

Glacialna morfologia wierzchowiny Gór Izerskich w świetle badań w rezerwacie „Rybí loučky” (Republika Czeska)

Andrzej Traczyk^{*1}, Zbyněk Engel², Barbora Janásková², Marek Kasprzak¹

¹*Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław*

²*Katedra fyzické geografie a geoekologie, Příf UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2*

Wprowadzenie

Obszar Gór Izerskich, w odróżnieniu od sąsiednich Karkonoszy, nigdy nie był obiektem szerszego zainteresowania geomorfologów. Dopiero w okresie ostatnich kilku lat ukazało się kilka publikacji dotyczących głównie plejstoceniowej ewolucji rzeźby tego obszaru (Chmal, Traczyk 1998, Migoń, Potocki 1996, Nývlt 1998, Traczyk, Engel 2006, Pilous 2006). Spośród nich na uwagę zasługuje zwłaszcza praca Pilousa (2006), która w całości poświęcona jest zagadnieniom rzeźby wierzchowiny Gór Izerskich oraz możliwości rozwoju lokalnego zlodowacenia w najwyższych partiach tych gór.

Autorzy niniejszej pracy, bez wiedzy o prowadzonych przez Pilousa (2006) badaniach terenowych, planowali również zająć się zagadnieniami morfologii wierzchowinowej partii Gór Izerskich. Szczególnym obiektem zainteresowania było jedno z niekawatych obniżen stokowych położonych na północnym skłonie Środkowego Grzbietu Izerskiego (ryc. 1). Obniżenie to, kształtem przypominające kar polodowcowy, jest o tyle interesujące, że jego dno zajęte jest przez torfowisko objęte rezerwatem „Rybí loučky”. Założono zatem, że możliwe będzie wykonanie w obrębie dna tej formy wiercenia, które pozwoli na określenie wieku spągowych partii torfowiska, a pośrednio również i okresu jej powstania.

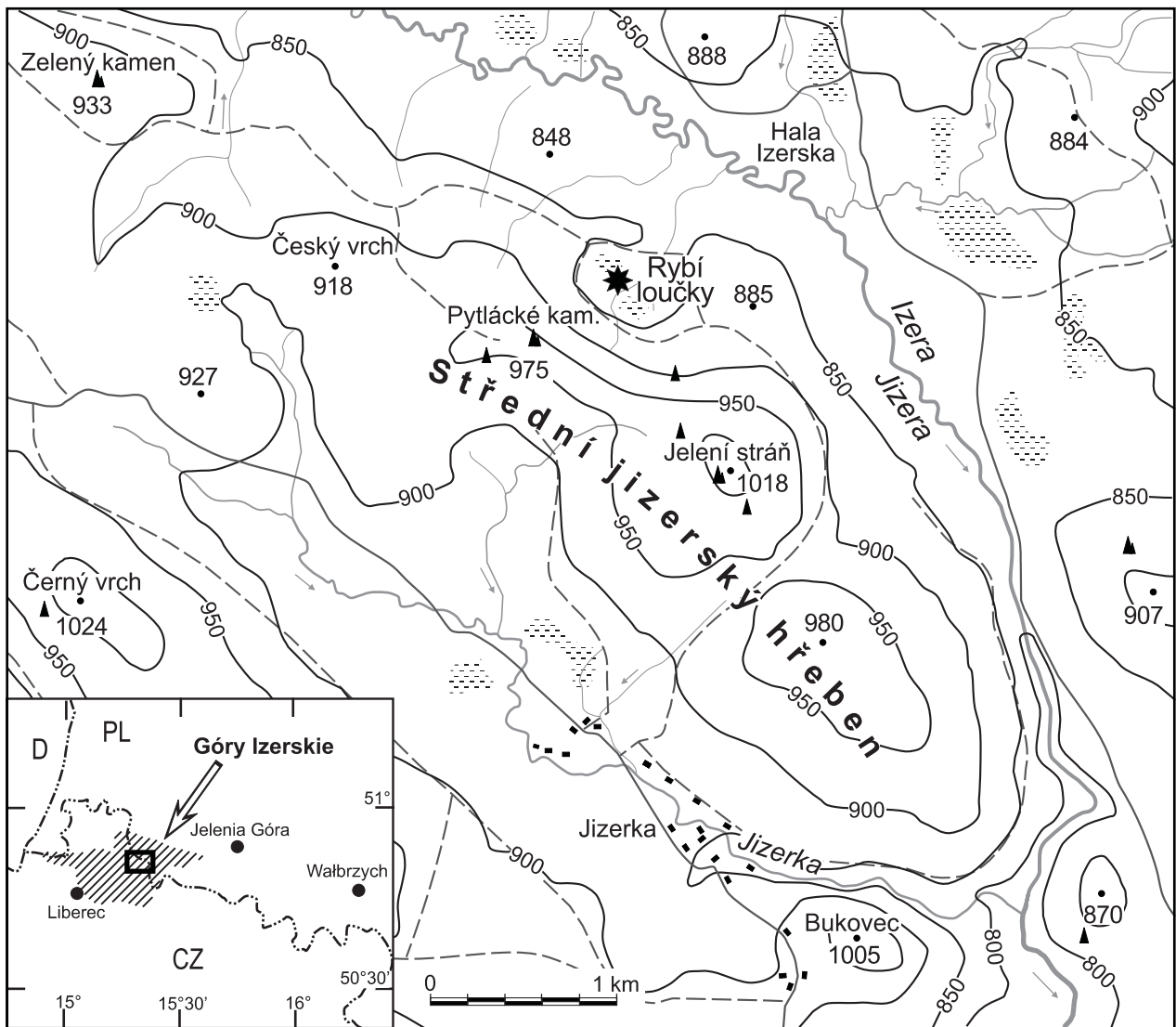
Jesienią 2007 r. przeprowadzono rekonesans terenowy w rejonie rezerwatu, a także sondowanie GPR i wiercenia ręczne. Uzyskany tym sposobem materiał stanowił podstawę do zaprezentowania

