności i gleby będącej efektem ruchu turystycznego. Równocześnie wykonano pomiary ciężaru objętościowego gleby (z zastosowaniem cylindrów Kopecky'ego) z powierzchniowo-

wej 10 cm warstwy, a w niektórych sytuacjach z kolejnych 10 cm przedziałów głębokości (do głębokości 1 m). Zanalizowano ciężar objętościowy gleby w stanie naturalnym - D_1 oraz ciężar objętościowy "na sucho" - D_2 .

3. Wyniki

3.1. Ukształtowanie obszaru

Badany obszar (ryc. 1) budują utwory fliszowe wieku górnokredowego i paleogeńskiego należące do serii magurskiej (Sikora, Żytko 1960, Golonka, Wójcik 1976, 1978). Są to: warstwy ropianieckie "inoceramowe", łupki pstre "z Cebuli", piaskowce "ze Szczawiny", piaskowce pasierbieckie, łupki pstre, piaskowce hieroglifowe, piaskowiec magurski. Górna część północnych stoków Pilska ma budowę monoklinalną. Wierzchowina grzbietowa i grzbiet boczny Turni-Soliska są zbudowane z piaskowca magurskiego o upadzie warstw 15–30° na E i SE. Grube kompleksy odpornych na wietrzenie piaskowców są podścielone przez mniej odporne warstwy hieroglifowe i mało odporne łupki (ryc. 2).

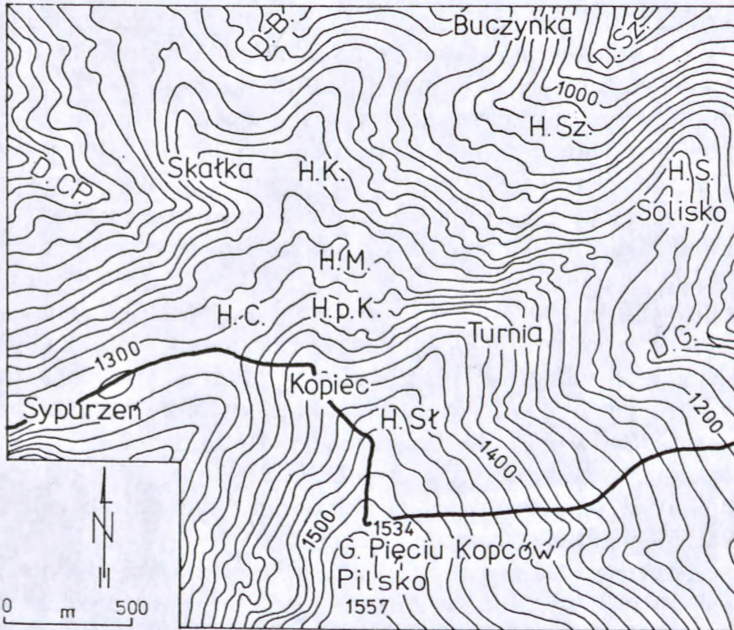
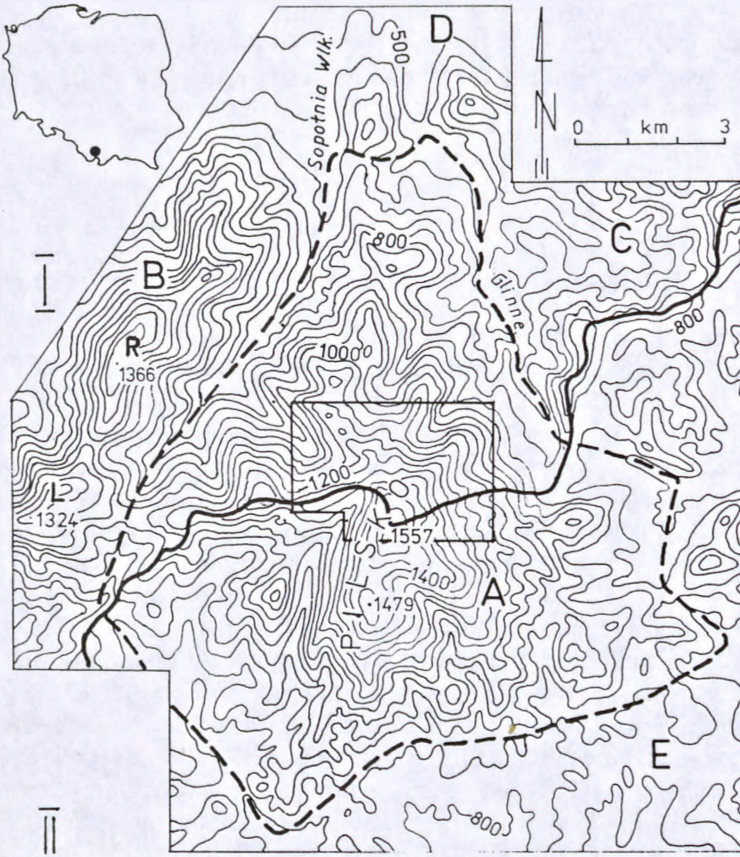
Rzeźba Pilska odzwierciedla zróżnicowaną odporność podłoża, co wyraża się inwersyjnym charakterem niektórych grzbietów, a w przypadku grzbietów monoklinalnych wyraźnym asymetrycznym przekrojem poprzecznym (Klimaszewski 1947, 1948, 1952, Starkel 1969, 1972, 1983, Malarz 1983, Łajczak 1992). Grzbiety boczne Pilska wyznaczają najstarszą powierzchnię zrównania (poziom beskidzki), która w badanym obszarze znajduje się na wysokości 1100–1350 m npm. Ponad tę powierzchnię wznosi się tylko partia szczytowa Pilska, uformowana w postaci twardestwostwa ostańca (Baumgart-Kotarba 1974). Również ta najwyższa część Pilska stanowi grzbiet monoklinalny, którego urwiste stoki zachodni i północny mają charakter kuesty (Łajczak 1992).

W obrębie badanego stoku Pilska wyróżniono następujące formy terenu o dużym zasięgu występowania, uwarunkowane strukturą podłoża (Łajczak 1992):

1. Wierzchowina grzbietowa obrzeżona wypukłym załomem morfologicznym. Nachylenia w obrębie wierzchowiny na ogół nie przekraczają 15°. Obszar jest zbudowany z monoklinalnie zapadających warstw piaskowca magurskiego. Wierzchowina sąsiaduje ze stokami o różnym nachyleniu: od zachodu z urwistym stokiem, a od wschodu ze stokiem łagodnie nachylonym, którego nachylenie jest zbliżone do upadu warstw piaskowca magurskiego.

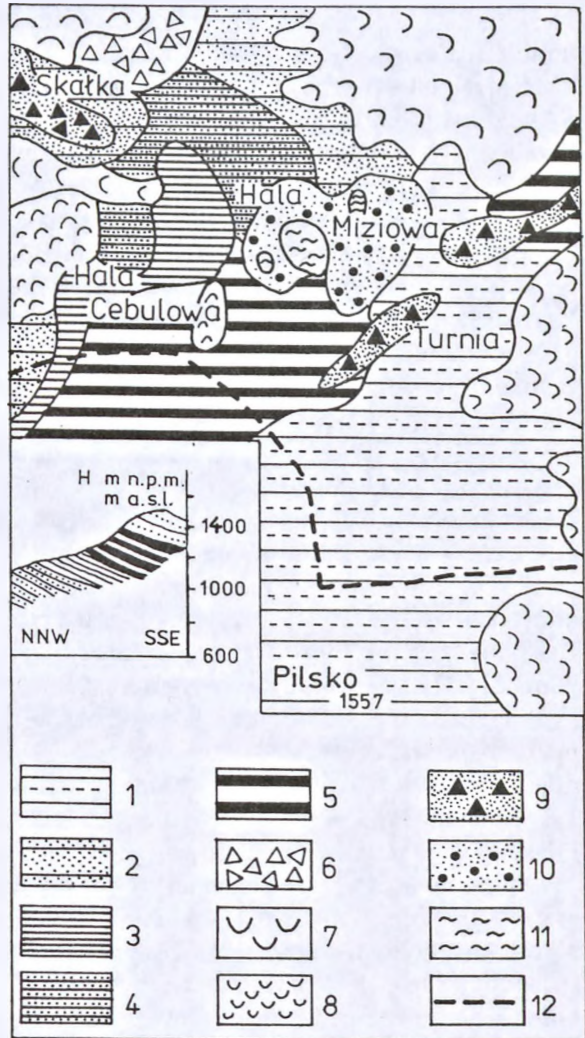
2. Monoklinalny grzbiet boczny łączący się z wierzchowiną grzbietową w rejonie Hali Słowikowej (około 1480 m npm.). Grzbiet, wyznaczony w kierunku NE przez kulminacje Turni i Soliska, dominuje nad Halą Miziową i doliną Szczyrboka. Stoki grzbietu eksponowane w kierunku N i NW mają charakter kuesty. Górą ich część, o nachyleniu 30–50°, tworzą czoła warstw piaskowca magurskiego. Dolna, łagodniej nachylona część stoku (do 20°) jest zbudowana z warstw hieroglifowych i łupków. Stoki grzbietu eksponowane w kierunku SE mają charakter penstrukturalny i zbudowane są z piaskowca magurskiego. Nachylenie tych stoków nie przekracza 25°.

