

STOSUNKI TERMICZNE I OPADOWE W ARKTYCE W OKRESIE 1961-1990

Rajmund Przybylak

*Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń
Instytut Geografii, Zakład Klimatologii*

1. Wstęp

Nazwa Arktyki pochodzi od greckiego słowa arktos (niedźwiedź). Jest to obszar leżący pod gwiazdozbiorem Wielkiej Niedźwiedzicy. Charakteryzuje się on specyficznymi właściwościami środowiska naturalnego i oświetlenia. Wymienić należy przede wszystkim znaczne pokrycie Arktyki przez śnieg i wszelkie rodzaje lodu (lodowce, lądolody, lód morski) oraz występowanie dni i nocy polarnych. Cechą odróżniającą ten obszar od innych jest też to, że jest on w małym stopniu zmieniony przez człowieka. Mimo znacznej odrębności fizycznogeograficznej Arktyki, o której decyduje przede wszystkim klimat i możliwości jakie on stwarza dla rozwoju świata przyrody, ustalenie jego granic nie jest łatwe.

Znanych jest kilka metod określania granic Arktyki (Baird 1967, Pietrow 1971, Jahn 1977):

1. astronomiczna – według niej południową granicę Arktyki stanowi północne koło podbiegunowe. Wyznaczona w ten sposób Arktyka obejmuje znaczną część obszarów, których nie można zaliczyć do Arktyki. Pomimo tego faktu obserwuje się bardzo często, iż wielu badaczy ze względów czysto praktycznych za Arktykę przyjmuje obszar leżący powyżej określonego równoleżnika, który przebiega na północ lub na południe od północnego koła podbiegunowego. Na przykład niektórzy badacze za południową granicę Arktyki wybierają równoleżnik 60°N (Walsh 1977, 1978, Jesierkiepowa i in. 1982, Aliksandrow, Subbotin 1985, Subbotin 1985, Jones 1995), 65°N (Kelly, Jones 1981a-d, 1982; Jones 1985; Aliksiejew, Swjaszczennikow 1991) lub 70°N (Dmitrijew 1994). W każdym z tych przypadków obszary wyznaczone przez te kryteria różnią się znacznie od rzeczywistego obszaru Arktyki.

2. klimatyczne – są one najliczniejsze, najbardziej dokładne oraz słuszne. Spośród tych metod nadal najbardziej popularną jest izoterma najcieplejszego miesiąca (10°C) po raz pierwszy zaproponowana w klasyfikacji klimatów Supana, a rozpowszechniona przez Köppena. Z bardziej znanych metod klimatycznych wymienić należy metodę Vahla uwzględniającą oprócz temperatury najcieplejszego miesiąca także temperaturę najchłodniejszego miesiąca. Podany przez niego wzór został później zmodyfikowany przez Nordenskjölda i obecnie ma postać:

$$W = 9 - 0,1 C$$

gdzie: W – średnia temperatura najcieplejszego miesiąca w $^{\circ}\text{C}$

C – średnia temperatura najchłodniejszego miesiąca w $^{\circ}\text{C}$

Dla wyznaczenia granic Arktyki użyć można też wielkości bilansu energii cieplnej w tym przede wszystkim bilans promieniowania (Gawrilowa 1963, Vowinkel, Orvig 1970), który nie może tu przekroczyć $62,7 \text{ kJ/cm}^2/\text{rok}$ ($15 \text{ kcal/cm}^2/\text{rok}$). Określona w ten sposób granica leży niedaleko izotermy najcieplejszego miesiąca 10°C i linii Nordenskjölda.

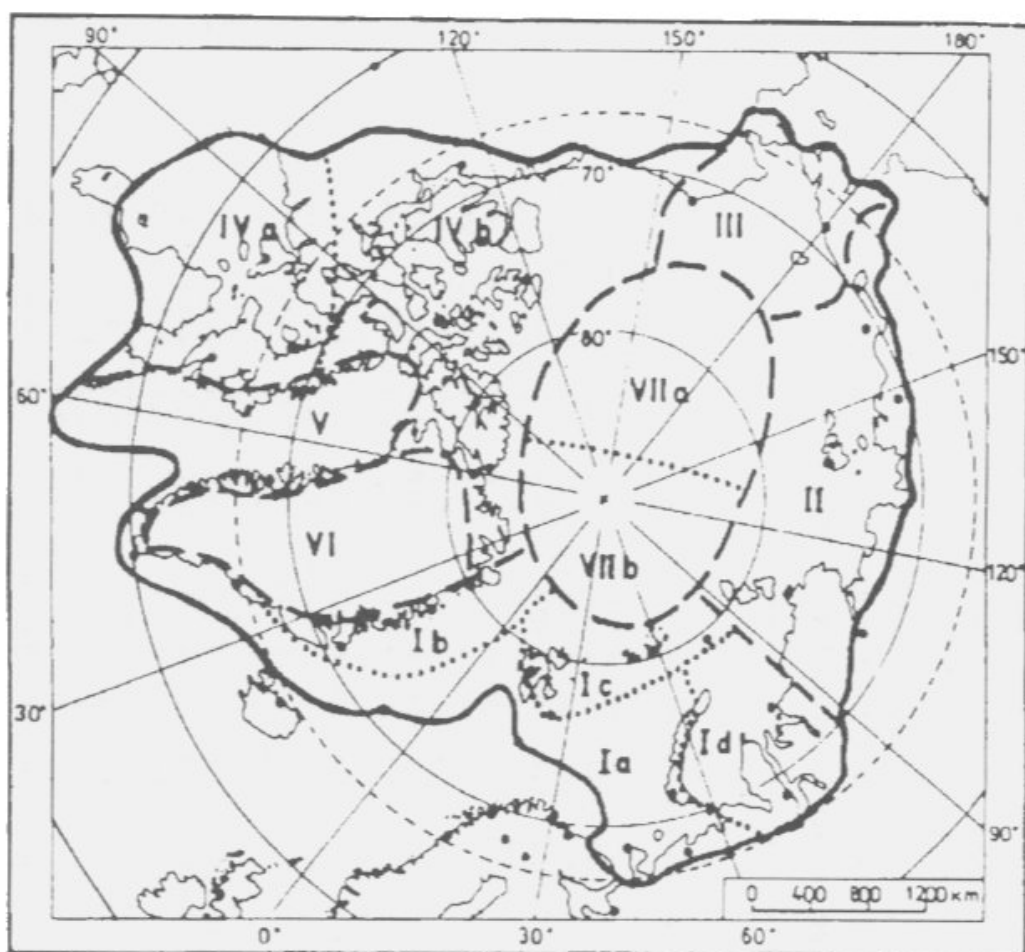
3. botaniczna – twórcą tej metody jest O. Nordenskjöld, który przyjął za granicę Arktyki północną granicę lasów. Inni badacze np. Hustich (1973) wyróżnił polarną „granicę gatunków” drzew iglastych.

Wszystkie te granice dotyczą wyłącznie obszarów lądowych. Za morską granicę Arktyki przyjmuje się natomiast zasięg arktycznych wód morskich.

W niniejszej pracy za Arktykę przyjęto obszar zaproponowany w Atlasie Arktiki (1985), który został wyznaczony biorąc pod uwagę kompleks elementów klimatycznych (ryc. 1).

Charakterystykę klimatu Arktyki opracowano wykorzystując średnie (sumy) miesięczne i roczne temperatury powietrza (T) i opadów atmosferycznych (P) z 30 stacji leżących w Arktyce oraz 10 w Subarktyce z okresu 1961-1990 (tab. 1, ryc. 1). Do szczegółowej analizy wybrano 11 stacji reprezentujących poszczególne subregiony i regiony klimatyczne Arktyki (tab. 2). Dane klimatyczne z różnych obszarów Arktyki zostały uzyskane od:

1. P. Fricha z Duńskiego Instytutu Meteorologicznego w Kopenhadze (część danych ze stacji grenlandzkich). Pozostałe dane z Grenlandii zostały wzięte z następujących źródeł: Provisional mean temperatures and mean atmospheric pressure at MSL at weather stations in Greenland 1961-1965 (1967); Provisional total amount of precipitation in mm, Greenland 1961-1965 (1969); roczników Provisional mean temperatures and total amount of precipitation in mm Greenland 1966, 1967..., 1980 (1967-1981); Statistik Arbok (1981-1991); Monthly Climatic Data for the World (1981-1991),



Ryc. 1. Granice Arktyki i jej regionów klimatycznych (wg Atlasu Arktyki 1985) oraz lokalizacja stacji meteorologicznych

Fig. 1. Arctic borders and its climatic regions (after Atlas Arktyki 1985) and location of meteorological stations

2. B. Aune z Norweskiego Instytutu Meteorologicznego w Oslo oraz z publikacji Steffensen (1969, 1982) – dla Arktyki Norweskiej,
3. A. A. Diemientiewa z Instytutu Naukowo-Badawczego Arktyki i Antarktyki w Sankt Petersburgu – dla Arktyki Rosyjskiej,
4. National Climatic Data Center w Asheville – dla stacji Barrow na Alasce,
5. M. S. Webba z Canadian Climate Centre w Downsview, Toronto – dla Arktyki Kanadyjskiej.

Tab. 1. Średnie wieloletnie temperatury powietrza (T, w °C) i opady atmosferyczne (P, w mm) w stacjach arktycznych (górna część tabeli) i subarktycznych (dolna część tabeli) oraz ich anomalie (A) względem średnich z okresu 1961-1990

Table 1. Many year means of air temperature (T, in °C) and precipitation (P, in mm) in Arctic (upper part of the table) and Subarctic (lower part of the table) stations and their anomalies (A) with regard to the means from the reference period 1961-1990

