

Reakcja wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu

Janina Repelewska-Pękalowa, Kazimierz Pękała

Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS
ul. Akademicka 19, 20–033 Lublin

Wstęp

Niepokojące scenariusze skutków współczesnych zmian klimatu, według których szacuje się, że w okresie 1990–2100 średnia temperatura powierzchni globu wzrośnie od 1.4 do 5.8°C (IPCC 2001) skłaniają do podejmowania prób określenia symptomów zmian, których odzwierciedleniem jest zachowanie się różnych elementów środowiska oraz wyodrębnienia zjawisk mogących mieć znaczenie wskaźnikowe. W tym kontekście dość istotnym zagadnieniem jest obserwacja wieloletniej zmarzliny i zdefiniowanie jej roli jako indykatora zmian klimatycznych, zwłaszcza, że jest ona zjawiskiem występującym zarówno w obszarach polarnych, kontynentalnych zimnych jak i wysokogórskich. Stwierdza się również jej obecność w płytkich arktycznych basenach morskich jako tzw. zmarzliny podmorskiej.

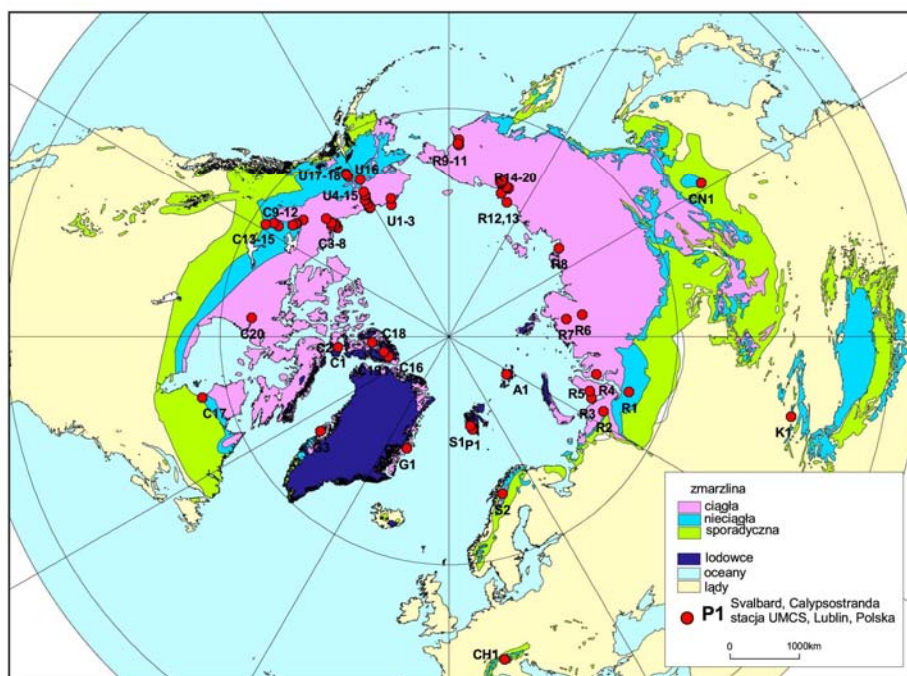
Istnienie wieloletniej zmarzliny jest znane od czasów wypraw Wikingów w rejon Grenlandii, Islandii i Wyspy Baffina, a także podbojów prowadzonych w Azji (Mongolia – XV w.) oraz początków eksploatacji surowców na kontynencie azjatyckim i amerykańskim (Harris 1986). Jej obecność, z uwagi na specyficzne cechy, bardzo utrudniała budowę kopalń, dróg i osiedli. Badania wieloletniej zmarzliny były więc podyktowane zarówno względami poznawczymi jak i utylitarnymi i sięgają czasów dość odległych. Obecnie są one prowadzone i koordynowane przez szereg instytucji oraz międzynarodowych organizacji naukowych, w oparciu o sieć stacji monitorujących warunki klimatyczne i zmienność cech wieloletniej zmarzliny. Bardzo istotną funkcję koordynatora spełnia istniejąca od 1983 r. *International Permafrost Association* (IPA), organizacja, z której inicjatywy powstało wiele programów badawczych o charakterze kompleksowym, a między innymi: *Circumpolar Active Layer Monitoring* (CALM), obejmujący pomiary miąższości czynnej warstwy zmarzliny w ponad stu stanowiskach usytuowanych w różnych częściach obszarów półkuli północnej, a także na Antarktydzie (Brown i in. 2000, Repelewska-Pękalowa 2002); *Permafrost and Climate in Europe* (PACE) – dla prognozowania zmian przestrzennych rozmieszczenia zmarzliny wysokogórskiej w oparciu o wyniki głębokich wierceń zlokalizowanych wzdłuż transektu Sierra Nevada – Svalbard (Harris i Haerberli 2003) oraz obecnie realizowany długofalowy projekt związany z Międzynarodowym Rokiem Polarnym 2007–2009: *Thermal State of Permafrost* (TSP). Przewiduje on pomiary temperatury wieloletniej zmarzliny w głębokich otworach wiertniczych usytuowanych w pobliżu punktów sieci CALM i PACE.