pierwszych, wstępnych wniosków odnośnie do możliwości rozwoju lokalnego zlodowacenia tej części Gór Izerskich.

Na temat zlodowacenia górskiego Gór Izerskich wypowiadało się kilku autorów. Bałatka (1965) i Czudek (2005) stwierdzają, że w Górach Izerskich brak jest przekonujących dowodów na istnienie lokalnego zlodowacenia w plejstocenie. Zupełnie odmienną hipotezę, wbrew ogólnie przyjętym poglądom, zaprezentował Králík (1989). Na północnej krawędzi masywu Gór Izerskich, w rejonie Hejnic-Raspenavy, autor ten widział możliwość istnienia pięciu lodowców karowych. Rozwój lokalnego zlodowacenia Gór Izerskich uzasadniał on wpływami lądolodu skandynawskiego, który dotarł w starszym plejstocenie do podnóża gór.

Najnowsze poglądy na temat lokalnego zlodowacenia Gór Izerskich prezentuje Pilous (2006). W swojej pracy autor ten przeprowadził krytykę wcześniejszych poglądów Králíka (1989) o zlodowaceniu północnego skłonu Gór Izerskich, ale wskazał jednak na występowanie co najmniej dwóch dobrze rozwiniętych form karowych w wierzchowinowej partii gór. Według tego autora są to Pytlácká jáma na północnym skłonie Grzbietu Środkowego oraz Jizerská jáma na południowo-wschodnim stoku Jizery (1122 m n.p.m.) leżącej w centralnej części wierzchowiny Gór Izerskich. Możliwość rozwoju lodowców górskich tłumaczy istnieniem prądów aneomo-orograficznych, które zasobowały zawietrzne depresje stokowe w śnieg zwiewany z rozległych powierzchni deflacyjnych.

* e-mail: traczyk@uni.wroc.pl



Ryc. 1. Położenie rejonu badań (rezerwat Rybí loučky – gwiazdka) w obrębie Środkowego Grzbietu Izerskiego (przerwanymi kreskami zasraflowano większe torfowiska)