Stacja - Station	1961 - 1970			1971 - 1980			1981 - 1990			1961 - 1990		
	T	A	P	T	A	P	T	A	P	T	A	P
Prins Christian Sund	0,9	0,3	2491,5	-	0,5	-0,1	2470,1	-	0,8*	0,2	-	-
Angmagssalik	-1,6	0,1	929,5	-36,9	-1,5	0,2	1085,3	118,9	-1,8	-0,1	884,5	-81,9
Kap Tobin	-8,2	-0,5	463,9	-	-7,8	-0,1	537,1	-	-7,1	0,6	-	-
Danmarkshavn	-12,5	-0,2	108,5	-24,7	-12,3	0,0	147,1	13,9	-12,1	0,2	144,1	10,9
Jan Mayen	-1,9	-0,5	588,6	-93,6	-1,2	0,2	768,3	86,1	-1,1	0,3	689,9	7,7
Svalbard Lufthavn	-7,6	-0,9	-	-	-6,3	0,4	-	-	-6,2	0,5	-	-
Bjørnøya	-3,2	-0,9	366,7	-3,3	-1,9	0,4	366,0	-4,0	-2,0	0,3	376,9	6,9
Hopen	-7,4	-1,0	376,5	-62,8	-5,9	0,5	431,8	-7,5	-6,0	0,4	509,2	69,9
Kanin Nos	-1,2	-0,2	490,8	50,3	-0,9	0,1	428,4	-12,1	-0,8	0,2	402,5	-38,0
Malyje Karmakuly	-5,9	-0,5	430,5	57,5	-5,5	-0,1	346,0	-27,0	-4,9	0,5	342,3	-30,7
Narjan-Mar	-4,3	-0,4	402,5	-20,8	-4,0	-0,1	427,9	4,6	-3,4	0,5	439,0	15,7
Polar GMO im. E. T.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Krenkelja	-14,5	-0,7	302,0	51,8	-13,4	0,4	213,5	-36,7	-13,4	0,4	234,7	-15,5
Mys Kamiennyj	-9,5	-0,2	416,1	68,0	-9,7	-0,4	345,7	-2,4	-8,6	0,7	282,3	-65,8
Ostrow Wize	-15,1	-0,5	197,6	34,7	-14,3	0,3	161,4	-1,5	-14,3	0,3	129,9	-33,0
Ostrow Dikson	-12,5	-0,5	313,7	-1,3	-12,2	-0,2	316,2	1,2	-11,4	0,6	315,0	0,0
GMO im. E. K. Fiedorowa	-15,7	-0,4	227,1	16,9	-15,3	0,0	197,0	-13,2	-14,9	0,4	206,2	-4,0
Ostrow Kotielnyj	-15,5	-0,3	155,6	20,5	-15,2	0,0	125,4	-9,7	-14,8	0,4	124,2	-10,9
Czokurdach	-14,7	-0,5	204,2	8,0	-14,3	-0,1	190,1	-6,1	-13,7	0,5	193,9	-2,3
Ostrow Czetyrechstołbowoj	-14,0	-0,2	118,3	17,8	-14,0	-0,2	107,3	6,8	-13,4	0,4	76,1	-24,4
Mys Szmida	-11,9	-0,1	372,9	91,0	-12,0	-0,2	264,2	-17,7	-11,6	0,2	209,0	-72,9
Barrow	-12,1	0,1	125,4	11,7	-12,4	-0,2	102,9	-10,8	-12,0	0,2	113,7	0,0
Coppermine	-11,7	-0,3	186,8	-44,8	-11,3	0,1	247,4	15,8	-11,2	0,2	260,6	29,0
Resolute A	-16,6	0,1	137,2	-1,9	-16,9	-0,2	126,8	-12,3	-16,5	0,2	153,2	14,1
Eureka	-19,5	0,4	54,8	-12,6	-20,5	-0,6	70,6	3,2	-19,8	0,1	77,1	9,7

Tab. 1. c.d. - Table 1. contd

Stacja - Station	1961 - 1970			1971 - 1980			1981 - 1990			1961 - 1990				
	T	A	P	T	A	P	T	A	P	T	A	P		
Coral Harbour A	-11,7	0,0	276,2	-7,2	-11,8	-0,1	272,1	-11,3	0,0	301,5	18,1	-11,7	283,4	
Iqaluit A	-9,2	0,4	416,4	-7,1	-9,7	-0,1	423,8	0,3	-9,9	-0,3	429,9	6,4	-9,6	423,5
Clyde A	-12,0	0,5	190,4	-29,6	-12,4	0,1	212,5	-7,5	-13,1	-0,6	257,0	37,0	-12,5	220,0
Alert	-18,1	0,1	171,7	17,0	-18,6	-0,4	144,7	-10,0	-17,9	0,3	147,6	-7,1	-18,2	154,7
Egedesminde	-4,2	0,6	255,4	-30,6	-4,6	0,2	328,0	42,0	-5,5	-0,7	275,1	-10,9	-4,8	286,0
Godthåb	-0,8	0,6	821,7	96,5	-1,3	0,1	737,3	12,1	-2,2	-0,8	616,5	-108,7	-1,4	725,2
Akureyri	3,0	-0,3	453,1	-35,3	3,5	0,2	469,0	-19,4	3,3	0,0	543,0	54,6	3,3	488,4
Bodø	4,4	-0,1	1021,0	10,1	4,6	0,1	1047,6	36,7	4,5	0,0	964,4	-46,5	4,5	1010,9
Tromsø	2,8	-0,1	1016,3	-11,9	3,0	0,1	994,3	-33,9	2,8	-0,1	1074,4	46,2	2,9	1028,2
Karesuando	-2,5	-0,3	442,7	1,3	-2,2	0,0	451,3	9,9	-2,1	0,1	430,4	-11,0	-2,2	441,4
Sodankyla	-1,2	-0,2	512,1	13,9	-1,0	0,0	466,5	-31,7	-0,9	0,1	515,6	17,4	-1,0	498,2
Vardo	1,1	-0,2	496,6	-59,1	1,4	0,1	517,8	-37,9	1,5	0,2	653,0	97,3	1,3	555,7
Murmansk	-0,2	-0,2	483,9	-1,9	0,0	0,0	494,4	8,6	0,2	0,2	479,0	-6,8	0,0	485,8
Archangielsk	0,6	-0,1	528,7	-16,4	0,6	-0,1	543,4	-1,7	1,0	0,3	563,0	17,9	0,7	545,1
Chatanga	-13,4	-0,2	252,5	12,6	-13,6	-0,4	217,5	-22,4	-12,7	0,5	249,7	9,8	-13,2	239,9
Fort Smith A	-3,7	-0,7	344,9	-7,3	-2,8	0,2	355,6	3,4	-2,5	0,5	355,5*	3,3	-3,0	352,2**

* - 1961-1987 ** - 1961-1988

Tab. 2. Położenie geograficzne stacji reprezentujących poszczególne subregiony i regiony klimatyczne Arktyki (ryc. 1)
 Table 2. Geographical position of stations which represent individual climatic subregions and regions of the Arctic (Fig. 1)

Stacja - Station	ϕ	λ	h (m)	Subregion	Region
Danmarkshavn	76,7°N	18,9°W	11	Ib	Atlantycki (RI) Atlantic
Jan Mayen	70,9°N	8,7°W	10	Ia	
Maijje Karmakuły	71,4°N	52,7°E	46	Ia	
Polar GNO im. E. T. Krenkelja	80,6°N	58,1°E	20	Ic	
Ostrow Dikson	73,5°N	80,4°E	20	Id	
Ostrow Kotelnij	76,0°N	137,9°E	10	-	Syberyjski-Siberian (RII)
Mys Szmidta	68,9°N	179,5°W	7	-	Pacyficzny-Pacific (RIII)
Resolute A	74,7°N	95,0°W	67	IVb	Kanadyjski (RIV) Canadian
Coral Harbour A	64,2°N	83,4°W	64	IVa	
Clyde A	70,5°N	68,5°W	25	-	M. Baffina (RV) Baffin Sea
Egedesminde	68,7°N	52,8°W	48	-	

Średnie temperatury hemisferyczne oraz dla Arktyki (60-90°N) zostały udostępnione autorowi przez P. Jonesa z Uniwersytetu Wschodniej Anglii. Inne 2 serie średnich T z Arktyki wzięto z publikacji Aliksiejewa i Swjaszczennikowa (1991) oraz Dmitrijewa (1994). Wielkości temperatury wody w profilu od płw. Kola do W. Niedźwiedziej (0-200m głębokości) i zlodzenia M. Barentsa uzyskano od G. Zubakina z Instytutu Naukowo-Badawczego Arktyki i Antarktyki w Sankt Petersburgu. Wskaźniki aktywności geomagnetycznej zostały udostępnione przez J. Strestika z Czeskiej Akademii Nauk w Pradze. Wszystkim wymienionym osobom chciałbym w tym miejscu serdecznie podziękować za życzliwość i pomoc jaką mi okazali w trakcie zbierania danych.

Niezwykle ważnym problemem, któremu trzeba poświęcić nieco uwagi jest sprawa jakości zebranych danych. Trzeba podkreślić, że uzyskane, w większości przypadków, dane z Instytutów Meteorologicznych bądź instytutów rządowych poszczególnych państw arktycznych są znacznie lepszej jakości niż powszechnie wykorzystywane dane z World Weather Records i Monthly Climatic Data for the World, które w wielu przypadkach zawierają błędy.

Homogeniczność serii T dla wszystkich analizowanych w niniejszej pracy stacji meteorologicznych została sprawdzona przez Jonesa i in. (1985). Według ich badań wszystkie serie T są homogeniczne. Trzeba tu dodać, że serie T, którymi dysponowali Jones i in. (1985) mogą się różnić w pewnych miejscach od danych użytych w niniejszej pracy, głównie z tego powodu, że korzystali oni z danych opublikowanych w World Weather Records i Monthly Climatic Data for the World. Według opinii Diemientiewa (1992) i Steffensen (1982) serie T odpowiednio z rosyjskich i norweskich stacji arktycznych są homogeniczne. Autor wykonał także kontrolę jakości danych stosując test 3σ i test Abby'ego. Według testu Abby'ego ok. 70-80% stacji ma serie termiczne homogeniczne. Badania Mitchella i in. (1966) dowiodły iż test ten posiada zbyt ostre kryteria i w związku z tym odrzuca ok. 1/3 stacji, które są homogeniczne. Biorąc to pod uwagę wydaje się, że większość stacji posiada dane nienajgorszej jakości i za Jonesem i in. (1985) można je uznać za homogeniczne.

W przypadku P, ze względu na fakt iż ten element jest dużo bardziej czuły na zmiany wszelkich czynników nieklimatycznych (np. zmiany lokalizacji stacji, technik pomiarowych itd.) niż T, prawdopodobieństwo występowania niehomogeniczności w poszczególnych seriach P jest dużo wyższe. Ocenę jednorodności danych poważnie utrudnia także fakt, iż w chłodnym okresie roku pomiary P są obciążone znacznymi błędami (do kilkudziesięciu %) związanymi głównie z występującymi tu silnymi wiatrami i zamieciami śnieżnymi. Z tych powodów zadaniem niezwykle trudnym, a w pewnych

wypadkach nawet niemożliwym, jest doprowadzenie do jednorodności serii P. Jednorodność wszystkich analizowanych w niniejszym opracowaniu ciągów P została sprawdzona testem Abby'ego. Wyniki okazały się gorsze niż dla T, tym niemniej ok. 60-70% stacji wg tego testu jest homogenicznych. Najlepsze rezultaty otrzymano, jak się można było spodziewać, dla sum letnich, a najgorsze dla zimowych (odpowiednio prawie 80% i 60% stacji). Gdy uwzględnimy rezultaty wspomnianych badań Mitchella i in. (1966) to okaże się, że większość stacji posiada dane o dobrej jakości. Według opinii Diemientiewa (1992) stacje rosyjskie mają serie homogeniczne. Z kolei Steffensen (1982) stwierdza, że P w arktycznych stacjach norweskich najprawdopodobniej nie są homogeniczne. Nordli (1995, inf. ustna) na podstawie ostatnio przeprowadzonych badań stwierdził, że niehomogeniczna jest prawdopodobnie jedynie seria P z Jan Mayen.