Istnieje powszechnie dostępna baza danych w National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA (<http://insidc.org>). Wydawany jest przez IPA biuletyn *Frozen Ground* zawierający informacje o postępie badań oraz planowanych międzynarodowych konferencjach regionalnych i kongresach dotyczących problemów związanych z wieloletnią zmarzliną. W związku z uczestnictwem w badaniach zespołów międzynarodowych został także opracowany pod kierunkiem Roberta van Everdingena (1998) wielojęzyczny słownik terminów dotyczących wieloletniej zmarzliny i innych postaci lodu w gruncie (Multi-language glossary of permafrost and related ground ice terms).

Cechy wieloletniej zmarzliny

Według przyjętej powszechnie definicji Müllera (1947), za wieloletnią zmarzlinę (permafrost) uważa się grunt (glebę, skałę), która w stanie przemarznięcia pozostawała co najmniej przez dwa lata. Jest to konglomerat skał, osadów i lodu, charakteryzujący się dużą twardością i zmienną zawartością lodu gruntowego (Washburn 1973, French 1976).

Wyróżnia się zmarzlinę: ciągłą, nieciągłą i wyspową (sporadyczną), zaś granice korelowane są z przebiegiem izotermy ujemnej średniej rocznej temperatury powietrza. Zmarzlina ciągła występuje w obszarach, gdzie średnia roczna temperatura powietrza jest niższa od -5°C , zaś zmarzlina nieciągła, gdy układa się w przedziałach od -1.0 do -5°C (Jahn 1970). Istnienie zmarzliny sporadycznej jest w dużym stopniu determinowane warunkami lokalnymi w strefie peryferycznej i obszarach wysokogórskich. Obszar występowania wieloletniej zmarzliny stanowi 23.9% powierzchni lądów półkuli północnej (Zhang i in. 1999), a jej południowa granica sięga $40\text{--}50^{\circ}\text{N}$ (rys. 1).



Rys. 1. Zasięg wieloletniej zmarzliny i położenie stacji ją monitorujących (wg Browna i in. 1997)

Miąższość wieloletniej zmarzliny jest bardzo zróżnicowana zarówno w skali globu jak i regionalnie. Najgrubsza warstwa zmarzliny występuje na obszarach, które jak Syberia, nie znalazły się w zasięgu czwartorzędowego zlodowacenia kontynentalnego. Brak pokrywy śnieżnej powodował tam głębokie przemarzanie, sięgające nawet poniżej 1000 m (tab. 1).

Tabela 1

Miąższość wieloletniej zmarzliny w różnych regionach świata

Region	Miąższość (w m)	Region	Miąższość (w m)
<u>Arktyka Kanadyjska</u> ¹		<u>Svalbard</u> ²	
Resolute	305–455	W. Niedźwiedzia	80
Inuvik	100	Longyear	240
Yellowknife	60–100	Ny Alesund	232
Thompson	15	Svea	268
W. Ellesmere i Baffina	ponad 1000	Isfjord Radio	236
		Sarkofagen	450
<u>Alaska</u> ³		<u>Grenlandia</u> ⁴	
Barrow	304–405	Thule	520
Fairbanks	30–120		
<u>Syberia</u> ⁵		<u>Wysokogórski</u> ⁶	
Tajmyr	305–610	Tien Szan	35–350
Czukotka	>150	Tybet	100–260
Nordvik	610	Kordyliery Kanad.	7
Kołyma	500–600		
Jakuck	195–250		
Górna Markha	1400–1450		
Irkuck	25		