Obszar badań

Obszar badań położony jest w obrębie Grzbietu Środkowego (Střední jizerský hřeben) Gór Izerskich, który ciągnie się na odcinku ok. 4 km po południowej stronie dolin Izery. Grzbiet ten w całości zbudowany jest z górnokarbońskich granitów tworzących batolit karkonosko-izerski. Jego południową i południowo-wschodnią granicę wyznacza dolina Jizerki. W kierunku północno-zachodnim grzbiet przechodzi w rozległe plateau o średniej wysokości ok. 900 m n.p.m., którym przebiega wododział między Izerą a Šmedą (dopływ Nysy Łużyckiej). Grzbiet ten składa się z trzech kopulastych kulminacji oddzielonych od siebie płytkimi i rozległymi siodłami. Idąc od zachodu, jest to kulminacja Pytlackich kamieni (975 m n.p.m.) z grupą skałek formujących 6–8-metrowej wysokości bastion skalny, Jeleni stráň (1018 m n.p.m.) z kolejną grupą skałek granitowych, stanowiąca zarazem kulmi-

nację całego grzbietu. Grzbiet kończy się po wschodniej stronie rozległym kopulastym bezimiennym wzniesieniem osiagającym wysokość ok. 980 m n.p.m.

W obrębie wierzchowiny grzbietu występują spłaszczenia denudacyjne (nachylenie do 4°). Największe z takich spłaszczeń położone jest w obrębie kulminacji 980 m n.p.m. oraz po południowej stronie Jeleni strani. Na spłaszczeniach tych zalegają pojedyncze bloki granitowe o średnicach dochodzących do 2–3 m. Stoki grzbietu są słabo rozdolinione, a ich nachylenie waha się od 12–18° (stoki południowe) do 22–24° (stoki północne).

Morfologia niszy Rybich louček

Na północnym skłonie Średniego Grzbietu Izerskiego zarysowuje się wyraźna nisza o długości (W-E) 820 m i szerokości (N-S) 770 m. Depresja ta w

Tabela 1. Charakterystyka morfometryczna Pytlackiej jámy

Parametr	Wartość
Szerokość dna (N-S)	460 m
Długość dna (W-E)	560 m
Powierzchnia dna	20,4 ha
Powierzchnia całkowita zlewni niszy	85 ha
Przeciętna wysokość	845 m n.p.m.
Ekspozycja	NE (32°)
Długość „ściany” niszy:	
– w części zachodniej	340–380 m
– w części wschodniej	450–500 m
Nachylenie „ściany” niszy	18–22°

pracy Pilousa (2006) określana jest jako forma karowa i nosi nazwę Pýtlacka jáma. Dno tej niszy zajęte jest przez torfowisko niskie, rozcięte w północnej części korytem potoku odwadniającego cały obszar zlewni omawianej depresji – niszy. Zbocza niszy osiągają wysokość do 100 m (dno – 850 m n.p.m., górna krawędź – 950 m n.p.m.), a ich nachylenie wynosi przeciętnie 24–26°. W górnej części tych zboczy występują wychodnie skalne w postaci 2–4-metrowej wysokości skałek stokowych oraz skupiska dużych bloków granitowych osiągające średnice do 4–5 m. Parametry morfometryczne omawianej formy zestawiono w tabeli 1.