Bogata literatura dowodzi, że obszary polarne, w tym Arktyka, są najlepszym wskaźnikiem określającym stan globalnego systemu klimatycznego (Flohn 1978, Polar Group 1980, Weller 1982, Jäger, Kellogg 1983, IPCC 1990, 1992 i inni). Pomimo tego liczba prac poświęconych klimatowi Arktyki, w tym szczególnie jego zmienności w okresie obserwacji instrumentalnych jest niezbyt duża. Piszą o tym m. in. Aliksandrow i in. (1986). Większość opublikowanych prac omawia i analizuje lokalne bądź regionalne właściwości klimatu poszczególnych fragmentów Arktyki (Baranowski 1968, Spinnangr 1968, Steffensen 1969, 1982, Bradley, Miller 1972, Bradley 1973a, b, Markin 1975, Bradley, England 1978, Pereyma 1983, CCC report No. 85-14 1985, Brazdil 1988, Frydendahl 1989, Kamiński 1989, Hanssen-Bauer i in. 1990, Nordli 1990, Diemientiew 1991, Przybylak 1992, Przybylak, Usowicz 1994 i wiele innych). Wybrane aspekty klimatu dla całej Arktyki bądź jej dużych fragmentów zostały omówione m. in. w następujących opracowaniach: Gawriłowa 1963, Vowinckel, Orvig 1970, Dydina 1982 oraz w atlasach CIA (1978) i Atlas Arktiki (1985).

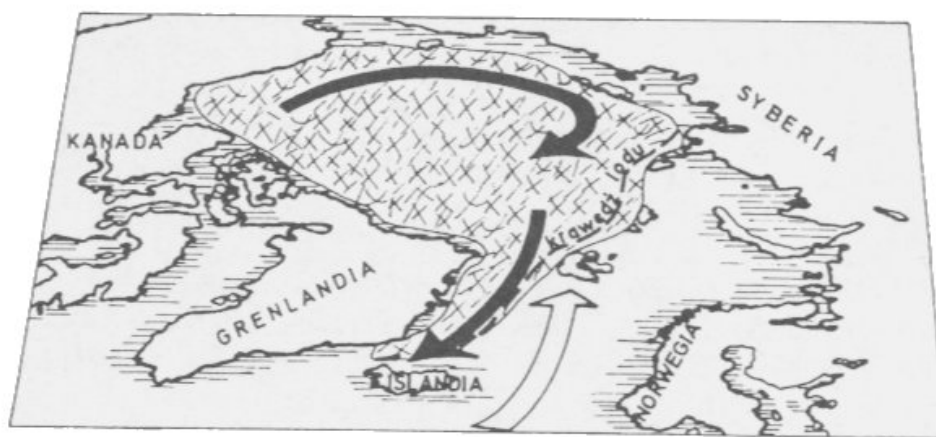
Zmienność średnich T dla całej Arktyki (określona przez autorów w różny sposób) lub jej regionów została omówiona w następujących publikacjach: Kelly, Jones 1981a-d, 1982, Kelly i in. 1982, Jäger, Kellogg 1983, Jones 1985, Aliksiejew, Swjaszczennikow 1991, Chapman, Walsh 1993, Przybylak, Usowicz 1993, 1994, Dmitrijew 1994.

W przypadku P brak jest tego typu opracowań. Związane jest to z faktem, iż element ten jest – spośród wszystkich elementów klimatycznych – najbardziej zmienny w czasie i przestrzeni. Niezwykle rzadka sieć stacji w Arktyce i znaczne błędy pomiarów opadów, szczególnie w chłodnym okresie roku, praktycznie uniemożliwiają obliczenie średnich powierzchniowych P nie tylko dla całej Arktyki, ale także dla jej poszczególnych regionów. Stąd też w literaturze znaleźć można jedynie opracowania zagadnień

zmienności P w oparciu o dane z poszczególnych stacji (np. Brazdil 1988; Przybylak, Usowicz 1994). Z powyższych powodów jest znacznie mniej prac omawiających P niż T w Arktyce.

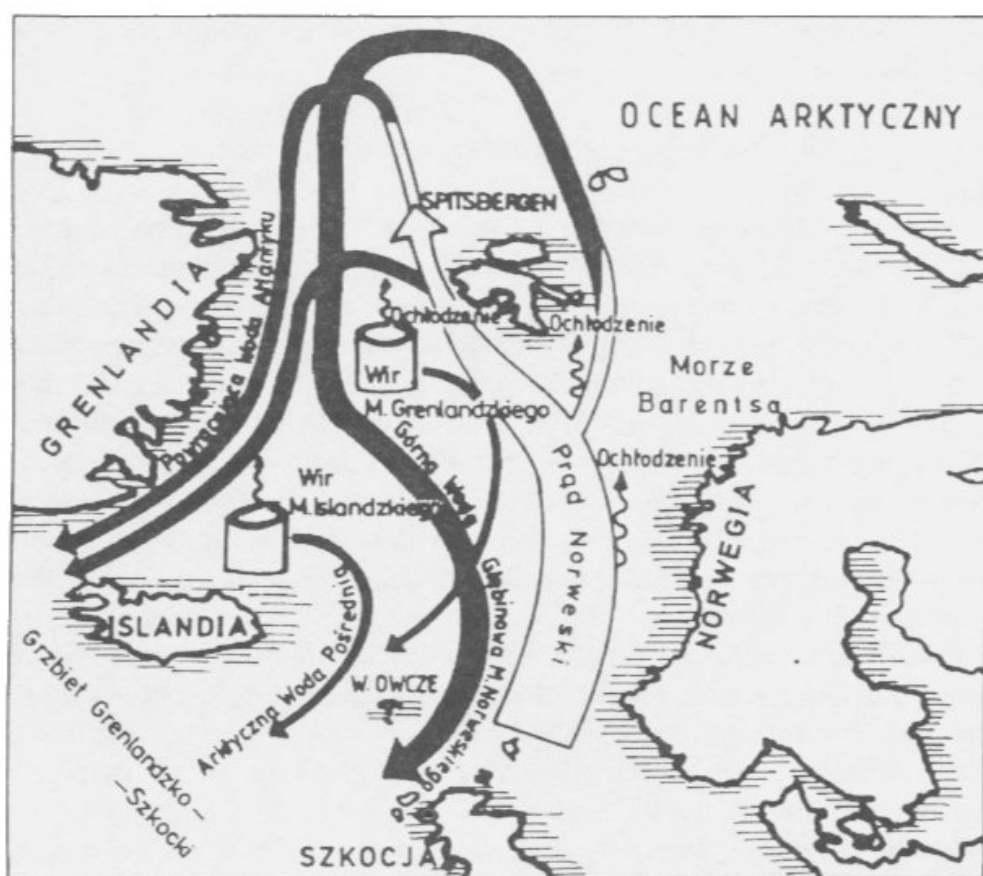
2. Cyrkulacja atmosferyczna i oceaniczna

Cyrkulacja atmosferyczna i oceaniczna odgrywa bardzo istotną rolę w kształtowaniu klimatu Arktyki, szczególnie w okresie nocy polarnej, kiedy dopływ energii słonecznej jest zahamowany. Dostawa ciepła z niższych szerokości geograficznych tymi drogami zmienia się w cyklu rocznym; największa jest w zimie, a najmniejsza latem. Niedawne badania Aliksiejewa i in. (1991) wykazały, że aż 95% adwekcji ciepła do Arktyki dostaje się drogą cyrkulacji atmosferycznej. Dlatego też ten czynnik odgrywa znacznie większą rolę w kształtowaniu klimatu Arktyki niż w innych obszarach na kuli ziemskiej. Wpływ cyrkulacji w największym stopniu przejawia się w regionach klimatycznych I, V i III (dalej określanych jako RI, RV i RIII). Na pierwsze 2 regiony oddziałuje Niż Islandzki, a na trzeci Niż Aleucki. Dla klimatu Arktyki znacznie istotniejszą rolę wywiera wymieniony pierwszy ośrodek baryczny i jego wieloletnie wahania oraz położenie frontu arktycznego, wzdłuż którego przemieszczają się aktywne cyklony znad Atlantyku na wschód. Oddziaływanie Niżu Aleuckiego jest natomiast silnie ograniczone pasmami górskimi występującymi na Alasce i w pn.-wsch. Azji. O zmienności cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce w ostatnich dekadach pisze Przybylak (1994, 1996, w tym tomie).



Ryc. 2. Powierzchniowe warunki termohalinowe w Arktyce (wg Mauritzen, Owens 1994)

Fig. 2. Surface thermohaline conditions in the Arctic (after Mauritzen and Owens 1994)



Ryc. 3. Modyfikacje i drogi wody atlantyckiej do Oceanu Arktycznego, od napływu ciepłych i lekkich wód do ich przemiany w wody gęste (wg Mauritzen, Owens 1994)

Fig. 3. Modification and pathways of Atlantic water in the Arctic Ocean, from warm and light inflow to dense overflows (after Mauritzen and Owens 1994)

Rola prądów morskich w kształtowaniu klimatu Arktyki jest mniejsza niż cyrkulacji atmosferycznej, ale również znacząca. Ogólny rozkład cyrkulacji termohalinowej w Arktyce przedstawia ryc. 2. Podobnie jak w przypadku cyrkulacji atmosferycznej, cyrkulacja oceaniczna największy wpływ wywiera na klimat RI dokąd dopływa ciepły Prąd Norweski rozwidlając się w okolicy Spitsbergenu na 3 gałęzie (ryc. 3). Oddziałuje on na klimat przede wszystkim centralnej części RI. Zachodnia część tego regionu jest natomiast pod wpływem chłodnego Prądu Grenlandzkiego, który początek swój bierze na M. Beauforta (ryc. 2 i 3). Prąd ten działa ochładzająco na T