¹ – Stearns 1966, Brown 1972; ² – Kristensen 1988, Liestøl 1976; ³ – Ferrians 1965, Brown i Péwé 1973;

⁴ – Stearns 1966; ⁵ – Grave 1968, Kotov i in. 1998; ⁶ – cytowane za Brown i in. 2000

Temperatura wieloletniej zmarzliny jest zróżnicowana o czym świadczą przykłady z kilku rejonów Azji, Ameryki Północnej i Europy. Na Półwyspie Jamał notowano temperaturę w granicach od –4 do –6°C (Moskalenko 1998) zaś na Półwyspie Czukotka – około –5°C (Brown i in. 2000). W Arktyce Kanadyjskiej stwierdzono temperaturę od –3 do –6°C (Hu i in. 2003), a w obrębie archipelagu Svalbard od –1.2 do –4.9°C (Christiansen i in. 2005).

Wysokogórski rejon występowania wieloletniej zmarzliny reprezentują dane dotyczące Alp, gdzie notowano temperaturę od –1.2 do –2.6°C (Vonder Mühl i in. 2003) oraz Gór Tien-Szan gdzie stwierdzono temperaturę od –0.6 do –2.6°C w dnach dolin i od –1.6 do –6.7°C – w części wierzchowinowej (Gorbulow 1996, Marchenko 1999).

Reakcja zmarzliny na zmiany klimatu

Wieloletnia zmarzlina jest zjawiskiem generowanym przez klimat, zatem jest oczywiste, że reaguje na jego zmiany. Obserwacje i pomiary skłaniają do stwierdzenia, że w przypadku zmian klimatu idących w kierunku ogólnego ocieplenia, ewidentne tego symptomy to po pierwsze – wzrost temperatury wieloletniej zmarzliny, który powoduje jej degradację i zmniejszenie zasięgu występo-

wania (Anisimov i in. 2001), po drugie – wzrost aktywności procesów rzeźbotwórczych charakterystycznych dla strefy peryglacialnej, w rozumieniu obszarów z wieloletnią zmarzliną w podłożu.

Pomiary temperatury wieloletniej zmarzliny, prowadzone w różnych obszarach i okresach, wskazują na występowanie tendencji wzrostowej. Wzrost ten następuje w różnym tempie: od 0.007°C na rok w Alpach do 0.16°C na rok w Arktyce Kanadyjskiej (tab. 2). Stwierdzono, że zwiększa się powierzchnia obszarów z wieloletnią zmarzliną cieplejszą od -3°C (Smith 1988).

Tabela 2

Wzrost temperatury wieloletniej zmarzliny w XX i XXI wieku

Region	Okres obserwacji	Głębokość	Wzrost temperatury
Kaktovik (Arctic NWR), Kanada ¹	1985–2004		2–3°C (0.1–0.16°C/rok)
Alert, Nunavut, W.Ellesmere, Kanada ²	od 1990	30 m	0.15°C/rok
Alaska ³ Alaska ⁴	XX w. 1980–1996		2–4°C (0.02–0.04°C) 0.5–1.5°C (0.03–0.25°C/rok)
Rosja, Syberia ⁵	ostatnie 15–20 lat	3 m 10 m	2–2.5°C (0.1–0.12°C/rok) 1°C (0.05°C/rok)
Basen Selengi (Mongolia) ⁶	1940–1990		0.5°C (0.01°C/rok)
Janssonhaugen (Svalbard) ⁷	XX wiek		1.5±0.5°C (0.015°C/rok)
Murtèl-Corvatsch (Alpy) ⁸	1974–2000	11.6 m 19.5 m	0.4°C (0.01°C/rok) 0.2°C (0.007°C/rok)
Tien Szan ⁹	1974–2000		0.2–0.3°C (0.007–0.01°C/rok)

¹ – Osterkamp i Jurgenson 2006; ² – Smith 2003; ³ – Lachenbruch 1988; ⁴ – Osterkamp i Romanovsky 1999; ⁵ – Pavlov 1997; ⁶ – Sharkhuu 1998; ⁷ – Isaksen i in. 2000; ⁸ – Harris i Haeberli 2003; ⁹ – Gorbunov 1996, Marchenko 1999

Redukcja powierzchni obszarów ze zmarzliną wydaje się naturalną konsekwencją ocieplenia, jednak jak uważa French (1998), znalezienie nie budzącego wątpliwości dowodu, że degradacja zmarzliny jest odpowiedzią na współczesne globalne ocieplenie, nie jest łatwe. Między innymi świadczy o tym przykład stanowiska Murtèl-Corvatsch w Alpach Wschodnich, gdzie monitoring prowadzony od roku 1987 wskazuje na bardzo istotny izolacyjny wpływ szaty śnieżnej na wielkość temperatury wieloletniej zmarzliny (Harris i Haeberli 2003). Notowano wzrost temperatury, przy znacznej grubości pokrywy śnieżnej i intensywne ochłodzenie gruntu w przypadku, gdy śniegu było niewiele.