3. Szerokie spłaszczenie stokowe o charakterze półki strukturalnej, położone na wysokości 1240–1320 m npm. Spłaszczenie to, założone na wychodniach mało odpornych warstw skalnych (piaskowce hieroglifowe, łupki pstre, piaskowce pasierbiec-



Ryc. 2. Budowa geologiczna północnego stoku obszaru podszczytowego Piłska (wg. Sikory i Żytki 1960 oraz Golonki i Wójcika 1978). 1 – piaskowiec magurski, 2 – piaskowce "ze Szczawiny", 3 – łupki pstre, 4 – warstwy ropianieckie "inoceramowe", 5 – warstwy hieroglifowe, 6 – utwory rumowiskowe koluwalne, 7 – utwory rumoszo-gliniaste koluwalne, 8 – utwory rumoszo-gliniaste starsze, 9 – gołoborza "zamarle" – utwory gruzowe zagłębione, 10 – glina morenowa, 11 – osady organiczne, 12 – granica państwa.

Fig. 2. Geological structure of the northern part of the top of Piłsko (after Sikora, Żytka 1960 and Golonka, Wójcik 1978). 1 – Magura Sandstone, 2 – Szczawina Sandstone, 3 – Shales Variegated, 4 – Ropianka Beds, 5 – Hieroglyphic Beds, 6 – rubble colluvia, 7 – rubble-loamy colluvia, 8 – rubble-loamy debris (older), 9 – non-active boulder fields, 10 – moraine clay, 11 – organic sediments, 12 – state boundary.



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań. I – mapa hipsometryczna Piłska. A – Piłsko, B – pasmo Lipowskiej-Romanki (L – Lipowska, R – Romanka), C – grupa górská Babiej Góry, D – Kotłina Jeleśni, E – Kotłina Mutnego. Liniją przerywaną zaznaczono granicę Piłska, a liniją ciągłą Europejski Dział Wodny. II – mapa hipsometryczna północnej części obszaru podszczytowego Piłska. H.M. – Hala Miziowa, H.C. – Hala Cebulowa, H.p.K. – Hala pod Kopcem, H.St. – Słowikowa, H.S. – Hala Solisko, H.K. – Hala Kamieniańska, H.Sz. – Hala Szczawina, D.CP. – Dolina Cebulowego Potoku, D.B. – Dolina Buczynki, D.Sz. – Dolina Szczyrboka, D.G. – Dolina Glinnej.

Fig. 1. Location of the study area. I – hipsometric map of Piłsko: A – Piłsko, B – Lipowska-Romanka Range (L – Lipowska, R – Romanka), C – group of Babia Góra, D – Jeleśnia Basin, E – Mutne Basin. Boundary of Piłsko was marked with a broken line, and European Watershed with solid line. II – Hipsometric map of the northern part of the top of Piłsko: H.M. – Hala Miziowa, H.C. – Hala Cebulowa, H.p.K. – Hala pod Kopcem, H.St. – Hala Słowikowa, H.S. – Hala Solisko, H.K. – Hala Kamieniańska, H.Sz. – Hala Szczawina, D.CP. – Dolina Cebulowego Potoku, D.B. – Dolina Buczynki, D.Sz. – Dolina Szczyrboka, D.G. – Dolina Glinnej.

kie), stanowi bazę denudacyjną dla wyżej wzniesionej kuesty Turni; jednocześnie stanowi miejsce depozycji materiału przemieszczanego po stoku.

Poniżej spłaszczenia stokowego zaznaczają się trzy grzbiety boczne. Tylko grzbiety Sypurzenia i Skalki są monoklinalne. W obrębie urwistych stoków tych grzbietów, wykształconych w postaci kuesty, występują liczne formy skałkowe (Alexandrowicz, Denisiuk 1991, Łajczak 1992). Trzeci z grzbietów bocznych, odchodzący od spłaszczenia stokowego w kierunku NE (grzbiet Buczynki), ma mało nachylone stoki, na ogół bez form skałkowych. Ukształtowanie grzbietu Buczynki zadecydowało o lokalizacji w tej właśnie części Pilska większości wyciągów zaczepowych i tras zjazdowych, łączących Korbielów z Halą Miziową.

W obrębie północnego skłonu Pilska występują trzy głębokie doliny: Cebulowego Potoku, Buczynki i Szczyrboka (zwanej też doliną Kamiennej), o głębokości osiągającej 300–400 m. Zamknięcia dolin wraz z rozległymi lejami źródłowymi głęboko wnikają w masyw Pilska. Wyraźny wypukły załom morfologiczny oddziela je od wysoko wzniesionego spłaszczenia stokowego. Niektóre z wyciągów zaczepowych i tras zjazdowych zlokalizowano w leju źródłowym i na stokach doliny Szczyrboka. Szczegółową lokalizację wyciągów i tras zjazdowych na północnych stokach Pilska przedstawia rycina 3.

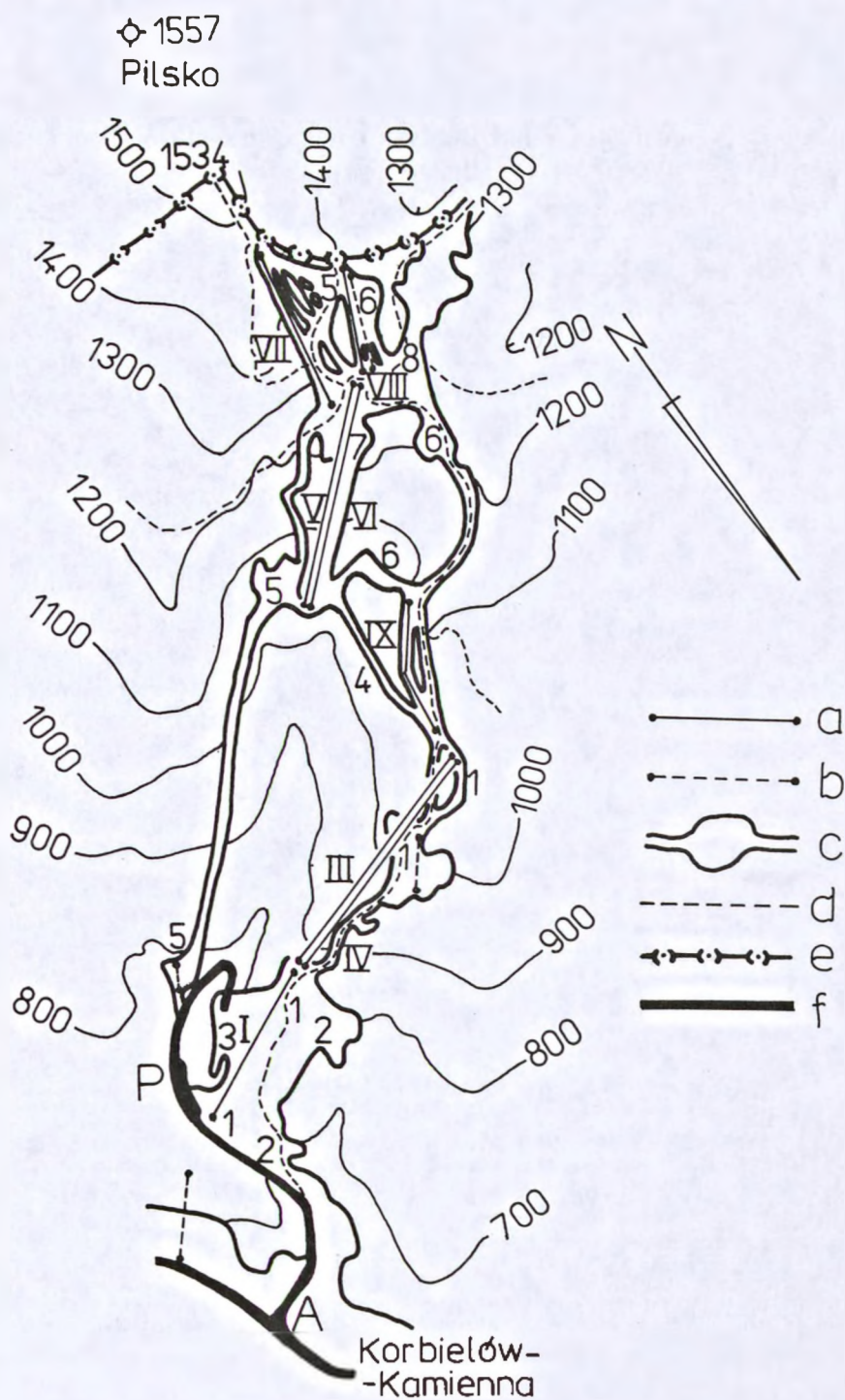
W obrębie wymienionych form terenu wyodrębniono szereg niewielkich powierzchniowo i zróżnicowanych genetycznie form, typowych dla piętra leśnego i subalpejskiego Beskidów (ryc. 4). Liczne występowanie tych form zaznacza się na niewielkim obszarze pomiędzy Halą Miziową a szczytem Pilska.