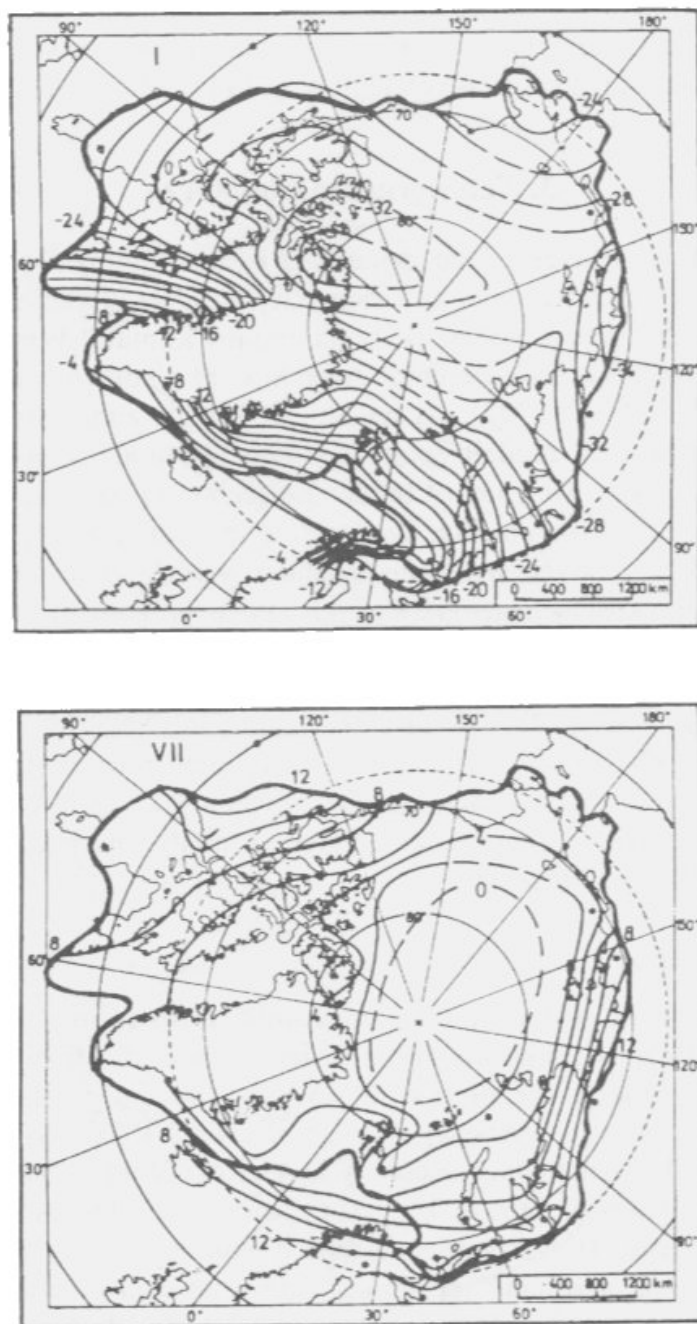
w tej części Arktyki. Ważnym procesem, który niewątpliwie wpływa także na klimat RI jest tworzenie się na jego obszarze ciężkich wód głębinowych w wyniku ochładzania się ciepłych lekkich wód Prądu Norweskiego (ryc. 3).

3. Temperatura powietrza

Pole T w Arktyce i jego zmiany są bardzo istotnym elementem oddziałującym na klimat całej kuli ziemskiej. Modele klimatyczne wskazują także, że obszar ten jest bardzo czuły na zmiany klimatu. Większość z nich przepowiada dramatyczne ocieplenie Arktyki wraz z podwojeniem się zawartości CO_2 (IPCC 1990, 1992), szczególnie w okresie zimowym (do kilkunastu $^{\circ}\text{C}$). Według tych modeli epoki ociepleń i ochłodzeń powinny tu być najwyraźniejsze. Celowe zatem i bardzo potrzebne są badania zmienności T w Arktyce i jej stały monitoring. Szczególnie interesująca jest odpowiedź na pytanie czy T w Arktyce w ostatnich latach wzrosła znacznie bardziej niż w niższych szerokościach geograficznych jak to prognozują modele klimatyczne. Opublikowane w ostatnich latach opracowania z niektórych obszarów Arktyki dowodzą, iż efekt cieplarniany do tej pory nie ujawnił się tu (Hanssen-Bauer i in. 1990, Nordli 1990, Kahl i in. 1993a, b, Przybylak, Usovich 1993, 1994, Przybylak 1994 i inni). W niniejszym opracowaniu podjęto również ten problem w odniesieniu do całej Arktyki. Wcześniej jednak chcemy przedstawić ogólną charakterystykę klimatyczną badanego obszaru w badanym 30-leciu 1961-1990.

Średnie wieloletnie

T w Arktyce wykazuje dużą zmienność przestrzenną we wszystkich porach roku. Bezpośrednią przyczyną takiej sytuacji jest duży udział cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej w jej kształtowaniu. Najniższe średnie 30-letnie T w styczniu wystąpiły w pn.-wsch. części Arktyki Kanadyjskiej i w centralnej kontynentalnej części Arktyki Rosyjskiej, gdzie spadają one poniżej -34°C . Niewiele niższe T są na obszarze centralnej Arktyki łączącej te dwa rejony (ryc. 4). Na tych obszarach o najniższej T występują też najmniejsze poziome gradienty jej zmian. Bez wątpienia o takich warunkach termicznych tu występujących decyduje mała liczba docierających cyklonów. Najwyższa T w Arktyce w styczniu (od -4° do -20°C) i najsilniejsze jej gradienty poziome są w RI i w RV, gdzie intensywnie oddziałują cyklony związane z Niżem Islandzkim. Cyklony przedzierające się przez Cieśninę Beringa z Pacyfiku są znacznie słabsze od atlantyckich, tym niemniej także podnoszą T na obszarach gdzie napływają. We wszystkich tych miejscach jest widoczne wyraźne wygięcie izoterm ku północy (ryc. 4).



Ryc. 4. Rozkład przestrzenny średniej temperatury powietrza w Arktyce w styczniu (I) i w lipcu (VII), 1961-1990

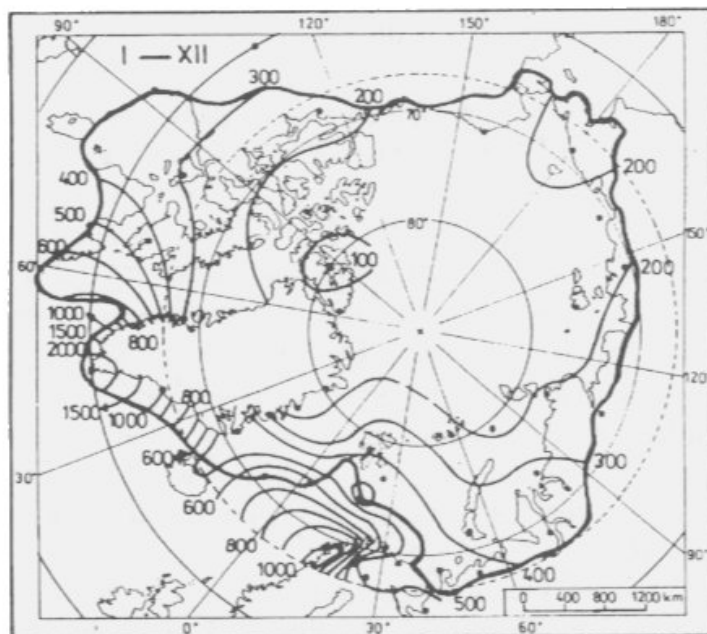
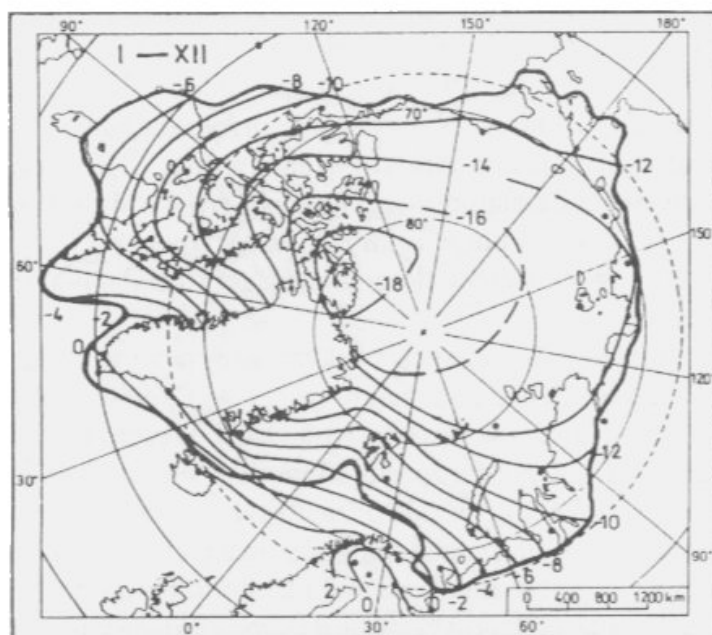
Fig. 4. Spatial pattern of January (I) and July (VII) mean air temperature in the Arctic, 1961-1990

W okresie letnim (reprezentowanym przez dane z lipca) zmienność przestrzenna T jest dużo mniejsza. Najniższa T występuje w centralnej Arktyce, gdzie waha się ona ok. 0°C , co jest spowodowane zużywaniem ciepła na topnienie śniegów i lodów. Najwyższe T przekraczające 10°C występują w częściach kontynentalnych Arktyki Kanadyjskiej i Rosyjskiej (ryc. 4). Obszary o intensywnej działalności cyklonalnej (RI i RV) posiadają T wahające się od $4^{\circ} - 8^{\circ}\text{C}$. W tej porze roku jest widoczny bardziej strefowy przebieg izoterm, co jest odbiciem dominującej roli insolacji (dzień polarny) w kształtowaniu T .

Na kształtowanie T rocznych większy wpływ wywierają T chłodnego okresu. Dlatego też rozkład przestrzenny tych T jest podobny do styczniowego (por. ryc. 4 i 5). Najniższa średnia 30-letnia T wystąpiła w stacji Eureka ($-19,9^{\circ}\text{C}$) – tab. 1, a najwyższa na południowym cyplu Grenlandii w stacji Prins Christian Sund ($0,6^{\circ}\text{C}$). W tab. 1 zamieszczono także średnie i anomalie T w poszczególnych 10-leciach. Z analizowanych 3 dekad najchłodniejszą była dekada lat 60-tych, kiedy niemal na całym obszarze Arktyki (z wyjątkiem RIV i RV oraz małego skrawka RI) występowały ujemne anomalie. Najcieplej było w dekadzie 1981-1990, kiedy sytuacja uległa zgrubsza odwróceniu. W tym czasie bowiem anomalie dodatnie wyraźnie dominowały z wyjątkiem RV i przylegających do niego małych fragmentów RIV i RI (tab. 1).

Zmienność T stycznia z roku na rok w badanym okresie największa była w północnej części RI (np. w stacji Hopen i Svalbard Lufthavn odchylenia standardowe wyniosły odpowiednio $5,1^{\circ}$ i $5,0^{\circ}\text{C}$) oraz w RV (tab. 3). Najbardziej stabilne warunki termiczne panowały na obszarze najcieplejszym (pd.-zach. część RI) i najchłodniejszym (stacje Alert $/\sigma = 1,8^{\circ}\text{C}/$ i Ostrow Kotielnyj $/\sigma = 2,8^{\circ}\text{C}/$). W lipcu największe rozproszenie T wokół średniej wieloletniej występowało na stacjach kontynentalnych RI ($\sigma > 2^{\circ}\text{C}$). Zdecydowanie największą stabilność posiadała T w subregionie Ic ($\sigma = 0,5^{\circ}\text{C}$). Niewysoka wartość σ występowała także w zachodniej części RI. Średnie roczne T najbardziej zmienne były na obszarze Svalbardu (odchylenie standardowe wahało się tu od $1,4^{\circ}$ do $1,8^{\circ}\text{C}$), a najmniej na wschodnim wybrzeżu Grenlandii i w RII ($\sigma < 1,0^{\circ}\text{C}$).