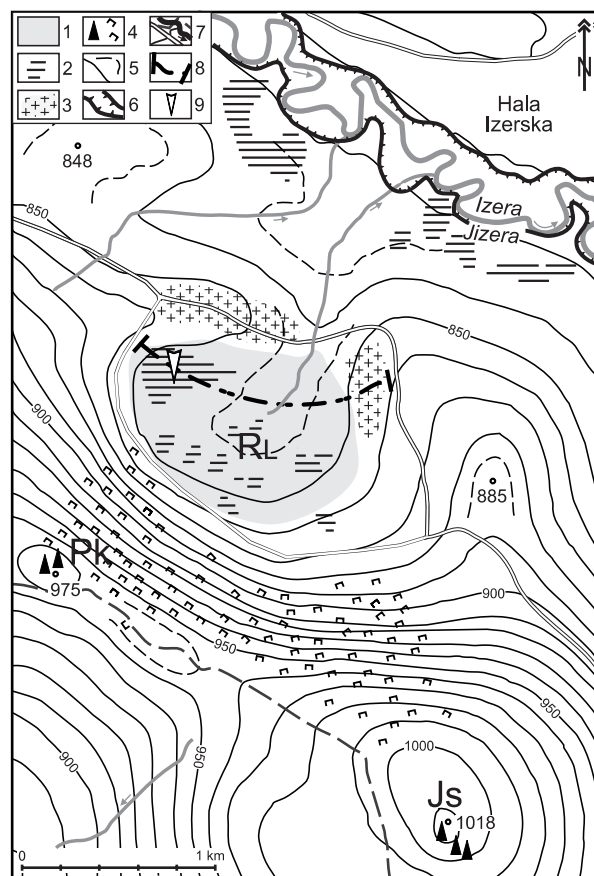
Rezultaty sondowań GPR i wierceń

Profil sondowania GPR poprowadzono wzdłuż transektu W-E biegnącego północnym skrajem danej niszy (ryc. 2). Sondowanie to wykazało, że już kilkanaście metrów od drogi jezdnej opasującej od zachodu niszę w obrębie jej dna występuje ponad 1,5 m osadów. W środkowej części niszy miąższość wypełniających ją osadów wyniosła od 1,5 do 2 m. Natomiast po przekroczeniu koryta potoku rozcinającego torfowisko malała do 1,2–1,4 m. W profilu GPR zarejestrowano również liczne refleksy (odbicia) wskazujące na występowanie pod powierzchnią terenu pojedynczych dużych głazów i bloków skalnych. Po wschodniej stronie dna niszy w podłożu zarejestrowano utwory, które składają się z materiału piaszczysto-gruzowego zawierającego pojedyncze większe odłamki skalne (głazy, bloki). Miąższość tej pokrywy na podstawie przeprowadzonych badań oszacowano na co najmniej 3–4 m.

W zachodniej części dna niszy, w obrębie największej powierzchni torfowiskowej, wykonano wiercenie ręczne (ryc. 2). Osiągnęło ono głębokość 198 cm. Uzyskanie dłuższego profilu nie było możliwe ze względu na silne zawodnienie odwiertu i wyszlamo-

wywanie urobku w trakcie wyciągania urządzenia wiertniczego.

W górnej partii pozyskanego profilu dominowały torfy przewarstwiane namułami zawierającymi dużą domieszkę detrytusu drzewnego. Głębiej, poniżej 120 cm, nawiercono natomiast szarobrazowe mułki organiczno-mineralne z wkładkami torfów. Materiał ze spągowej partii tych mułków (głębokość 198 cm) wydatowano metodą AMS i uzyskano wiek 9936 ± 55 lat BP (Erl-11798). Wynik tego datowania wskazuje, że akumulacja materiału organogenicznego w dnie Rybiej jamy rozpoczęła się dopiero w początkowej fazie holocenu. Moment inicjacji tych procesów depozycyjnych jest zbliżony z początkiem akumulacji torfów formujących torfowisko wysokie w rejonie Przełęczy Jakuszyckiej (Dumanowski i in. 1962) oraz depozycji osadów rzecznych zawierających makroszczątki roślinne w dolinie Jagńięcego Potoku (lewobrzeżny dopływ Izery) w rejonie Hali Izerskiej (Chmal, Traczyk 1998).



Ryc. 2. Morfologia rejonu badań

1 – dno niszy, 2 – torfowiska, 3 – strefa (wał) akumulacji gładzo-blokowej u wylotu niszy, 4 – skałki i pokrywa gładzo-blokowa, 5 – poziomice (linie ciągłe co 10 m, przerywane co 5 m), 6 – krawędzie erozyjne, 7 – drogi, rzeki, 8 – linia profilu GPR, 9 – lokalizacja wiercenia; RL – Rybi loučky, Pk – Pýtlacké kamienie, Js – Jeleni stráž

Geneza niszy Rybich louček

Przeprowadzone sondowania GPR i wiercenie ręczne wskazują, że dno niszy Rybich louček wypełnione jest 1,5–2-metrowej miąższości pokładem luźnych osadów holocenijskich. Nie jest ono zatem przegłębione i nie powstało w wyniku zasypania osadami niecki dawnego jeziora. Fakt istnienia tak rozległego (tab. 1) owalnego spłaszczenia w pozycji podstokowej nasuwa przypuszczenie, że stanowi ono dno niszy uformowanej w wyniku erozyjnej działalności firnu lub lodu lodowcowego.