Miejszem szczególnie wrażliwym na zmiany jest obrzeżenie południowej granicy występowania zmarzliny nieciągłej (French 1998). Jest to między innymi obszar gór Mongolii i Kazachstanu, będący obecnie obiektem dużego zainteresowania (Brown i in. 2000). Według Sharkhuu (1998) w Mongolii proces degradacji w obrębie obszaru występowania zmarzliny nieciągłej dotyczy 75% powierzchni. Najnowsze badania idą w kierunku określenia tempa i mechanizmu degradacji zmarzliny w tej strefie. Ciągłe jest kwestią otwartą, czy degradacja zmarzliny jest związana istotnie tylko ze zmianą klimatu, czy też jest także skutkiem ocieplenia będącego efektem niszczenia lasów borealnych (fot. 1–2).

Obszar występowania wieloletniej zmarzliny utożsamiany jest często ze strefą peryglacjalną, charakteryzującą się specyficznym zespołem procesów morfogenetycznych. Obserwowany intensywny rozwój procesów peryglacjalnych, który jest uważany również za symptom ocieplenia, jest związany z sezonowym rozmarzaniem stropu wieloletniej zmarzliny i powstawaniem tzw. warstwy czynnej (permafrost active layer). Rozmarzanie rozpoczynające się po ustąpieniu pokrywy śnieżnej i trwające przez kilka miesięcy, przebiega w różnym tempie i sięga głębokości od kilkudziesięciu do kilkuset centymetrów (tab. 3).

Tabela 3

Mięszość czynnej warstwy zmarzliny (CALM – wg Browna i in. 2000)

Region	Maks. mięszość w [cm]
Arktyka Kanadyjska	55–189
Alaska	22–55
Grenlandia	44–75
Svalbard	45–196
Syberia	36–134
Tien Szan	420–470
Alpy	490
Antarktyka	25

Zróznicowanie miąższości warstwy czynnej i tempa rozmarzania wiązało się z fluktuacjami klimatycznymi w poszczególnych latach i przebiegiem pogody w ciągu roku. Niekiedy w większym stopniu było jednak determinowane przez czynniki regionalne i lokalne takie jak: konfiguracja i ekspozycja terenu oraz rodzaj i stopień mobilności wód nazmarzlinowych w pokrywach. Te spostrzeżenia skłaniają do ostrożności w formułowaniu ostatecznych wniosków co do możliwości traktowania warstwy czynnej jako ewentualnego wskaźnika globalnych zmian, bowiem nie stwierdzono znaczącego trendu wzrostu miąższości warstwy czynnej w całej strefie okołobiegunowej, a jedynie regionalne, krótkotrwałe oscylacje (Brown i in. 2000, Romanovsky i in. 2003, Christiansen i in. 2003, Repelewska-Pękalowa i Pękala 2004). Wahania miąższości warstwy czynnej mogą mieć istotne znaczenie dla środowiska. Jakkolwiek zaznacza się to najsilniej w obszarach polarnych i na obrzeżeniu strefy południowego zasięgu zmarzliny, dotyczy również zmarzliny występującej w piętrach wysokogórskich średnich szerokości geograficznych (Haeberli i Burn 2002).