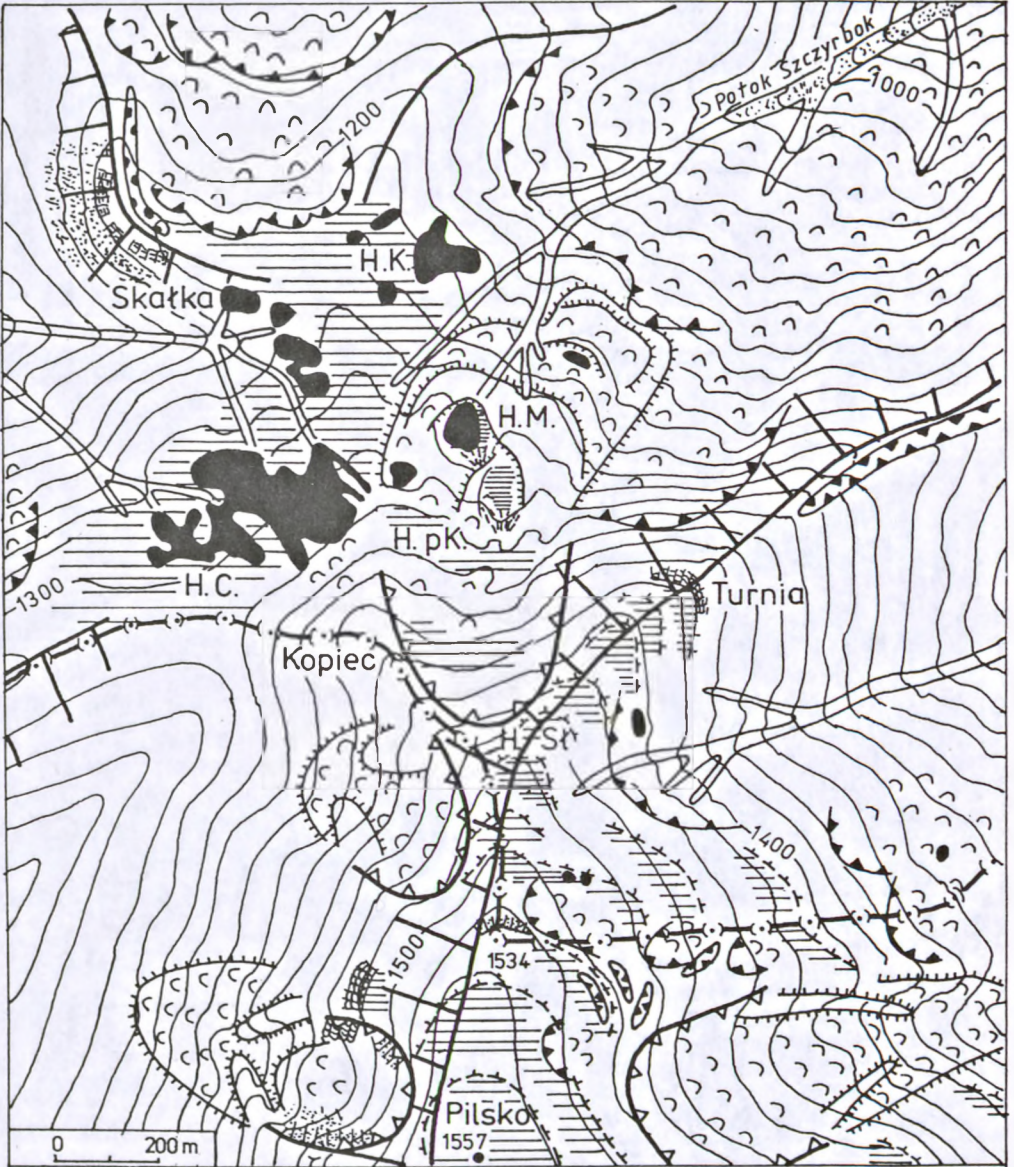
Wierzchowina grzbietowa Pilska wyróżnia się występowaniem spłaszczeń strukturalnych, mających często cechy teras krioplanacyjnych. Formy te, występujące także pomiędzy Halą Słowikową i Turnią, są – w porównaniu z Babią Górą (Baumgart-Kotarba 1974, Ziętara 1989) – mniej czytelne w terenie. Terasy krioplanacyjne na wierzchowinie Pilska ulegają transformacji głównie w wyniku ruchów masowych (Łajczak 1992).

Obszar podszczytowy Pilska jest w dużym stopniu modelowany przez osuwiska. Ruchy masowe rozczłonkują stoki i modelują leje źródłowe. Dna dolin, wyścielone grubą warstwą koluwiów, odznaczają się niewyrównanym profilem podłużnym. Osuwiska strukturalne są głębsze na stokach typu kuesty niż na stokach penstrukturalnych. Strome i niekiedy skaliste nisze osuwiskowe występują na urwistych stokach sąsiadujących od zachodu i północy z obszarem podszczytowym. U ich podstawy występują zrotowane i rozczłonkowane pakiety, które niżej – jako gruzowo-gliniaste koluwia – ulegają wtórnym przesunięciom. Osuwiska na penstrukturalnych stokach Pilska mają charakter płyt-

Ryc. 3. Lokalizacja wyciągów zaczepowych (a, b) i tras zjazdowych (c) na północnym stoku Pilska. a – wyciągi należące do Gliwickiej Agencji Turystycznej, b – inne wyciągi, c – znakowane trasy zjazdowe biegnące w przecinkach leśnych i przez polany. Wyciągi należące do GAT oznaczono cyframi rzymskimi, trasy zjazdowe oznaczono cyframi arabskimi. d – znakowane szlaki turystyczne, e – granica państwa, f – drogi asfaltowe. A – pętla autobusowa, P – parking samochodowy.

Fig. 3. Location of ski lifts (a, b) and ski trails (c) on the northern slope of Pilsko. a – ski lifts belonging to the Gliwice Tourist Agency (GAT), b – other ski lifts, c – marked ski trails running through the corridors in forest and glades. Ski lifts belonging to GAT were marked with Roman numbers, and ski trails with Arabian numerals; d – marked tourist trails, e – state boundary, f – asphalt roads, A – terminal bus stop, P – parking.





		1		5		9		13
		2		6		10		14
		3		7		11		15
		4		8		12		16

kich, skalnych osuwisk ześlizgowych. Wzdłuż osi niektórych grzbietów bocznych, a także na wierzchołwie grzbietowej często spotykanymi formami są rowy grzbietowe, lokalnie wykształcone w postaci skalnych rowów rozpadlinowych. Formy osuwiskowe były modelowane wieloetapowo. Według Sikory i Żytki (1960), w leju źródłowym Kamienego Potoku (Szczyrboka) w pliocenie powstało duże osuwisko, którego nisza uległa później glacialnej transformacji. Płytkie osuwiska zwietrzelinowe, na ogół niewielkich rozmiarów, występują lokalnie, najczęściej na zboczach dolin.

Problem występowania utworów i form glacialnych na Pilsku nadal wzbudza dyskusje wśród geomorfologów i geologów. Glacialną interpretację niektórych form w obszarze podszczytowym Pilska jako pierwsi podali Sawicki (1913) i Pawłowski (1933). Badania Sikory i Żytki (1960) potwierdziły występowanie gliny morenowej na Hali Miziowej. Potwierdza to mapa geologiczna tego obszaru (Golonka, Wójcik 1976, 1978). Glacialną genezę form z rejonu Hali Miziowej zakwestionował Ziętara (1962). Według tego autora, wszystkie nisze i towarzyszące wały są pochodzenia osuwiskowego. Klimaszewski (1980) i Starkel (1983) uważają, że geneza niektórych nisz w obszarze podszczytowym Pilska (podobnie jak na Babiej Górze) jest złożona. Uważają oni za prawdopodobne glacialne lub niwalne przemodelowanie starszych nisz osuwiskowych, których część ma plioceńskie założenia. Do tej koncepcji skłania się również autor (Łajczak 1992). W ostatnio opublikowanej pracy Wójcik (1994) udowadnia glacialną genezę utworów i form z rejonu Hali Miziowej. Zagłębienia wewnątrz wałów na Hali Miziowej były początkowo wypełnione wodą. Największe zagłębienia w centralnej części hali uległy zasypaniu materiałem transportowanym przez potoki. Częściowe przepiłowanie wałów przez potoki spowodowało ostateczne spłynięcie jezior. Dalsza ewolucja mis pojeziornych polega na wypełnianiu torfem. Tylko w największym zagłębieniu wykształciło się rozległe torfowisko typu wysokiego. Miąższość torfu osiąga tutaj 4 m. Potoki spływające do tego torfowiska usypują miniaturowe stożki napływowe. Większą powierzchnię od torfowisk zajmują młaki, które występują głównie na spłaszczeniach stokowych o podłożu łupkowym, gdzie nie ma miększej pokrywy gruzowo-gliniastej. Młaki i torfowiska typu niskiego największą powierzchnię zajmują na Hali Cebulowej i Hali Kamieniańskiej.

Ryc. 4. Szkic morfologiczny północnego stoku obszaru podszczytowego Pilska; 1 – grzbiety monoklinalne (a – stoki typu kuesty, b – stoki penstrukturalne), 2 – grzbiety bez wyraźnego związku ze strukturą podłoża, 3 – spłaszczenia strukturalne stoku, 4 – spłaszczenia grzbietowe i stokowe mające cechy teras krioplanacyjnych (a – zasięgi teras, b – stoki skaliste, c – płaska część teras), 5 – nisze osuwiskowe ze ściankami skalnymi, 6 – rowy rozpadlinowe, 7 – jezory koluwialne, 8 – rozległe nisze o złożonej genezie, interpretowane także jako nisze glacialne lub niwalne, 9 – wały morenowe (a), maksymalny zasięg utworów morenowych (b), 10 – pokrywy blokowe, 11 – dolinki wciosowe, 12 – równiny akumulacji jeziornej, 13 – torfowiska i młaki, 14 – stożki napływowe, 15 – dna dolin wyszczelone aluwiami, 16 – granica państwa.