Przebiegi roczne T w Arktyce są dobrze wykształcone (ryc. 6). Najczęściej najcieplejszym miesiącem jest lipiec. Z analizowanych 11 stacji jedynie w Jan Mayen i Ostrow Dikson najcieplejszym miesiącem był sierpień. Najchłodniejszym miesiącem jest przeważnie luty lub styczeń, a w stacjach o klimacie wybitnie morskim (Jan Mayen i Egedesminde) marzec. Przebieg roczny średniej T strefy $65-85^{\circ}\text{N}$ przedstawia ryc. 6l. Widać z niego, że średnio najcieplejszym miesiącem w Arktyce jest lipiec, a najchłodniejszym styczeń lub luty. Amplitudy roczne T największe są w Arktyce



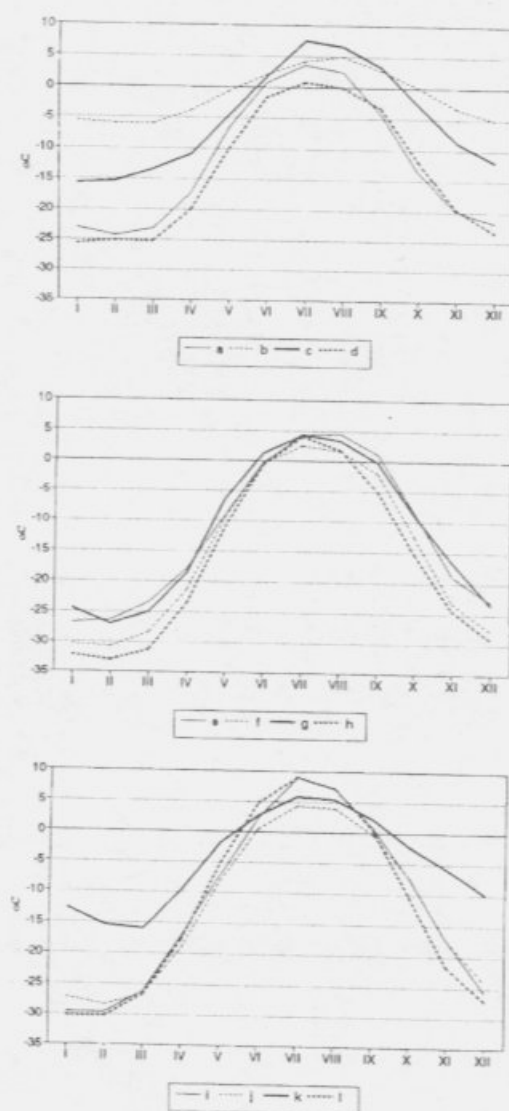
Ryc. 5. Rozkład przestrzenny średniej temperatury rocznej (górna mapka) i średniej sumy rocznej opadów (dolna mapka) w Arktyce, 1961-1990

Fig. 5. Spatial pattern of annual mean temperature (upper map) and mean total of annual precipitation (lower map) in the Arctic

Tab. 3. Wartości odchyień standardowych temperatury powietrza (T, w °C) i współczynników zmienności opadów atmosferycznych (P, w %) w wybranych stacjach arktycznych i subarktycznych (dolna część tabeli), 1961-1990
Table 3. Values of standard deviations of air temperature (T, in °C) and variability coefficients of atmospheric precipitation (P, in %) in the selected Arctic and Subarctic (lower part of the table) stations, 1961-1990

Stacja - Station	T		P		Stacja - Station	T		P	
	I	VII	I-XII	I		I	VII	I-XII	I
Prins Christian Sund*	1,9	0,9	0,6	44,7	52,0	15,8			84,3
Angmagssalik	3,0	0,8	0,7	76,9	64,2	23,4			115,4
Kap Tobin	4,1	1,0	1,1	65,3	76,2	31,9			71,2
Danmarkshavn	3,6	0,8	0,8	101,1	90,3	38,9			69,2
Jan Mayen	3,0	0,7	1,0	38,1	42,5	15,8			64,9
Svalbard Lufthavn	5,0	0,9	1,6	-	-	-			73,6
Bjørnøya	3,7	1,2	1,4	37,0	51,9	15,4			65,8
Ropen	5,1	0,9	1,8	48,9	57,5	21,7			46,7
Kanin Nos	3,1	2,4	1,3	60,6	62,7	18,8			85,4
Xaŋyŋe Karmakuly	3,6	1,9	1,2	89,4	67,4	28,1			82,6
Narjan-Yar	4,0	2,5	1,5	43,9	52,8	18,7			67,4
Polar GYO im. E. T.									68,5
Krenkelja	4,5	0,5	1,3	78,9	63,1	28,2			
Xys Kamiennyj	4,0	2,2	1,2	91,8	71,6	23,4			54,8
Ostrow Wize	4,0	0,5	1,1	57,4	72,2	33,0			55,5
Ostrow Dikson	3,8	1,7	1,0	71,9	48,5	19,4			67,8
GYO im. E. K. Fiedorowa									41,2
Ostrow Kotelnij	3,4	0,8	1,0	79,9	60,2	27,2			47,3
Czokurdach	2,8	1,2	0,9	59,8	54,4	23,4			43,0
Ostrow Czetyrech-	3,2	1,7	0,9	45,7	65,4	27,7			42,0
stobowoj	3,1	1,3	0,8	72,3	66,5	35,1			54,0
Fort Smith A									53,2
									56,0
									46,9
									59,4
									57,2
									53,6
									16,7
									44,3
									52,0
									18,9

* - 1961-1987 # - 1961-1988



Ryc. 6. Przebieg roczny temperatury powietrza (wg średnich miesięcznych) w wybranych stacjach arktycznych, 1961-1990:

Fig. 6. Annual course of air temperature (according to monthly means) in the selected arctic stations, 1961-1990:

a) Danmarkshavn, b) Jan Mayen, c) Małyje Karmakuly, d) Polar GMO im. E. T. Krenkelja, e) Ostrow Dikson, f) Ostrow Kotielnyj, g) Mys Szmidta, h) Resolute A, i) Coral Harbour A, j) Clyde A, k) Egedesminde, l) średnia T dla strefy 65-85°N z okresu 1961-1986 (wg Aleksiejewa, Swjaszczennikowa 1991) (mean T for the 65-85°N zone for the period 1961-1986 (after Alekseyev, Svyaszczenikov 1991))

Kanadyjskiej, gdzie dochodzą do 35-40°C. Nieco mniejsze są one w Arktyce Rosyjskiej (od 30 do 35°C), a najmniejsze na obszarze o klimacie morskim (Jan Mayen ok. 8°C, a Małyje Karmakuly i Egedesminde ok. 20°C).

Trendy i fluktuacje temperatury powietrza

Jednym z ważniejszych celów tego opracowania jest oszacowanie zachowania się T w badanym okresie i próba prognozy klimatu Arktyki na najbliższe lata. W tym celu wykreślono przebiegi z roku na rok średnich T stycznia, lipca i roku dla wybranych stacji arktycznych reprezentujących poszczególne jej subregiony klimatyczne. Ponadto obliczono także średnie ruchome 5-letnie i trendy liniowe (tab. 4, ryc. 7a-c). Z analizy tych materiałów wynika, że większość trendów liniowych obliczonych dla okresu 1961-1990 jest dodatnia. Szczególnie dobrze jest to widoczne w lipcu, kiedy tylko na dwóch stacjach leżących w Arktyce Rosyjskiej wystąpiły trendy ujemne (tab. 4, ryc. 7a-c). Ochłodzenie w tym okresie stwierdzono natomiast na największym obszarze Arktyki w październiku. Dla średnich rocznych T ochłodzenie zanotowano jedynie w RV, a w RIV ocieplenie było bardzo nieznaczne. Trzeba jednak podkreślić, że niemal wszystkie obliczone trendy T (tab. 4) z wyjątkiem T lipca w Jan Mayen i stycznia w Ostrow Kotielnyj są statystycznie nieistotne, a jak wynika z tab. 5 ich udział w ogólnej zmienności T jest bardzo niski, rzadko przekraczając 10%. Szczególnie jest on niski w lipcu (z wyjątkiem stacji Jan Mayen) nie przekraczając 3%.

Warto w tym miejscu także przypomnieć, że znak i wielkość trendu w znacznym stopniu zależy od punktu początkowego serii danych dla których obliczamy trend (Przybylak, Usowicz 1993, 1994). Jeżeli przypada on na okres ochłodzenia, który w Arktyce miał miejsce w latach 60-tych, to wówczas przeważają trendy pozytywne, jak to wykazują wyniki niniejszego opracowania. W wypadku gdy trend rozpoczniemy liczyć od ok. lat 50-tych lub wcześniej (ocieplenie Arktyki) to uzyskamy przeważnie trendy ujemne (Przybylak, Usowicz 1993, 1994).

Generalnie trzeba stwierdzić, że w Arktyce nie obserwuje się znacząco istotnych zmian T w ostatnich dekadach. Nieistotnym zmianom podlega także temperatura wody w M. Barentsa i zlodzenie tego morza (tab. 4). Także powierzchnia lodów morskich w całej Arktyce charakteryzuje się brakiem trendu w ostatnich 20-30 latach (Mysak, Manak 1989, Parkinson, Cavalieri 1989, Barry i in. 1993). Takie zachowanie się arktycznego systemu klimatycznego jest niezgodne z wynikami modeli klimatycznych, które przewidują iż tutaj ocieplenie związane z rosnącą zawartością gazów śladowych (w tym CO_2) powinno być znacznie większe niż w niższych szerokościach geograficznych. Tymczasem jak wynika z obserwacji instrumentalnych ocieplenie do tej pory największe jest w niskich i umiarkowanych szerokościach geo-

Tab. 4. Trendy liniowe średnich (sum) miesięcznych (I, IV, VII, X) i rocznych (I-XII) wartości temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Arktyce w okresie 1961-1990
Table 4. Linear trends of monthly (I, IV, VII, X) and annual (I-XII) means (sums) of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic over the period 1961-1990