Istnienie warstwy czynnej to warunek *sine qua non* rozwoju procesów rzeźbotwórczych. Współczesna ewolucja rzeźby peryglacjalnej, dokonuje się poprzez uruchomienie procesów morfogenetycznych uwarunkowanych dynamiką rozwoju czynnej warstwy zmarzliny oraz degradacją różnych form lodu gruntowego. Należą do nich procesy soliflukcji, ruchy masowe, termoerozja i termokras (fot. 3–6). Funkcjonowanie tych procesów przyporządkowane jest wszystkim rodzajom wieloletniej zmarzliny lecz ma różne nasilenie i skutki morfologiczne (Harris 1986). Rejestrowane są zjawiska o charakterze ekstremalnym lub podejmowane są badania kompleksowe aktywności procesów rzeźbotwórczych i ich skutków w wielu regionach lecz nie zawsze są związane z monitoringiem klimatu. Znalazło to odzwierciedlenie w literaturze dotyczącej głównie Arktyki (Jahn 1967, 1970, Harris 1986, Smith 1988, Bosikov 2003, Kershaw 2003, Seppälä 2003, Christiansen i Humlum 2003, Repelewska-Pękalowa i Pękala 1993, Pękala i Repelewska-Pękalowa 2004, Åkerman 2005, Forbrot i in. 2005, Kääb i Reichmuth 2005, Roer i in. 2005), ale także i Antarktyki (Boelhouwers 2003).



Fot. 1. Tereny objęte pożarami lasostepu (Góry Chentej, Mongolia)



Fot. 2. Hydrolakkolity zdegradowane wskutek pożaru (górne dorzecze Kerulenu, Mongolia)



Fot. 3. Jezioro termokrasowe (południowy skłon Changaju, Mongolia)



Fot. 4. Soliflukcja (Calyptostranda, Spitsbergen)



Fot. 5. Procesy termooerozji w dolinie Chamberlin (Spitsbergen)



Fot. 6. Lodowiec kamienisty w dolinie Muragl (Góry Engadin, Alpy)

Uwagi ogólne

Wieloletnia zmarzlina, jako zjawisko generowane przez klimat, reaguje oczywiście na jego zmiany, które mogą mieć charakter zmian krótkotrwałych (sezonowych) lub sekularnych. Zmiany sezonowe dotyczyły stropu zmarzliny, gdzie odbywa się rozmarzanie i zamarzanie, powodujące

powstanie niestabilnej warstwy czynnej i sprzyjające rozwojowi procesów rzeźbotwórczych. O globalnych tendencjach zmian klimatu, świadczy wzrost temperatury w obrębie wieloletniej zmarzliny i postępująca jej degradacja. Pociąga to za sobą zmniejszenie się powierzchni obszarów ze zmarzliną w podłożu oraz wzrost aktywności procesów odpowiedzialnych za rozwój struktur i form rzeźby kriogenicznej. Jest to problem wymagający szczególnej uwagi i troski, zwłaszcza w przypadku terenów zagospodarowanych.

Wyniki obserwacji i pomiarów prowadzonych w różnych regionach obszaru występowania wieloletniej zmarzliny wskazują na symptomy ocieplenia. Nie można jednak obecnie stwierdzić z całą pewnością, czy są to tylko zmiany związane z cykliczną zmiennością klimatu, która miała miejsce w dziejach Ziemi (Frakes 1979), czy też jest to również efekt wpływu człowieka, co trafnie ujął Eckholm (1976): "...Ludzie powodowani desperacją, niewiedzą, krótkowzrocznością lub chęcią zysku, łamiąc granice naturalnych ekosystemów, burzą podstawę własnej egzystencji".

Nowy impuls w badaniach wieloletniej zmarzliny wiąże się z Międzynarodowym Rokiem Polarnym (IPY 2007–2009). Przewidywana jest realizacja programu CALM II (Nelson i in. 2004), rozszerzonego w stosunku do wcześniejszego, o szczegółowe badania termiki wieloletniej zmarzliny oraz realizacja projektu IPA: *A contribution to the Thermal State of Permafrost* (TSP- 125), składającego się z kilkunastu programów narodowych realizowanych przez 16 państw (w tym przez Polskę). Planowane jest opracowanie nowej, globalnej bazy danych dotyczących termiki wieloletniej zmarzliny w oparciu o symultaniczne pomiary temperatury powietrza i zmarzliny, przeprowadzone zunifikowanymi metodami we wszystkich regionach planety Ziemia. Pozwoli to w przyszłości na weryfikację istniejących modeli i scenariuszy dotyczących reakcji wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu. Pierwsze rezultaty tych badań będą zaprezentowane w 2008 roku na *IX International Conference on Permafrost* w Fairbanks na Alasce.

Pracę wykonano w ramach projektu zamawianego nr PBZ-KBN-108/PO4/2004.