Fig. 4. Morphological sketch of the northern part of the top of Pilsko. 1 – monoclinal ridges (a – slope of kuesta type, b – penstructural slopes), 2 – ridges showing no connection with the structure of substratum, 3 – structural slope flattening, 4 – ridge and slope flats of a character of cryoplanation terraces (a – ranges of terraces, b – rocky slopes, c – flat part of terraces), 5 – landslide niches with rocky walls, 6 – rifts, 7 – colluvial tongues, 8 – vast niches of a complicated genesis, interpreted also as glacial, or nival niches, 9 – moraine ramparts (a), maximum range of morainic formations (b), 10 – boulder fields, 11 – incised valleys, 12 – lake accumulation plain, 13 – bogs and bog-springs, 14 – alluvial cones, 15 – valley bottoms covered with alluvia, 16 – state boundary.

3.2. Wybrane cechy mezoklimatu północnego stoku Pilska

Na Pilsku wyróżniono cztery piętra klimatyczne, których wysokościowy zasięg wyznaczają ustalone wartości średniej temperatury i do których nawiązują piętra roślinne (Hess 1965):

- piętro umiarkowanie ciepłe (lasy pogórskie), śr. temp. roku: 8–6°C, do wys. 620 m npm.,
- piętro umiarkowanie chłodne (regiel dolny), śr. temp. roku: 6–4°C, do wys. 1050 m npm.,
- piętro chłodne (regiel góry), śr. temp. roku: 4–2°C, do wys. 1380 m npm.,
- piętro bardzo chłodne (kosodrzewina), śr. temp. roku: 2–0°C, obszar podszczytowy (do wys. 1557 m npm.)

Warunki klimatyczne Pilska są również określone przez skrajnie zachodnie położenie tego wysokiego obszaru górskiego w łuku górskim Karpat, a także przez położenie blisko brzegu gór. Decyduje to o dużym zachmurzeniu i wyjątkowo dużej liczbie dni z mgłą w roku. Pilsko spełnia rolę bariery orograficznej, różnicującej przestrzennie sumy opadu, które rosną z wysokością npm. osiągając 1300 mm w rejonie Hali Miziowej. Cały północny stok odznacza się nadmiarem opadów w stosunku do parowania, współczynnik wilgoci rośnie od 2,5 u podnóży Pilska do ponad 6,0 w obszarze podszczytowym. Opady koncentrują się w okresie letnim (czerwiec–sierpień), na który przypada nawet 45% sumy rocznej. Okres od maja do sierpnia charakteryzują częste ulewy (głównie w czerwcu i lipcu), niekiedy w połączeniu z gradobiciami.

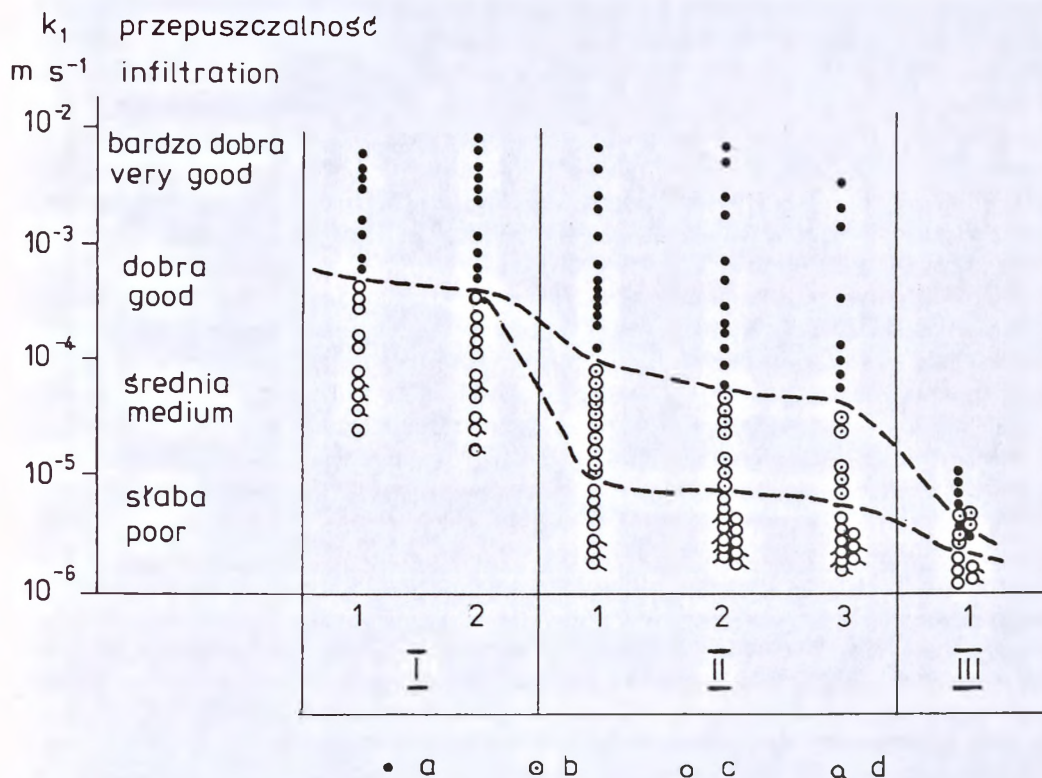
W piętrze subalpejskim Pilska najczęstsze są wiatry z sektora S–W. Wiatry te, szczególnie zimną, osiągają największe prędkości. Ze wzrostem wysokości bezwzględnej szybko zwiększa się liczba dni z wiatrem silnym (10–15 m/s) i bardzo silnym (>15 m/s). Wartości te wynoszą odpowiednio na Hali Miziowej 40 i 8 dni, a w rejonie szczytu aż 90 i 30. Wiatry fenowe na wierzchowinie grzbietowej w porywach często przekraczają 50 m/s (Łajczak 1996a).

Średnie roczne temperatury powietrza decydują o czasie trwania pór roku i podstawowych okresów termicznych (Obrębska-Starkłowa 1983, Leśniak, Obrębska-Starkłowa 1983). Na północnych stokach Pilska łączny czas trwania pór roku należących do bezziemia skraca się ze wzrostem wysokości npm. od 9 miesięcy u podnóży do 7,5 miesiąca na Hali Miziowej i do 6,5 miesiąca na szczycie. Lato termiczne trwa u podnóży 2,5 miesiąca i zanika na wysokości około 900 m npm. Szczyt Pilska znajduje się nawet poza zasięgiem termicznego przedlecia i polecia, które na Hali Miziowej trwają łącznie nieco ponad 2 miesiące. Ze wzrostem wysokości npm. wydłuża się czas trwania zimy termicznej od 3 miesięcy u podnóży do prawie 5 miesięcy na Hali Miziowej i prawie 6 miesięcy na szczycie. Zima surowa pojawia się dopiero powyżej 900 m npm. i trwa średnio 1,5 miesiąca na Hali Miziowej oraz ponad 2 miesiące na szczycie.

Z termicznymi porami roku jest związany czas trwania podstawowych okresów termicznych. Okres wegetacyjny (śr. temp. dob. >5°C) trwa u podnóży Pilska nieco ponad 7 miesięcy, na Hali Miziowej już tylko 5 miesięcy, a na szczycie 4 miesiące. Czas trwania okresu aktywnego rozwoju roślin, kiedy średnia temperatura dobową przekracza 10°C, maleje od ponad 5 miesięcy u podnóży do nieco ponad 2 miesiące na Hali Miziowej. Powyżej 1500 m npm. średnia temperatura dobową jest już niższa od 10°C. Okres ten jest równoznaczny z okresem ogólnorekreacyjnym, kiedy zalecana jest górska turystyka kwalifikowana oraz kąpiele słoneczne.

3.3. Niektóre właściwości wodne i mechaniczne gleb

Gleby w obrębie badanego obszaru odznaczają się dużym zróżnicowaniem przepuszczalności, uzależnionej od uziarnienia materiału glebowego, pokrywy roślinnej i sposobu użytkowania terenu. Przyjmując kryteria podane przez Pazdrę (1977), gleby te cechuje przepuszczalność w zakresie od "bardzo dobrej" do "słabej" (ryc. 5). Silnie szkieletowe gleby utworzone na piaskowcu, bez względu na nachylenia i rodzaj pokrywy roślinnej, cechuje przepuszczalność z zakresu "bardzo dobra – dobra" (poza ścieżkami turystycznymi). Na ścieżkach przepuszczalność gleb obniża się do poziomu "dobra – średnia". W tym samym zakresie mieści się przepuszczalność gleb w miejscach, gdzie często zachodzi akumulacja (namywanie) gleby. Pylasto-piaszczyste gleby rozwinięte na podłożu warstw hieroglifowych, a więc w obrębie rozległej niszy nad Hałą Miziową, w terenie zalesionym, również cechują się przepuszczalnością z zakresu "bardzo dobra – dobra". W miejscach wylesionych (Hała pod Kopcem, przecinki) przepuszczalność tych



Ryc. 5. Klasy przepuszczalności gleb na obszarze północnego stoku Pilska. Gleby utworzone na: I – piaskowcu magurskim, II – warstwach hieroglifowych, III – pstrych łupkach. Formy terenu: 1 – spłaszczenia stokowe, 2 – strome stoki, 3 – zagłębienia. Pokrycie terenu: a – kosodrzewina, bór górnonieglowy, b – polany, c – odcinki ścieżek turystycznych z rynnami erozyjnymi, d – odcinki ścieżek z namywaną glebą.