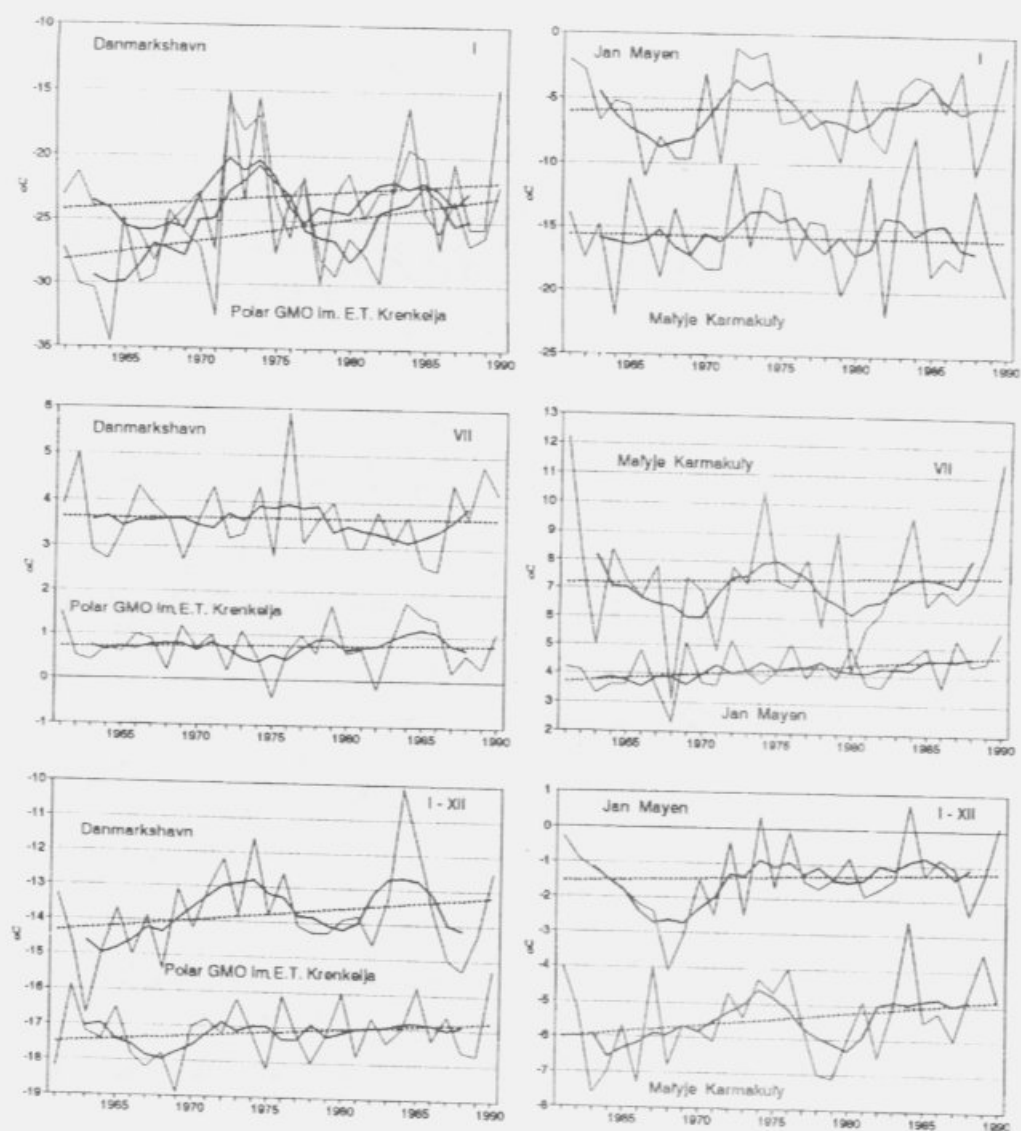
Stacja - Station	Temperatura powietrza (°C/10 lat) Air temperature (°C/10 years)				Opad atmosferyczny (mm/10 lat) Atmospheric precipitation (mm/10 years)			
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
Danmarkshavn	0,79	0,21	0,01	-0,24	0,21	3,18	2,71	3,25
Jan Mayen	0,20	0,14	0,36*	0,05	0,29	5,00	11,08	5,25
Małyje Karmakuly	-0,08	-0,10	0,13	0,55	0,41	-13,84	-5,61	-11,36*
Polar GNO Im. E. T.	1,77	0,00	0,04	0,60	0,40	-0,10	-5,67	-4,48
Krenkelja	1,23	-0,21	-0,01	0,39	0,36	-4,11	-1,48	-0,04
Ostrow Dikson	1,22*	-0,07	-0,08	0,15	0,27	0,02	-1,14	0,02
Ostrow Kotielnyj	-0,51	0,43	0,05	0,50	0,16	-10,29*	-2,80	-7,70*
Mys Szmida	0,58	0,09	0,15	-0,11	0,07	-0,03	0,38	-3,33
Resolute A	0,28	0,02	0,09	-0,08	0,02	-0,10	2,80	3,46
Coral Harbour A	-1,10	-0,49	0,23	-0,65	-0,44	-1,45	3,67	2,07
Clyde A	-1,08	-0,87	0,06	-0,31	-0,51	0,51	7,25*	1,48
Egedesminde								
Tarktyki*	0,80	-0,11	0,24*	0,02	0,34*			
TNH(lad)***	0,27	0,22	0,13	0,09	0,17			
TNH(lad+morze)**	0,14*	0,13	0,05	0,04	0,09*			
T wody M. Barentsa	-0,05	0,02	0,12	0,08	0,05			
Zlodz. M. Barentsa	-0,25	-1,69	-2,40	-1,90	-1,44			
Indeks cyrkulacji	2,42	0,01	0,42	-0,12	0,61*			
Aktyw. geom. aa	3,08	3,64*	0,49	2,05	2,48			
Aktyw. geom. Ap	1,87	3,40*	0,00	1,51	1,86			

*%,# - trendy istotne statystycznie na poziomach odpowiednio 0,05; 0,01 i 0,001
 statistically significant trends on the level 0,05; 0,01 and 0,001, respectively

** - średnia temperatura powietrza w strefie 65° - 85° z okresu 1961-1986 (wg Aleksiejewa i Swiaszczennikowa, 1991)
 mean air temperature for the 65°N - 85°N belt over the period 1961-1986 (after Alekseyev and Svyaschennikov, 1991)

*** - anomalie temperatury półkuli północnej wg Jonesa i in. (1986), uaktualnione
 Northern Hemisphere air temperature anomalies according to Jones et al. (1986), updated

& - trend w %/10 lat - trend in %/10 years
 && - trend w hPa/10 lat - trend in hPa/10 years

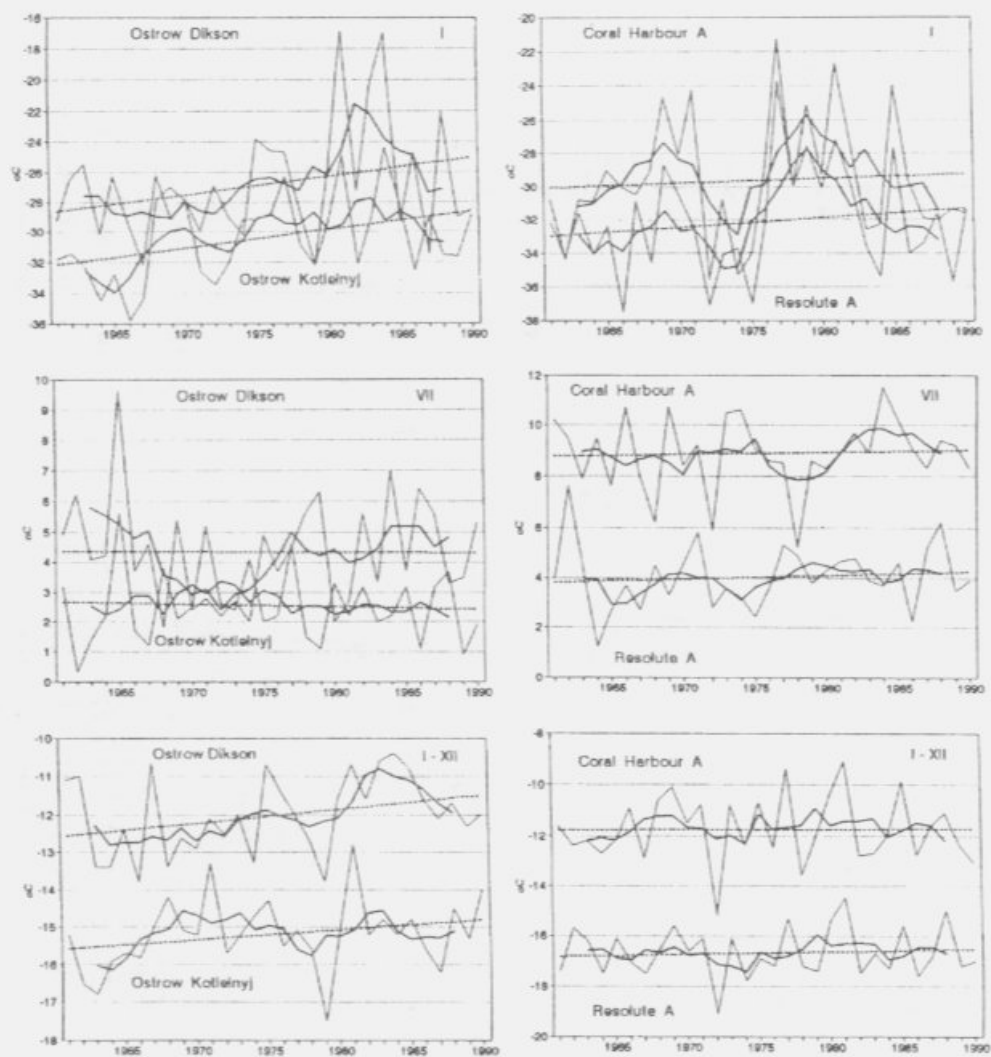


Ryc. 7a-c. Przebieg z roku na rok średniej temperatury stycznia (I), lipca (VII) i rocznej (I-XII) w wybranych stacjach arktycznych w okresie 1961-1990