Literatura

- Åkerman H.J., 2005, Relation between slow slope processes and active-layer thickness 1972–2002, Kapp Linné, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 116–128.
- Anisimov O., Fitzharris B., Hagen J.O., Jeffries R., Marchant H., Nelson F.E., Prowse T., Vaughan D.G., 2001, Polar Regions (Arctic and Antarctic). [w:] *Climate Change: Impacts, Adaptation, and Vulnerability, the Contribution of Work-Assessment Review*. Cambridge, U.K. Cambridge University Press: 810–841.
- Boelhouwers J., 2003, Sensivity and responses to climate change in the Subantarctic periglacial environment. *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich*. Permafrost [1], (red.) M. Phillips, S. Springman i L. Arenson: 67–71.
- Bosikov N., 2003, Climate and cryogenic processes along linear structures. *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich*. Permafrost [1], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red.): 85–87.
- Brown J., Ferrians A., Heginbottom J., Melnikov E.S., 1997, Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. *United States Geological Survey Circum-Pacific Map Series, Map CP-45, Scale 1:10 000 000*.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E., 2000, The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Research Designs and Initial Results. *Polar Geography*, 24 (3): 165–258.
- Brown R.J.E., 1972, Permafrost in the Canadian Arctic Archipelago. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13: 102–130.

- Brown R.J.E, Péwé T.L, 1973, Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment. A review 1963–1973 .Permafrost; North American Contribution, Second International Permafrost Conference, Yakutsk, USSA. National Academy of Science Publication 2115: 71–100.
- Christiansen H.H., Åkerman J.H., Repelewska-Pękalowa J., 2003, Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden. [w:] W. Haeberli, D. Brandova (red.) Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information, 8th International Conference on Permafrost, Glaciology and Geomorphodynamics Group, Geography Department, University of Zurich, Switzerland: 19–20.
- Christiansen H.H., Humlum O., 2003, The southern boundary of the Northern Hemisphere periglacial zone at the Faroe Island. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [1], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red.): 139–144.
- Christiansen H.H., French H.M., Humlum O., 2005, Permafrost in the Gruve-7 mine, Adventdalen, Svalbard. Norsk Geografisk Tidsskrift, 59: 109–115.
- Eckholm E.P., 1976, Losing ground. Environmental stress and world food prospects. N.W. Norton and Co. Inc. New York: 223 s.
- Everdingen van R.O. (red). 1998, Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish and Swedish. The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, Alberta, Canada.
- Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Kääb A., Sollid J.L., 2005, Composition and internal structures of rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. Norsk Geografisk Tidsskrift, 59 (2): 139–148.
- Ferrians O. 1965, Permafrost map of Alaska. United States Geological Survey, Miscellaneous Map, 1–445.
- Frakes L.A., 1979, Climates throughout geologic time. Elsevier: 310 s.
- French H.H., 1976, The periglacial environment. Longman, London: 309 s.
- French H.M., 1998, Permafrost, real estate and climate change: the case of Thompson, Northern Manitoba, Kanada. Biuletyn Peryglacjalny, 37: 35–60.
- Gorbunov A.P., 1996, Monitoring the evolution of permafrost in the Tien Shan. Permafrost and Periglacial Processes, 7: 297–298.
- Grave N.A., 1968, Mierzljje toshchi zemli. Priroda I: 46–53.
- Haeberli W., Burn C.R., 2002, Natural hazards in forests: glacier and permafrost effects as related to climate change. Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests (R.C.Sidle red.) IUFRO Research Series, 9: 167–202.
- Harris S.A., 1986, The Permafrost Environment. Croom Helm: 276 s.
- Harris Ch., Haeberli W., 2003, Warming permafrost in the mountains of Europe. Bulletin WMO 52 (3).
- Hu X., Holubec I., Wonnacott J., Lock R., Olive R., 2003, Geomorphological, geotechnical and geothermal conditions at Diavik Mines. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [1], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red.): 437–442.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001, <http://www.ipcc.ch>.
- Isaksen K., Vonder Mühl D., Gubler H., Kohl T., Sollid J.L. 2000, Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. Annals of Glaciology, 31: 287–294.
- Jahn A., 1967, Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. Geografiska Annaler, 49 A: 213–225.
- Jahn A., 1970, Zagadnienia strefy peryglacjalnej. PWN, Warszawa: 202 s.
- Kääb A., Reichmuth T., 2005, Advance mechanisms of rock glaciers. Permafrost and Periglacial Processes, 16 (2): 187–193.