Fig. 5. Classes of soil permeability on the northern slope of Pilsko. Soils originated on: I – Magura Sandstone, II – Hieroglyphic Beds, III – Shales Variegated. Forms of area: 1 – slope flattenings, 2 – steep slopes, 3 – hollows. Land cover forms: a – dwarf pine thicket, spruce forest, b – glades, c – fragments of tourist trails with erosion gullies, d – fragments of paths with deposited soil.

gleb obniża się do poziomu "średnia", a na ścieżkach do poziomu "słaba". W tym samym zakresie mieści się przepuszczalność gleb utworzonych na pstrych łupkach w rejonie Hali Cebulowej i Hali Kamieniańskiej, nie tylko w miejscach wydeptywanych ale i w lesie świerkowym.

Zmiany właściwości wodnych gleb spowodowane wylesieniem znacznych obszarów (utworzenie polan, przecinki pod trasy zjazdowe i wyciągi) znalazły wyraz w zmniejszeniu współczynnika infiltracji, średnio o jeden rząd wielkości. Intensywne ugniatanie przypowierzchniowej warstwy gleby na ścieżkach turystycznych spowodowało jeszcze większe zmniejszenie współczynnika infiltracji – o dalsze 1–2 rzędy wielkości w glebach bardziej szkieletowych i aż o 3 rzędy wielkości w glebach gliniastych. Wydeptywanie gleby utworzonej na pstrych łupkach (czerwona glina) nie pogarsza istotnie jej i tak bardzo niekorzystnych właściwości infiltracyjnych.

Ciężar objętościowy (D_1 – w stanie naturalnym) przypowierzchniowej 10 cm warstwy gleby w zwartym drzewostanie świerkowym i w kosodrzewinie wzrasta przeciętnie od około $0,6 \text{ g/cm}^3$, a w skrajnych wypadkach nawet od $0,2 \text{ g/cm}^3$ w glebach silnie szkieletowych utworzonych na piaskowcu magurskim, do $0,9\text{--}1,1 \text{ g/cm}^3$ w przypadku gleb pylastych na warstwach hieroglifowych i łupkach. Wartość D_1 gleb w obrębie polan, ale poza ścieżkami turystycznymi, jest przeciętnie o $0,5 \text{ g/cm}^3$ większa. Ciężar objętościowy D_1 10 cm wierzchniej warstwy gleby z silnie wydeptywanej strefy ścieżek wzrasta już do wartości $1,3\text{--}1,6 \text{ g/cm}^3$ w części stoku zbudowanej z piaskowca magurskiego i do $1,4\text{--}1,8 \text{ g/cm}^3$ w części stoku o podłożu łupkowym. Podobne zróżnicowanie przedstawiają wartości D_2 , które we wszystkich przypadkach są mniejsze od wielkości D_1 średnio o około $0,4 \text{ g/cm}^3$.

Gleby leśne znajdujące się poza zasięgiem wydeptywania charakteryzuje niewielki ciężar objętościowy, około dwukrotnie mniejszy niż gleby na obszarze polan. Znaczne zwiększenie ciężaru objętościowego gleby, powstałe w wyniku likwidacji próżni glebowych pochodzenia organicznego, stwierdzono w wierzchniej intensywnie ugniatanej warstwie gleby w osiowej części ścieżek, które jeszcze nie uległy dużemu pogłębieniu w wyniku rozwoju rynien erozyjnych. Największe zwiększenie D_1 i D_2 , nawet znacznie ponad 50% w stosunku do wartości z obszarów niewydeptywanych, stwierdzono w glebach pylastych w obrębie ścieżek. Gleby silnie szkieletowe są z kolei bardziej odporne na ugniatanie w wyniku wydeptywania.

Ciężar objętościowy gleby D_1 w obszarach znajdujących się poza zasięgiem wydeptywania (las świerkowy, kosodrzewina, polany) wzrasta z głębokością profilu glebowego i już na głębokości 10–20 cm osiąga wartość maksymalną, typową dla danego środowiska. W głębszych glebach pylastych począwszy od głębokości 20–30 cm ciężar objętościowy gleby D_1 jest już na ogół wyrównany i osiąga przeciętną wartość $1,4\text{--}1,7 \text{ g/cm}^3$. Im większa głębokość profilu glebowego, tym mniejszym przestrzennym zróżnicowaniem wartości D_1 cechują się gleby, pomimo różnego ich składu granulometrycznego.

Wierzchnia warstwa gleby w obrębie ścieżek turystycznych, poddawana permanentnemu wydeptywaniu i ugniataniu, cechuje się zwiększonym ciężarem objętościowym. Ten wzrost wielkości D_1 i D_2 w glebach silnie szkieletowych zaznacza się tylko do głębokości 10 cm, a w glebach pylastych, pozbawionych dużej ilości szkieletu glebowego, nawet do głębokości 20 cm. Sytuacja taka prowadzi do odwrócenia naturalnego głębokościowego rozkładu gęstości gleby. Przypowierzchniową, mocno związłą warstwę gleby cechuje nawet brak żywych korzeni. Zwiększenie ciężaru objętościowego gleby po-

nad $1,35 \text{ g/cm}^3$ uniemożliwia kiełkowanie nasion i rozwój roślin (Hildebrand 1983). Ta krytyczna wielkość ciężaru objętościowego gleby została już, niestety, przekroczona w wielu odcinkach ścieżek. Skutkiem tego stanu rzeczy jest postępująca degradacja stref stoku pokrytych ścieżkami turystycznymi, a szczególnie – pogłębianie rynien erozyjnych (Łajczak 1996c).

Ustalone wartości współczynnika infiltracji “k” oraz ciężaru objętościowego gleb D_1 we wszystkich analizowanych sytuacjach terenowych wykazują odwrotnie proporcjonalną zależność. Oznacza to, że likwidacja próżni glebowych (organicznego pochodzenia) w wyniku ugniatania wierzchniej warstwy gleby zmniejsza szybkość wsiąkania wody. Ciężar objętościowy stanowi więc dobry wskaźnik zastępczy, charakteryzujący zdolności infiltracyjne gleb podlegających degradacji w wyniku działalności człowieka w środowisku górskim.

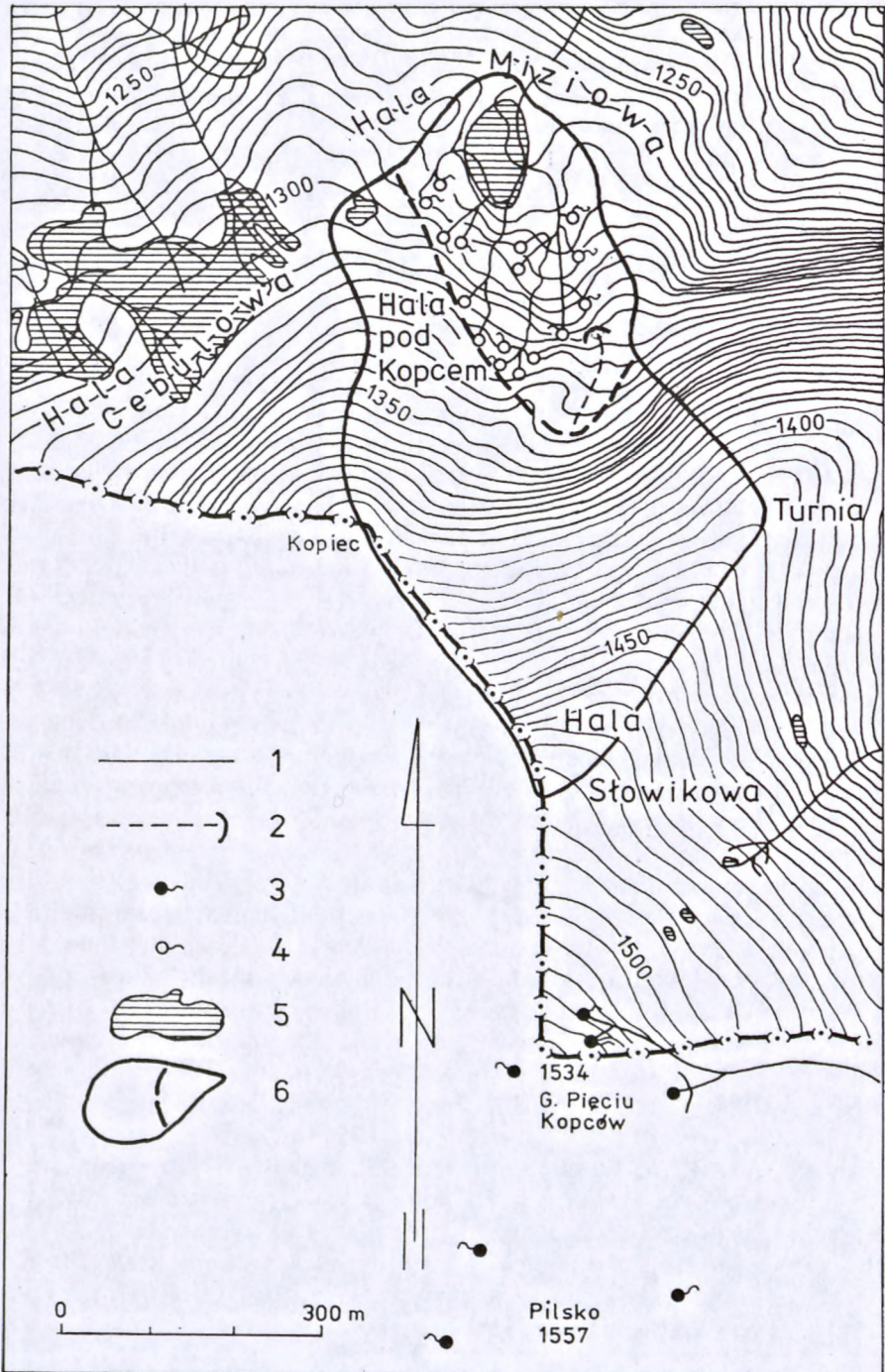
3.4. Hydrograficzna charakterystyka obszaru