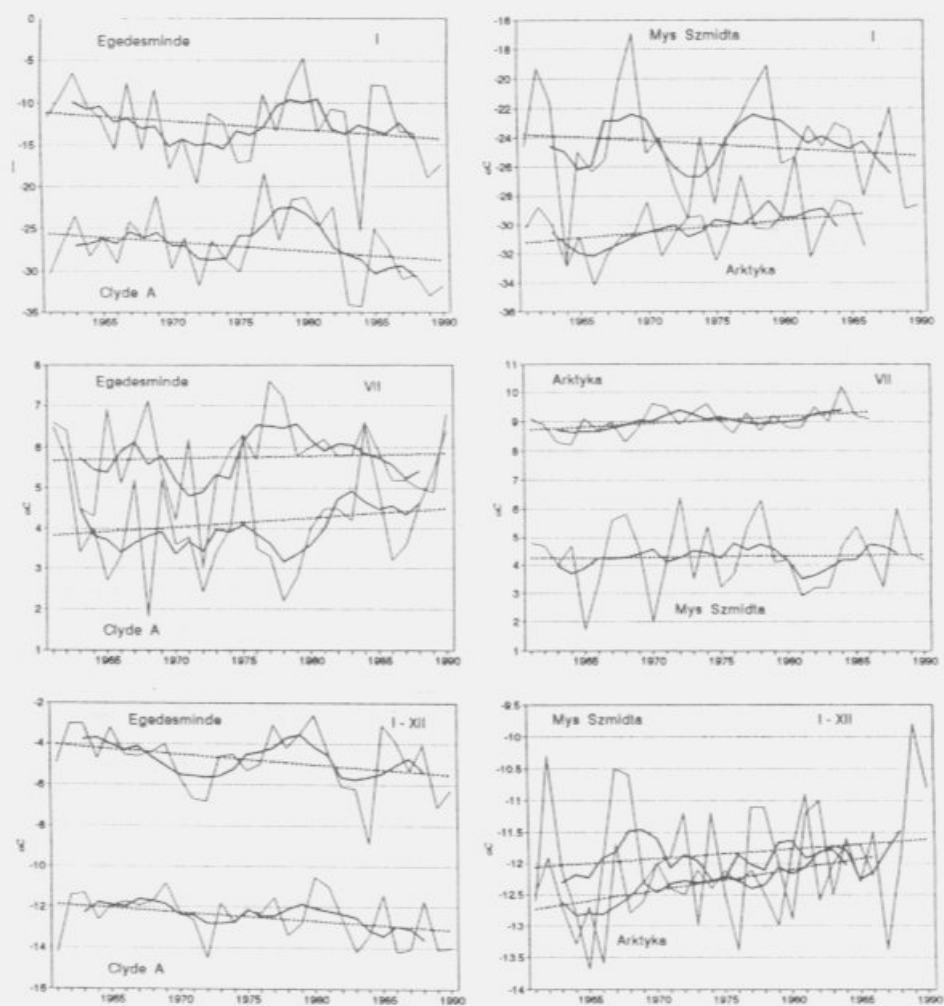
— dane „surowe” — średnie ruchome 5-letnie
 - - - - - liniowy trend z okresu 1961-1990

Fig. 7a-c. Year-to-year course of January (I), July (VII) and annual (I-XII) mean air temperature in the selected Arctic stations over the period 1961-1990

— „raw” data — 5-year running means
 - - - - - linear trends over the period 1961-1990



Ryc. 7b. – Fig. 7b.



Ryc. 7c. – Fig. 7c.

Tab. 5. Współczynniki równania regresji, ocena istotności regresji liniowej oraz udział trendu liniowego w ogólnej zmienności średnich T stycznia (I), lipca (VII) i rocznych (I-XII) w wybranych stacjach reprezentujących poszczególne subregiony klimatyczne Arktyki oraz dla całej Arktyki w okresie 1961-1990

Table 5. Coefficients of regression equation and estimation of significance of linear regression as well as the share of linear trend in general variability of January (I), July (VII) and annual (I-XII) means of T in the selected stations which represent particular climatic subregions of the Arctic and for the whole Arctic over the period 1961-1990

Stacja Station	Okres Period	Współczynniki regresji a(°C/r.) b(°C) Coefficients of regression equation a(°C/y.) b(°C)	Granice przedziału ufności współ. a °C/r. Confidence limits of coefficient a °C/y. lower upper	dolna górna Standard error of dependent variable °C of test t	Statys- tyka t Value of test t	Udział trendu li- niowego w ogólnej zmienności T(%) Share of linear trend in general variability of T %		
Darmarkshavn	I VII I-XII	0,079 0,001 0,021	-24,23 3,63 -12,60	-0,080 -0,034 -0,014	0,237 0,035 0,057	3,60 0,79 0,81	1,02 0,04 1,22	3,58 0,01 5,05
Jan Mayen	I VII I-XII	0,020 0,036 0,029	-6,03 3,69 -1,84	-0,116 0,006 -0,014	0,156 0,065 0,073	3,09 0,66 0,99	0,30 2,50* 1,37	0,32 18,28 6,26
Małyje Karmakuly	I VII I-XII	-0,008 0,013 0,041	-15,62 7,18 -6,01	-0,168 -0,074 -0,010	0,151 0,099 0,091	3,63 1,96 1,15	0,11 0,30 1,64	0,04 0,32 8,79
Polar GMO im. E. T. Krenkelja	I VII I-XII	0,177 0,004 0,040	-28,22 0,71 -14,34	-0,014 -0,019 -0,016	0,368 0,027 0,095	4,34 0,52 1,26	1,90 0,34 1,46	11,46 0,42 7,11
Ostrow Dikson	I VII I-XII	0,123 -0,001 0,036	-28,63 4,35 -12,56	-0,041 -0,079 -0,006	0,287 0,077 0,079	3,73 1,78 0,97	1,54 0,03 1,76	7,79 0,00 9,97
Ostrow Kotielnyj	I VII I-XII	0,122 -0,008 0,027	-32,17 2,67 -15,58	0,008 -0,064 -0,013	0,236 0,047 0,067	2,60 1,27 0,92	2,19* 0,30 1,38	14,61 0,32 6,34

Tab. 5. c.d. — Table 5. contd.

Stacja Station	Okres Period	Współczynniki regresji a(°C/r.) b(°C)	Granice przedziału ufności współ. a(°C/r.) b(°C)	Błąd standar- dowy zmiennej zależnej °C Standard error of dependent variable °C	Statys- tyka t Value of test t	Udział trendu li- niowego w ogólnej zmienności T[%] Share of linear trend in general variability of T %	
Mys Szmida	I	-0,051	-23,77	-0,200	0,098	3,39	1,71
	VII	0,005	4,24	-0,047	0,057	1,18	0,13
	I-XII	0,016	-12,07	-0,026	0,058	0,96	2,04
Coral Harbour A	I	0,028	-30,02	-0,131	0,187	3,62	0,47
	VII	0,009	8,77	-0,054	0,071	1,43	0,28
	I-XII	0,002	-11,77	-0,057	0,060	1,33	0,01
Resolute A	I	0,058	-32,99	-0,081	0,196	3,14	2,55
	VII	0,015	3,82	-0,041	0,071	1,28	1,02
	I-XII	0,007	-16,77	-0,036	0,050	0,98	0,40
Clyde A	I	-0,110	-25,60	-0,284	0,064	3,96	5,61
	VII	0,023	3,83	-0,033	0,079	1,28	2,42
	I-XII	-0,044	-11,86	-0,092	0,004	1,09	11,24
Egedesminde	I	-0,108	-11,14	-0,306	0,090	4,50	4,28
	VII	0,006	5,68	-0,038	0,050	1,00	0,27
	I-XII	-0,051	-4,05	-0,112	0,010	1,38	9,53
Tarketyki**	I	0,080	-31,22	-0,021	0,181	1,84	9,94
	VII	0,024	8,72	0,002	0,047	0,41	17,02
	I-XII	0,034	-12,73	0,007	0,061	0,49	21,68

*%,# - regresje istotne na poziomach odpowiednio 0,05; 0,01 i 0,001

regressions significant at the levels 0,05; 0,01 and 0,001, respectively

** - średnia temperatura strefy 65-85°N wg Aleksiejewa i Swiaszczennikowa (1991), 1961-1986
mean temperature for the latitude belt 65-85°N according to Alekseev and Svyaschennikov (1991), 1961-1986

graficznych. Świadczy o tym m. in. fakt, że obliczone trendy dla średnich T półkuli północnej są statystycznie istotne (tab. 4).

W tab. 5 dla wszystkich stacji arktycznych i dla strefy 65-85°N podano współczynniki równania regresji wraz z granicami przedziału ufności współczynnika a dla średnich T stycznia, lipca i roku. Z analizy tej tabeli wynika, że w zdecydowanej większości przypadków znak trendu z prawdopodobieństwem 95% może przyjmować zarówno wartości dodatnie, jak i ujemne. Oznacza to, że tendencje zmian T w Arktyce są nietrwałe.

Można zadać sobie pytanie co jest przyczyną braku występowania silnego ocieplenia w Arktyce zapowiadanego przez modele klimatyczne. Na to pytanie trudno jest udzielić wiarygodnej odpowiedzi. Powodów może być kilka. Jednym z nich może być redukcja efektu cieplarnianego na tym obszarze wywołana wzrostem ilości aerozolu siarczanowego, którego skutkiem jest ochłodzenie. Jak wykazali Santer i in. (1995) efekt klimatyczny (antycieplarniany) tego aerozolu jest niewiele mniejszy niż CO₂. Wpływ efektu cieplarnianego jest najprawdopodobniej także redukowany przez czynniki naturalne (cyrkulację atmosferyczną, aktywność słoneczną, ruch własny Słońca), których zmiany w ostatnich dekadach, jak podają Przybylak i Usowicz (1993, 1994) oraz Przybylak (1994), prowadzą do ochłodzenia Arktyki. Innym wytłumaczeniem opisywanej niezgodności może być też istnienie opóźnienia reakcji arktycznego systemu klimatycznego charakteryzującego się dużą inercją termiczną wywołaną olbrzymimi masami wód oceanicznych i lodów morskich oraz lądowych. Pewnym poparciem tej hipotezy są badania Alieksandrowa i Ljubarskiego (1988) według których w czasie fazy globalnego ocieplenia Arktyka ociepla się później niż niższe szerokości geograficzne.

Prognoza zachowania się arktycznego systemu klimatycznego w najbliższych latach jest trudna. Czynniki antropogeniczne prowadzą do ocieplenia klimatu Arktyki, z kolei czynniki naturalne, jak wykazał Przybylak (1994), działają w kierunku jego ochłodzenia. W wypadku gdy rosnąca obecnie z roku na rok siła czynników naturalnych będzie większa niż czynników antropogenicznych to spodziewać się można, iż słabe ocieplenie Arktyki notowane w ostatnich dekadach zostanie zastąpione jej ochłodzeniem.