Za tą drugą możliwością przemawia fakt ograniczenia od północy dna niszy formą przypominającą wał morenowy (ryc. 2, 3). Wysokość bezwzględna tego wału wynosi 855–860 m n.p.m., a wysokość względna 10 m od strony proksymalnej i 18 m od strony dystalnej. Skłony tego wału nachylone są odpowiednio o 3–4° i 5–6°. Analiza stosunków wysokościowych oraz morfologii stoków rozciągających się na przedpołu i w sąsiedztwie niszy pozwala aproksymować miąższość utworów budujących tę formę na co najmniej 4–5 m. Wzdłuż osi podłużnej wału powstała droga jezdną o nawierzchni asfaltowej. Wzdłuż drogi, po jej obydwu stronach, poprowadzono 1,5–2-metrowej głębokości rowy odwadniające. W zboczach tych rowów widoczny był brązowo-rdzawy materiał gliniasty (piaski z domieszką pyłu i ilu) z silnie obwietrzalymi głazami i małymi blokami granitowymi. W dnie rowów nigdzie nie natrafiono na wychodnie podłoża skalnego, co wskazuje, że miąższość luźnych utworów budujących omawiany wał wynosi co najmniej 1,5–2 m. Pojedyncze duże głazy i bloki

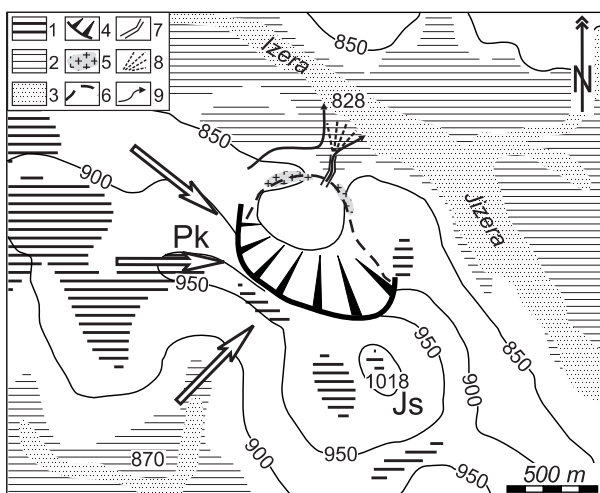
występowały również na powierzchni omawianego wału. Materiału takiego nie dostrzeżono natomiast ani w obrębie dna niszy, ani na jej dalszym przedpołu. Podobną, lecz mniej wyrazistą morfologicznie strefę nagromadzenia materiału grubofrakcyjnego zaobserwowano po wschodniej stronie niszy (ryc. 3).

Powyzsze obserwacje terenowe wskazują, że opisany wał może być formą akumulacyjną ukształtowaną w strefie marginalnej lodowca karowego wypełniającego w plejstocenie niszę Rybich louček (Pytlacką jamę). Na podstawie analizy ortofotomapy i numerycznego modelu wysokościowego o rozdzielczości 30 m można sądzić, że powierzchnia lodowca, który wypełniał omawianą niszę – kar, wynosiła ok. 62 ha. Zakładając, że spływ tej masy lodowej odbywał się w kierunku północnym, można oszacować długość tego lodowca na 820 m. Szerokość lodowca wyniosłaby natomiast ok. 1030 m.

Na podstawie położenia wysokościowego górnej krawędzi oraz dna domniemanego karu można wyznaczyć metodą Höffera linię firnową na rzędnej 900 m n.p.m., tj. o co najmniej 200–250 m niżej niż w Karkonoszach (Engel 1997, Traczyk 1989). Prawdopodobną przyczyną tak znacznej depresji linii śnieżnej oprócz lokalnych warunków anemo-orograficznych była również znaczna akumulacja śnieżna na wierzchołach Gór Izerskich. Również i współcześnie wielkość pokrywy śnieżnej na wierzchołach Gór Izerskich jest relatywnie większa niż na podobnych wysokościach w masywie Karkonoszy (Kwiatkowski 1985).