Zmniejszenie zdolności infiltracyjnych gleb na skutek wylesienia dużych obszarów i degradacji stoku pod wpływem turystyki wskazuje, że zwiększyło się ryzyko wystąpienia spływu powierzchniowego. W zalesionych obszarach Pilska, szczególnie w miejscach występowania naturalnej szaty roślinnej, spływ powierzchniowy zachodzi sporadycznie i osiąga minimalne rozmiary. Dowodzą tego obserwacje po kilku letnich ulewach. Na ścieżkach turystycznych z długimi rynnami erozyjnymi spływ powierzchniowy formuje się natychmiast po rozpoczęciu opadów deszczu o dużej intensywności, a podczas opadów burzowych osiąga bardzo duże rozmiary. Maksymalne zmierzone przepływy w rynnach erozyjnych powyżej Hali Miziowej osiągnęły w takich warunkach 20 l/s.

Zmniejszenie szybkości wsiąkania wody i wzrost rozmiarów spływu powierzchniowego wywołało lokalne zmniejszenie retencji gruntowej. Zwiększyło się zagrożenie erozyjne w obszarach poddanych presji turystycznej. Tylko część wody spływającej w rynnach erozyjnych dociera do potoków, powodując bardzo szybki wzrost ich zmacania. Pozostała część wody po spłynięciu na obszary zadarnione czy w głąb lasu, wsiąka w podłoże.

Pomimo lokalnie znacznie zmniejszonych zdolności infiltracyjnych gleb, badany obszar cechują sprzyjające warunki dla głębokiej retencji wody, przede wszystkim w piaskowcu magurskim i w miększych pokrywach stokowych. Głębokie krążenie wody jest uwarunkowane szybką jej infiltracją w lesie, kosodrzewinie i na polanach oraz drenującą rolą szczelin osuwiskowych. Rozmieszczenie źródeł w rejonie Hali Miziowej wskazuje, iż woda gruntowa wypływa na powierzchnię na wkładkach łupków, które stanowią warstwy wodoszczelne. Obszar podszczytowy jest prawie pozbawiony źródeł i potoków. Otoczenie Hali Miziowej cechuje się natomiast dużą liczbą źródeł, tu też formuje się sieć strumieni i potoków (ryc. 6).

Spłaszczenie stokowe, na którym występuje Hala Miziowa, Hala Cebulowa i Hala Kamieniańska, a także przylegająca strefa stromego stoku (przedział wysokości 1250–1350 m n.p.m.), stanowią tę część Pilska, gdzie występuje duże zagęszczenie zjawisk wodnych. Pod względem liczby źródeł i ich łącznej wydajności podczas jesiennej nizinówki, obszar ten ustępuje niższemu piętru hipsograficznemu (1100–1250 m n.p.m.), gdzie sumaryczna wydajność źródeł jest dwukrotnie większa (Łajczak 1992).



Jedną z cech wyróżniających wysoko wzniesioną część Pilska są liczne młaki i torfowiska, których największa liczba występuje na spłaszczeniach stokowych między Halą Cudzychową a Halą Miziową. Słabo przepuszczalne podłoże sprzyja długotrwałej powierzchniowej retencji wód wypływających z licznych źródeł na kontakcie łupków i nadległych piaskowców. W miejscach podmokłych w tej strefie wysokościowej Pilska dominują rozległe młaki, towarzyszące źródłom i strumieniom. Na szerokim spłaszczeniu stokowym między Halą Cebulową, Halą Kamieniańską i Halą Miziową młaki i torfowiska zajmują powierzchnię 5,5 ha, co stanowi 20% powierzchni tego spłaszczenia stokowego (Łajczak 1992).

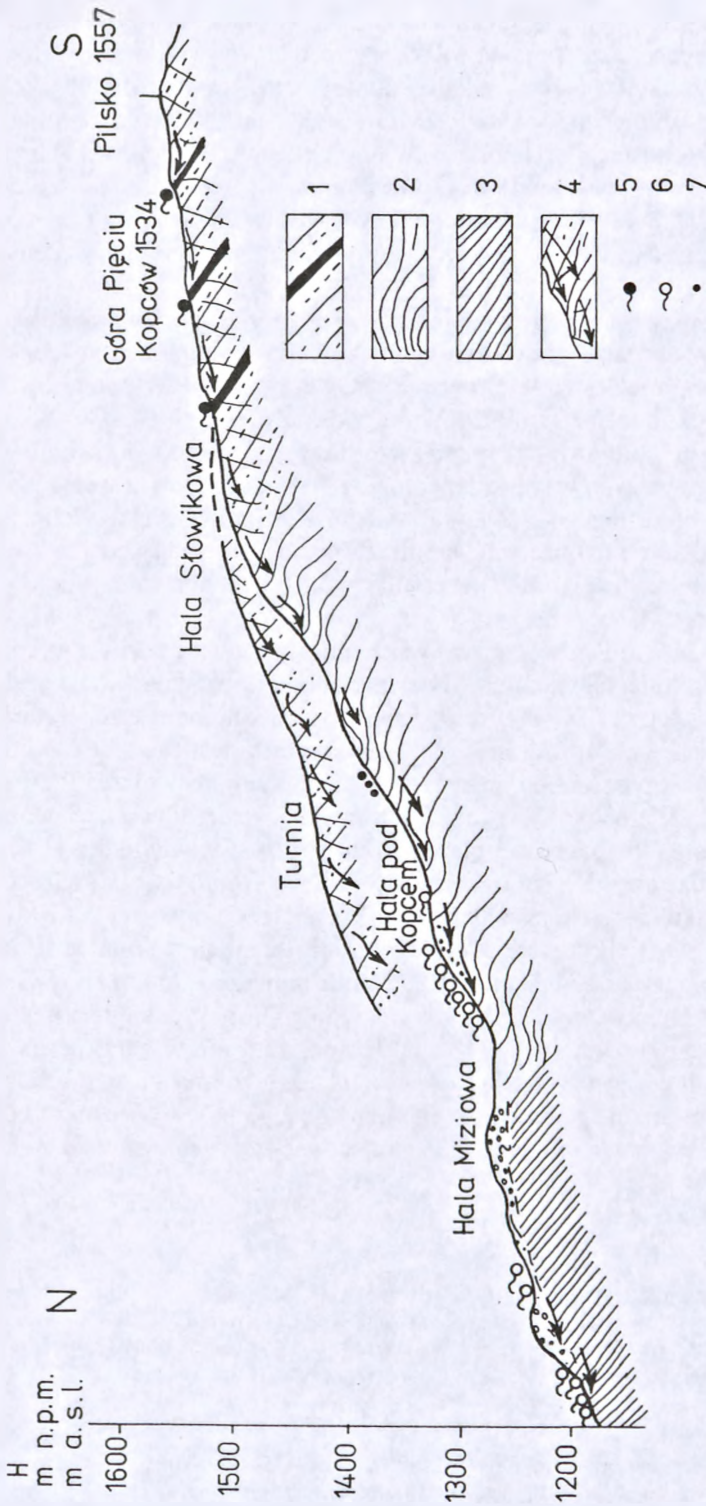
Rozmieszczenie źródeł oraz zmiany ich wydajności i cechy termiki odzwierciedlają krążenie wód gruntowych w obszarze podszczytowym Pilska. Niewielka liczba źródeł na wierzchołwie grzbietowej i ich brak w górnej i środkowej części niszy ponad Halą Miziową, wskazują na głęboki odpływ wody z obszaru podszczytowego (ryc. 7). Woda magazynowana w kompleksie skalnym o 250 m miąższości wypływa na powierzchnię w postaci szeregu źródeł, zgrupowanych w wąskim przedziale wysokości ponad spłaszczeniem stokowym (ryc. 6). Spłaszczenie stokowe w rejonie Hali Miziowej i Hali Cebulowej jest więc najsilniej nawodnionym obszarem na Pilsku. Prawie bezwodny powierzchniowo obszar podszczytowy stanowi z kolei rezerwuar wód podziemnych, zasilający niższe piętra hipsograficzne.