- Kershaw G.P., 2003, Permafrost landform degradation over more than half century Macmillan/Caribou Pass region, NWT/Yukon, Canada, Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [1], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red.): 543–548.
- Kotov A.N., Brazhnik S.N., Galanin A.V., 1998, Organization of ecological monitoring at “Onemen” research station [w:] Chukotka: Nature and Human. Magadan, Russia: Chukotka North-East Scientific Center, Far-East Branch, Russian Academy of Sciences: 93–111.
- Kristensen M., 1988, Climatic conditions and permafrost development on the Svalbard Archipelago. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Permafrost v.3: 24–26.
- Lachenbruch A.H., Cladouhos T.T., Saltus R.W., 1988, Permafrost temperature and the changing climate. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Permafrost v.3: 9–17.
- Liestøl O., 1976, Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. Norsk Polarinstitut Arbok, 1975: 7–29.
- Marchenko S.S., 1999, Permafrost-climatic conditions in the northern Tien Shan: Recent and expected for the 21st Century Changes. Journal Earth Cryosphere, 3 (2): 13–21.
- Moskalenko N.G., 1999: Investigation of the seasonal thaw of peatlands in the West Siberian cryolithosphere. Earth Cryosphere, 3: 32–35.
- Müller S.W., 1947, Permafrost or permanently frozen ground and related engineering Problems. Ann Arbor Michigan, J.W. Edwards: 231 s.
- Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Hinkel K.M., Christiansen H.H., 2004, Introduction: The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Workshop and the CALM II Program. Polar Geography, 28 (4): 253–266.
- Osterkamp T.E., Jorgenson J.C., 2006, Warming of permafrost in the Arctic Wildlife Refuge, Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 17 (1): 65–69.
- Osterkamp T.E., Romanovsky V.E., 1999, Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 10: 17–37.
- Pavlov A.V., 1997, Permafrost-Climatic monitoring of Russia: methodology, results of observation and forecast. Kriosfera Ziemli. Russian Academy of Sciences, 1 (1): 47–58.
- Pękala K., Repelewska-Pękalowa J., 2004, Formy pingo w rejonie południowego Bellsundu (Spitsbergen). Polish Polar Studies, XXX Sympozjum Polarne, Gdynia: 293–305.
- Repelewska-Pękalowa J., 2002, Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). Polish Polar Studies, Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów obszarów polarnych (A. Kostrzewski, G.Rachlewicz – red.): 255–265.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1993, The influence on local factors on solifluction rates, Spitsbergen. Palaeoclimate Research, 11, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man, 6: 251–266.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 2004, Active-layer dynamics at the Calypsostranda CALM Site, Recherche Fjord region, Spitsbergen. Polar Geography, 28 (4): 326–343.
- Roer I., Kääh A, Dikau R., 2005, Rockglacier acceleration in the Turmmman Valley (Swiss Alps): Probable controls. Norsk Geografisk Tidsskrift, 59 (2): 157–163.
- Romanovsky V.E., Sergueev D.O., Osterkamp T.E., 2003, Temporal variation in the active layer and near-surface permafrost temperatures at the long-term observatories in Northern Alaska. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [2], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red): 989–994.
- Seppälä M., 2003, An experimental climate change study of the effect of increasing snow cover on active layer. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [2], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red): 1013–1016.
- Sharkhuu N., 1998, Trends of permafrost development in the Selenga River basin, Mongolia. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada: 976–986.

- Sharkhuu N., 2003, Recent changes in the permafrost of Mongolia. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [2], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red): 1029–1034.
- Smith M.W., 1988, The significance of climatic change for permafrost environment. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim. Permafrost [3]: 18–23.
- Smith S.L., Burgess M.M, Taylor A.E., 2003, High Arctic permafrost observatory at Alert Nunavut – analysis of a 23 year data set. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [2], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red): 1073–1078.
- Stearns S.R., 1966, Permafrost (perennially frozen ground).US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Cold Regions Science and Engineering I (A2): 77 s.
- Vonder Mühl D.S., Arenson L.U., Springman S., 2003, Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Permafrost [2], M. Phillips, S. Springman i L. Arenson (red): 1195–1200.
- Washburn A.L. 1973, Periglacial processes and environments. E. Arnold : 320 s.
- Zhang T., Barry R.G., Knowles K., Heginbottom J.A., Brown J., 1999, Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. Polar Geography, 24: 132–154.