Podsumowanie

Przeprowadzone badania geomorfologiczne i geofizyczne wskazują na możliwość zlodowacenia północnego stoku Środkowego Grzbietu Izerskiego w rejonie Pytlackich kamieni–Jeleni strani. Efektem wzmoczonego przewiewania śniegu na północ, zawietrzne stoki tego grzbietu było powstanie warunków sprzyjających znacznej akumulacji mas śnieżnych i rozwoju śnieżnika, który przekształcił się w mały lodowiec karowy. Śladem działalności tego lodowca jest nisza erozyjna przypominająca kształtem kar lodowcowy oraz wały leżące u jej wylotu, które można uznać za formy moren czołowych. Położenie tej formy karowej 200–250 m poniżej rekonstruowanej w Karkonoszach plejstoceńskiej linii firnowej nie wyklucza jej glacialnej genezy. Podobne małe formy karowe znane są również z innych niższych pasm górskich i obszarów wyżynnych Europy. Informacje na ten temat zebrał Rapp (1985) w pracy dotyczącej możliwości rozwoju form lodowców karowych w Skanii w południowej Szwecji. Autor ten wskazuje, że głównymi czynnikami warunkującymi powstanie takich małych lodowców karowych, było występowanie rozległych powierzchni deflacyjnych oraz krawędzi



Ryc. 3. Formy polodowcowe na tle morfologii Grzbietu Środkowego Gór Izerskich

1 – spłaszczenia wierzchołkowe i stokowe (stoki o nachyleniu poniżej 4°), 2 – spłaszczenia podstokowe i przydolinne (stoki o nachyleniu poniżej 4°), 3 – dna dolin rzecznych, 4 – kar lodowcowy, 5 – wały morenowe, 6 – zasięg lodowca karowego, 7 – rozcięcie erozyjne, 8 – stożek napływowy, 9 – kierunki spływu wód wymuszone przez akumulację stożkową; Pk – Pytlacké kamienie, Js – Jeleni strání; strzałkami zaznaczono przeważające kierunki wiatrów

morfologicznych sprzyjających powstaniu lokalnych zawirowań i stref wymuszonej akumulacji śnieżnej. Podobne wnioski odnośnie do prezentowanych form karowych w obrębie wierzchowiny Gór Izerskich przedstawił Pilous (2006). Przypuszczalnie lodowiec w Pytlackiej jamie uległ całkowitej deglacjacji już schyłkowej fazie plejstocenu, na co wskazuje wiek spągu sedimentów wypełniających dno tego karu. Dalsze planowane badania geomorfologiczne, geofizyczne i palinologiczne pozwolą na potwierdzenie tezy o glacialnej genezie tej formy.

Literatura

- Balatka B. 1965. Jizerské hory. [W:] J. Demek i in., Geomorfologie českých zemí. Nakl. ČSAV, Praha, s. 94–96.
- Chmal H., Traczyk A. 1998. Postglacialny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. [W:] J. Sarosiek, J. Štursa (red.), Geoekologiczne Problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Przesiece, 15–18.X.1997. T. I, s. 81–87. Wyd. Aca-rus, Poznań.
- Czudek T. 2005. Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno, s. 238.
- Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S. 1962. The holocene of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating, Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Geol. Geogr., 10, 1: 47–52.
- Engel Z. 1997. Současný stav poznatků o pleistocenním zalednění české části Krkonoš. Geografie – Sborník ČGS, 102, 4: 288–302.
- Králík F. 1989. Nové poznatky o kantinentálních zaledněních severních Čech. Sborník geologických věd, Praha, Antropozoikum, 19: 9–74.
- Kwiatkowski J. 1985. Szata śnieżna, szadz I lawiny. [W:] A. Jahn (red.), Karkonosze polskie. Wyd. Ossolineum, Wrocław, s. 117–144.
- Migoń P., Potocki J. 1996. Rozwój morfotektoniczny centralnej części Gór Izerskich. Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., Seria A, Geografia Fizyczna, 8: 69–79.
- Nývlt D. 1998. Kontinentální zalednění severních Čech, Geografie – Sborník ČGS, 103 (4): 445–457.
- Pilous V. 2006. Pleistocenní glacienní a nivační modelace Jizerských hor. Opera Corcontica, 43: 21–44.
- Rapp A. 1984. Nivation hollows and glacial cirques in Söderåsen, Scania, South Sweden. Geogr. Ann., 66A, 1–2: 11–28.
- Traczyk A. 1989. Zlodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz pogląd na ilość zlodowaceń w średnich górach Europy. Czas. Geogr., 60, 3: 267–286.
- Traczyk A., Engel Z. 2006. Maximální dosah kontinentálního zalednění na úpatí Ořešníku a Poledníku v severním svahu Jizerských hor. Geografie – Sborník ČGS, 111, 2: 141–151.