Termikę źródeł i głębokość krążenia wód gruntowych określają cztery cechy: średnia roczna temperatura (T_z), amplituda temperatury (roczna i dobową), różnica między średnią temperaturą źródła i powietrza ($T_z - T_p$) oraz współczynnik anomalii temperatury (T_z/T_p), który tym większe osiąga wartości im z głębszego podłoża jest zasilane źródło. Cechy termiki badanych źródeł prezentuje ryc. 8. Stosując kryteria podane przez Pietrygową (1976), należy przyjąć, że głębokość krążenia wód zasilających źródła o wyrównanej temperaturze w ciągu roku wynosi nawet ponad 20 m. Pod tym względem wysoko wzniesiona część Pilska wykazuje duże podobieństwa do Babiej Góry (Łajczak 1981).

Duże różnice w termice stwierdza się również w dwóch potokach powyżej Hali Miziowej. Potok występujący bardziej na zachód, którego źródła znajdują się poniżej Hali pod Kopcem, ma wyższą temperaturę w ciągu lata i jesienią, a niższą w ciągu zimy i na wiosnę, w stosunku do potoku występującego bliżej "czarnego" szlaku turystycznego, którego źródła drenują urwisty północny stok Turni. Temperatura pierwszego potoku, zasilanego z płytszego podłoża, jest w większym stopniu uzależniona od warunków meteorologicznych. Temperatura drugiego potoku, zasilanego z głębszego podłoża, jest mniej zależna od warunków pogodowych. Potok ten, podobnie jak wszystkie źródła zasilane

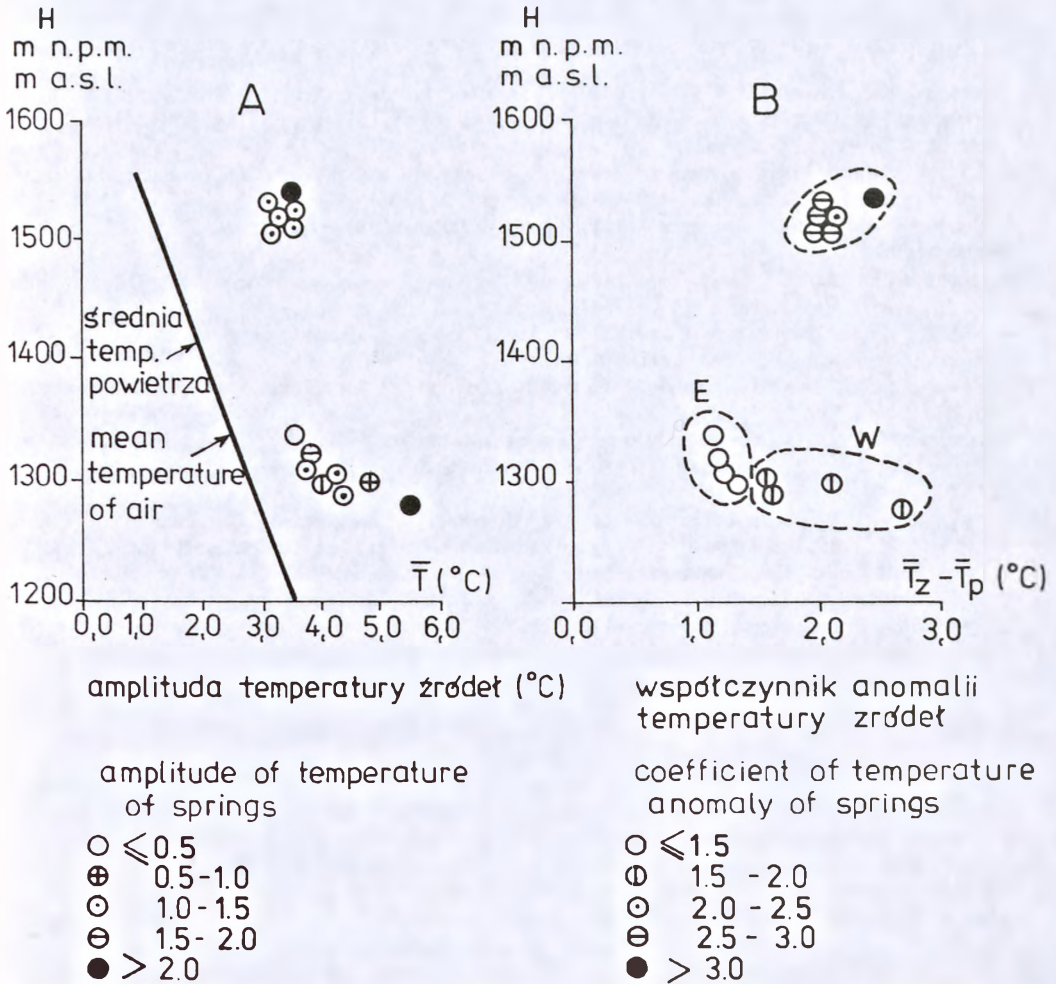
Ryc. 6. Szkic hydrograficzny północnego stoku Pilska powyżej Hali Miziowej. 1 – potoki stałe i okresowe, 2 – potoki epizodyczne i miejsca szybkiego wsiąkania wody, 3 – źródła skalne na wierzchołwie grzbietowej, 4 – źródła skalno-rumoszowe i rumoszowe (tylko powyżej Hali Miziowej), 5 – młaki i torfowiska, 6 – zasięg badanej mikrozelewni z podziałem na część dolną i górną.

Fig. 6. Hydrological sketch of the northern slope of Pilsko above Hala Miziowa. 1 – permanent and intermittent streams, 2 – epizodic streams and places of quick water soaking, 3 – fissure springs on ridge flat, 4 – fissure-sceer and scree springs (only above Hala Miziowa), 5 – bog-springs and bogs, 6 – range of the investigated micro-drainage basin, divided into lower and upper part.



Ryc. 7. Schemat krążenia wód podziemnych na północnym stoku obszaru podszczytowego Pilsko. 1 – piaskowiec magurski z wkładkami łupków, 2 – warstwy hieroglifyowe, 3 – łupki pstrze, 4 – głębsza penetracja podłoża przez wody za pośrednictwem szczelin wietrzeniowych i osuwiskowych, 5 – źródła skalne, 6 – źródła skalno-rumoszowe i rumoszowe, 7 – wycieki i wysięki.

Fig. 7. Scheme of the underground waters circulation on the northern slope of the top of Pilsko. 1 – Magura Sandstone with shale intercalations, 2 – Hieroglyphic Bed, 3 – Shales Variegated, 4 – deeper penetration of water into the substratum through weathering and landslide clefts, 5 – fissure springs, 6 – fissure-scrree and scree springs, 7 – water leakage and seepage.



Ryc. 8. Cechy termiki źródeł północnego stoku Pilska. A – zależność między średnią temperaturą źródeł T a wysokością ich występowania H (linia ciągła). Za pomocą odpowiednich sygnatur podano roczną amplitudę temperatury źródeł. B – zależność między różnicą średniej temperatury źródeł i średniej temperatury powietrza $T_z - T_p$ a wysokością położenia źródeł H (obszary obwiedzione linią przerywaną). Za pomocą odpowiednich sygnatur podano także wartość współczynnika anomalii temperatury źródeł. Źródła położone: W – w zachodniej części stoku, E – we wschodniej części stoku.

Fig. 8. Thermal conditions of springs on the northern slope of Pilsko. A – correlation between the average temperature of springs T and altitude H (solid line). The annual temperature range of springs was given by means of appropriate symbols. B – correlation between the difference of average spring temperature and average air temperature and altitude H (areas contoured with broken line). Appropriate signatures were used to show the value of the spring temperature anomaly coefficient. Springs situated: W – in the western part of the slope, E – in the eastern part of the slope.

lane z głębokiego podłoża, cechuje większa bezwładność termiczna i większe wyrównanie wydajności.

Przedstawione cechy źródeł i potoków powinny być brane pod uwagę w planach rozbudowy ujęć wody na Pilsku dla potrzeb schroniska turystycznego i ewentualnego dośnieżania tras narciarskich za pomocą armatek śnieżnych.

Piśmiennictwo

- ALEXANDROWICZ Z., DENISIUK Z. 1991. Rezerваты i pomniki przyrody Zywieckiego Parku Krajobrazowego, Karpaty polskie (Nature reserves and monuments of the Zywiec Landscape Park, Polish Carpathians). *Ochr. Przyr.* 49, cz. II: 143–161.
- BAUMGART-KOTARBA M. 1974. Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych (Development of mountain ridges in the Flysch Carpathians). *Prace Geogr. IG PAN* 106: 1–136.
- GOLONKA J., WÓCIK A. 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jeleśnia. Inst. Geol., Warszawa.
- GOLONKA J., WÓCIK A. 1978. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000, arkusz Jeleśnia. Inst. Geol., Warszawa.
- HESS M. 1965. Płytka klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich (Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians). *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.* 11: 1–120.
- HILDEBRAND E.E. 1983. Der Einfluss der Bodenverdichtung auf die Bodenfunktionen im forstlichen Standort. *Forstwiss. Cbl.* 2: 111–125.
- KLIMASZEWSKI M. 1947. Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. *Wierchy* 17, 55: 57–71.
- KLIMASZEWSKI M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocl. Tow. Nauk., ser. B*, 7: 1–233.
- KLIMASZEWSKI M. 1952. Zagadnienie plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państ. Inst. Geol.* 65: 137–268.
- KLIMASZEWSKI M. 1980. Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski (The absolute age of the relief of the territory of Poland). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 14: 3–16.
- LEŚNIAK B., OBRĘBSKA-STARKŁOWA B. 1983. Klimat województwa bielskiego (The climate of the Bielsko Voivodeship). *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.* 15: 21–47.
- ŁAJCZAK A. 1981. Źródła północnego stoku Babiej Góry (The springs on the northern Babia Góra slope). *Czasop. Geogr.* 52, 1: 45–60.
- ŁAJCZAK A. 1992. Geomorfologiczna i hydrologiczna charakterystyka rezerwatu Pilsko w Beskidzie Żywieckim (Geomorphological and hydrological characteristics of the Pilsko Nature Reserve, Beskid Żywiecki Mts.). *Ochr. Przyr.* 50, cz. II: 75–93.
- ŁAJCZAK A. 1996a. Analiza stosunków mezoklimatycznych północnych stoków Pilska a turystyczne i narciarskie wykorzystanie tego obszaru (The analysis of mesoclimatic conditions on northern slopes of Pilsko and touristic and skiing use of the area). *Czasop. Geogr.* 67, 1: 17–47.
- ŁAJCZAK A. 1996b. Oddziaływanie narciarstwa na pokrywę śnieżną w obszarze podszczytowym Pilska (The influence of skiing on snow cover at the top of the Pilsko Massif). W: Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.). *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska (The impact of skiing and hiking on the nature of the Pilsko Massif, Western Carpathians)*. *Studia Naturae* 41: 103–130.
- ŁAJCZAK A. 1996c. Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na erozję gleby w obszarze podszczytowym Pilska (The influence of skiing and hiking on soil erosion at the top of the Pilsko Massif). W: Łajczak A., Michalik S., Witkowski Z. (red.). *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska (The impact of skiing and hiking on the nature of the Pilsko Massif, Western Carpathians)*. *Studia Naturae* 41: 131–159.
- MALARZ R. 1983. Związki rzeźby terenu z litologią na przykładzie wybranych serii fliszowych w dorzeczu Soły (Relationships between relief and lithology exemplified by selected flysch rock series in the Sola drainage basin). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 16: 51–68.
- OBRĘBSKA-STARKŁOWA B. 1983. Stosunki klimatyczne w rejonie Babiej Góry. *Studia Naturae, ser. B*, 29: 41–62.
- PAWIŃSKI S. 1933. Z badań nad zlodowaceniem polskich Karpat. *Czasop. Geogr.* 11, 1–2: 1–5.
- PAZDRO Z. 1977. *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- PIETRZYGOVA Z. 1976. Reżim źródeł stokowych i dolinnych w dorzeczu Skawy (The regime of slope and valley springs at the Skawa river basin). *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.* 10: 59–86.
- SAWICKI L. 1913. *Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu*. *Rozpr. AU, Wydz. Mat.-Przyr., A*, 13: 1–22.
- SIKORA W., ŻYTKO K. 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca (Geology of the Beskid Wysoki range south of Żywiec, Western Carpathians). *Biul. Inst. Geol.* 141: 61–204.
- STARKEL L. 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych (Reflection of the geological structure in the relief of the Polish Flysch Carpathians). *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 3: 61–71.

- STARKEL L. 1972. Karpaty Zewnętrzne. W: Klimaszewski M. (red.). Geomorfologia Polski, T. I. Polska Południowa. PWN, Warszawa.
- STARKEL L. 1983. Rzeźba województwa bielskiego (The relief of the Bielsko Voivodeship). *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.* 15: 5–19.
- WÓJCIK A. 1994. Osady glacialne i osuwiskowe Pilska, Beskid Żywiecki. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 369: 49–61.
- ZIĘTARA T. 1962. O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, Prace Geogr.* 10: 69–87.
- ZIĘTARA T. 1989. Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim (Development of cryoplanation terraces within the planation surface of the Babia Góra in the Beskid Wysoki). *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.* 21: 79–92.

Summary

Mt. Pilsko, reaching 1,557 m a.s.l., is the second highest massif in the Western Beskidy Mountains, with strongly marked vertical zonation of all elements of the environment. The natural values of this mountain are largely determined by abiotic components of the environment, which only locally have been transformed by man. This paper is focused on the abiotic components of the top part of Pilsko, above Hala Miziowa. Correlations between abiotic components of the environment were determined and a scale of environmental changes was assessed. This served as a basis for the environmental assessment of the area from the point of view of its use for tourism. The northern slope of Pilsko, rising above Hala Miziowa, is situated at the border of two geocological zones, forest and subalpine. In a climatic sense, it is at the border of two zones, cool and very cool.

This elaboration is based on the results of the author's field research. Geomorphological and hydrographical characteristics of the area were based on the results of mapping in the scale 1 : 5000. Thermal conditions of springs and brooks were determined on the basis of repeated measurements made in 1993–1994. Water properties of soil were determined using Burger's cylinder and Kopecky's cylinders.

Mt. Pilsko and its surroundings are built of Flysh formations of the Magura series; at the top these layers decline monoclinally to the east. The massif has been formed as a system of lateral crests with the centrally situated and highly raised top. The northern slope of this massif lies in Poland. Detailed research concerned the northern slope at the top of Pilsko (Figs 1, 2). Geological structure is reflected in the relief. The top and the lateral crests are asymmetric monoclinal ridges; typical here are kuesta slopes and little inclined penstructural slopes. Within the Polish part of the top of Pilsko, there is a wide and little inclined ridge flat, a steep kuesta slope and lying below a large slope terrace. Still lower, separated by valleys (to 400 m deep), there are lateral ridges with numerous tors. The area used for skiing includes the Szczyrbok Valley and the slopes of Buczynka (Fig. 3).

Moreover, within the forms mentioned above, there are numerous, genetically differentiated, small forms (Fig. 4). Structural flattenings on the top, which often have a character of cryoplanation terraces, are typical of the subalpine belt. On the slopes lying in this belt there are niches and ramparts interpreted by some scientists as glacial forms. These forms originated on the older landslides. The slopes of Pilsko have been modelled largely by structural landslides, deeper on the slopes of a kuesta type. On these slopes there are also deep, rocky niches, while on penstructural slopes shallower and larger niches. On the ridge flat and on lateral crests there are trenches with rocky walls. Local depressions and slope terraces are occupied by bogs. Bogs and bog-springs concentrate within the large slope terrace on Hala Cebulowa and Hala Miziowa. A raised bog on Hala Miziowa fills a moraine hollow which earlier was probably occupied by a lake.

Mt. Pilsko is in the range of four climatic zones. This feature of mesoclimate and the westernmost situation of this mountain in the Beskidy range decide about the high precipitation (to

1300 mm), high cloudiness, and the very big number of days with fog in a year. Strenuous for tourists are frequent summer downpours, hailstorms, and strong winds, often of a foehn type. Snow cover more than 50 cm thick occurs on the northern slope at the top for over 120 days, which makes this area suitable for skiing. The favourable for skiing weather conditions prevail in February–April, and for hiking in August–October.

The investigated slope is characterized by the extremely unequal distribution of surface waters (Fig. 6). This reflects the deep circulation of waters in the cracked sandstone and the thick rubble slope waste (Fig. 7). The set of strata building the top of Pilsko (denivelations here reach 250 m) fulfils a role of the deep reservoir of underground waters circulating at a depth of over 20 m. Characteristic is the scarcity of surface waters; there are only not numerous permanent fissure springs. Slopes are drained by a few streams, their density is 1.74 spring per 1 ha. An extensive flattening on the northern slope of Pilsko (occupied by Hala Miziowa and Hala Cebulowa) is well saturated with water. It is fed by the reservoir of underground waters in the Magura sandstone building the massif's top.

The deep water circulation on Pilsko is conditioned by the quick soaking of waters in skeletal soils, found at different altitudes and within different plant-climatical zones and plant communities. In these areas infiltration ranges from "very good" to "good". In heavily trampled areas infiltration decreases to "moderate–poor" (Fig. 5), which is an effect of the increased bulk density of the upper soil layer. Out of the tourist trails it is 0.6–1.1 g/cm³, while on the trails it reaches 1.3–1.8 g/cm³. In the trampled areas the bulk density of soil grows from the depth of c. 30 cm towards the ground surface, contrary to the natural tendency. This makes the development of vegetation on these paths impossible. As a result the surface flow is increasing.

The depth of water circulation was determined on the basis of the four characteristics of spring thermal conditions (Fig. 8): the mean temperature T_z , the range of temperatures (annual and daily), the mean temperature difference between a spring and the air $T_z - T_p$, and the temperature anomaly coefficient T_z/T_p . Fissure springs fed by deeply circulated waters have the almost constant temperature, while the temperature of springs fed by not deeply circulated waters are more variable (in a year, and even in a day). The spring temperature anomaly coefficient shows that springs and brooks in the upper montane belt and the dwarf pine belt are cooled by the high situated deep reservoir of underground waters. The springs and brooks fed by deeply circulating waters are characterized by relatively low temperatures and the high thermal inertia. The temperature of springs and brooks fed by shallow circulating waters is much more dependent on weather conditions.