4. Opady atmosferyczne

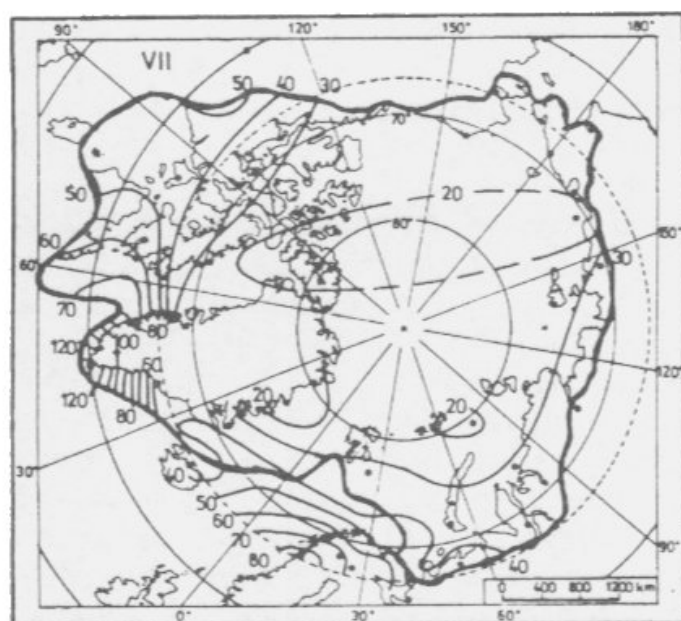
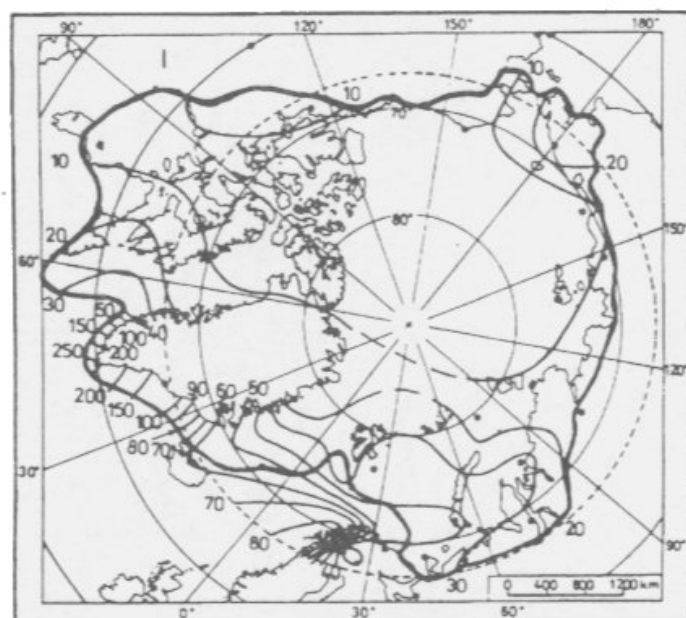
Średnie sumy wieloletnie

Niskie T i mała zawartość pary wodnej w powietrzu w Arktyce powoduje, iż wysokość P jest tu mała. Jego sumy roczne na całym obszarze Arktyki, z wyjątkiem południowych fragmentów RI i RV, nie przekraczają 400 mm (tab. 1, ryc. 5). Najniższe są one w najchłodniejszej części Arktyki,

tj. w pn.-wsch. części RIV (< 100 mm). Bardzo małe są też (< 200 mm) na M. Arktycznym i w centralnej części RII. Najwyższe sumy roczne P występują natomiast na obszarach najcieplejszych, charakteryzujących się intensywną działalnością cyklonalną. Szczególnie wysokie P (> 2000 mm) są na niewielkim obszarze południowego cypla Grenlandii w okolicy stacji Prins Christian Sund. Przyczyną jest występowanie tu z jednej strony częstych cyklonów, a z drugiej strony – wymuszanie wznoszenia się mas powietrza przez lądolód grenlandzki, który w odległości ok. 170-180 km na północ od tej stacji osiąga wysokość przekraczającą 2000 m. Interesująco wygląda porównanie wielkości P stycznia i lipca. Mimo znacznie niższych T w styczniu, P nie na całym obszarze Arktyki są w tym miesiącu niższe niż w lipcu. Jest tak na przykład w dużej części południowych fragmentów RI i na południowym cyplu Grenlandii (ryc. 8), czyli w regionach o najsilniejszej działalności cyklonalnej, która przynosząc duże opady powoduje ten nietypowy rozkład roczny opadów. Na pozostałym obszarze Arktyki gdzie cyklony docierają znacznie rzadziej stosunki opadowe w obu analizowanych miesiącach są normalne, tj. sumy P w lipcu są wyższe (ok. 2-3 razy) niż w styczniu (ryc. 8). W styczniu P wahają się od kilku mm w centralnej Arktyce oraz na dużych obszarach RII i RIV do ok. 200-250 mm na południowym skraju Grenlandii. W lipcu zróżnicowanie przestrzenne P (podobnie jak T) jest dużo mniejsze. Najniższe P (< 20 mm) występują na obszarze ciągnącym się od W. Ellesmere'a do centralnej części Arktyki Rosyjskiej. Maksymalne P , podobnie jak w styczniu, są na południu Grenlandii.

Analizując średnie sumy P w poszczególnych dekadach badanego 30-lecia trudno jest ocenić, która z nich była najbogatsza w opady, a która najuboższa. Powodem tego jest fakt, iż w poszczególnych 10-leciach mniej więcej podobna liczba stacji miała anomalie dodatnie i ujemne, a ich układ z dekady na dekadę ulegał zmianie. Warto podkreślić, że dekada lat 60-tych charakteryzowała się skrajnymi P ; w połowie stacji występowały bardzo wysokie opady, a w drugiej połowie z kolei bardzo niskie (tab. 1).

Duże zróżnicowanie średnich 30-letnich P stycznia, lipca i rocznych w Arktyce wyklucza możliwość stosowania do oceny rozproszenia sum opadów z poszczególnych lat względem średniej wieloletniej odchylenia standardowego. W takiej sytuacji należy korzystać ze współczynnika zmienności (v) (Krzysztofiak, Urbanek 1979). Zmienność sum rocznych P z roku na rok jest największa w subregionach Ia, Ic, we wschodniej części RII i RIII oraz na północy RV ($v > 30\%$) – tab. 3. Najbardziej stabilne P występują natomiast w subregionie Ib, na północy subregionu Id i we wschodniej części subregionu IVa ($v < 20\%$). Są to obszary o małej zmienności z roku na rok intensywności cyrkulacji atmosferycznej, w tym przede wszystkim częstości występowania cyklonów.



Ryc. 8. Rozkład przestrzenny średnich sum opadów atmosferycznych w Arktyce w styczniu (I) i w lipcu (VII), 1961-1990

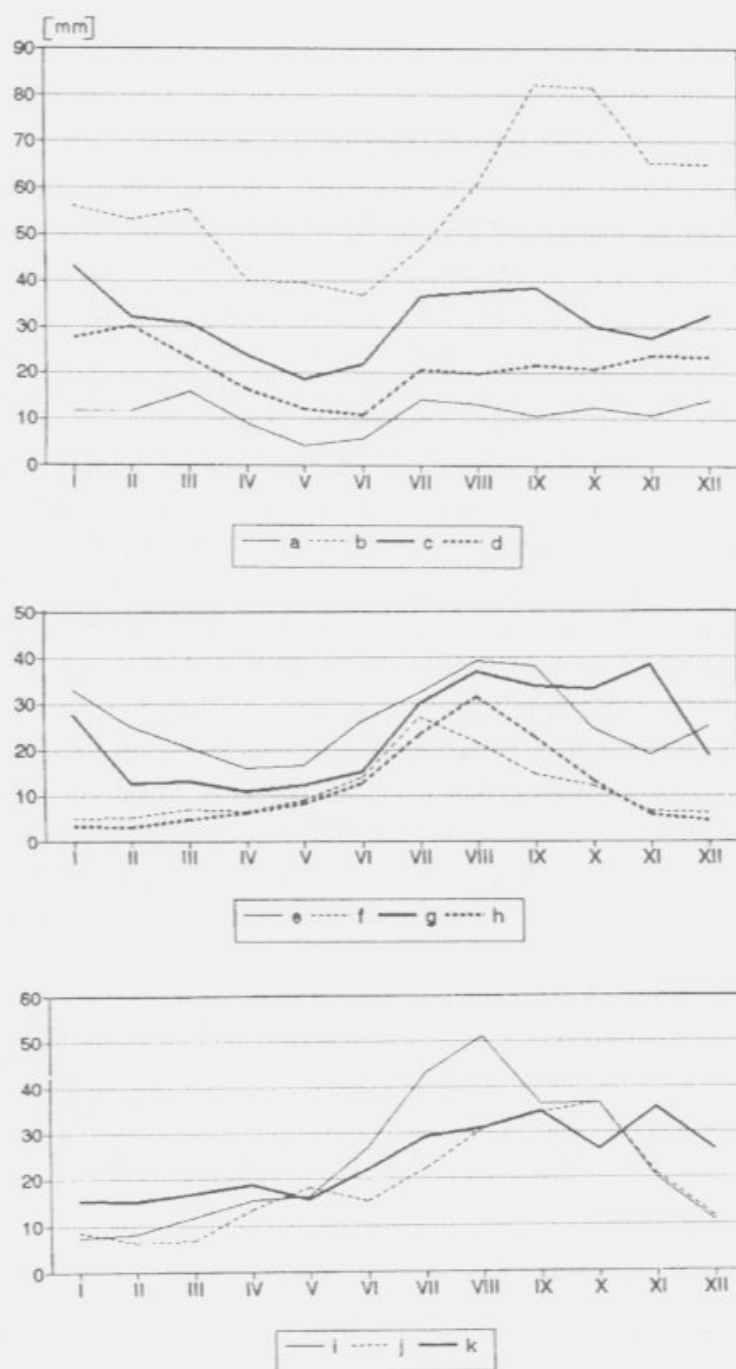
Fig. 8. Spatial pattern of January (I) and July (VII) mean totals of atmospheric precipitation, 1961-1990

Zmienność P stycznia i lipca jest kilkakrotnie wyższa niż rocznych. W styczniu najmniejszą dyspersję sum P posiadają stacje o wybitnie morskim klimacie, tj. Björnöya i Jan Mayen (odpowiednio 37,0 i 38,1%). Największą zmienność z roku na rok wykazują natomiast P na Alasce i na pn.-wsch. wybrzeżu Grenlandii (tab. 3), gdzie współczynniki zmienności przekraczają 100%. Opady styczniowe duże rozproszenie posiadają także na Ziemi Franciszka Józefa, Nowej Ziemi, płw. Tajmyr i w centralnej części RV oraz na stacji Alert. Przestrzenne zróżnicowanie wartości współczynnika zmienności opadów w lipcu w Arktyce jest mniejsze niż w styczniu (tab. 3). W tym czasie jego najniższa wartość wystąpiła w Jan Mayen (42,5%), a najwyższa w Clyde (93,3%). Duża zmienność P w lipcu ($v > 70\%$) była także w subregionie Ic oraz na wybrzeżu M. Beauforta. Natomiast największa stabilność P w tym miesiącu była charakterystyczna dla obszarów o największym stopniu oceanizmu, czyli głównie na południu RI i RV (tab. 3).

Niezwykle interesująco przedstawia się przebieg roczny P w Arktyce. W podręcznikach klimatologii najczęściej można znaleźć stwierdzenie, że najwyższe P są latem, a najniższe zimą. Z analizy dotychczas przeprowadzonej – w oparciu o P stycznia i lipca – wynika, że taka sytuacja nie występuje w całej Arktyce. Przegląd przebiegów rocznych P , wg średnich sum miesięcznych, w pełni to potwierdza (ryc. 9). Obszary poddane silnemu oddziaływaniu cyrkulacji atmosferycznej (RI, RIII i RV) charakteryzują się najwyższymi P najczęściej jesienią, kiedy intensywność cyrkulacji jest niewiele mniejsza niż zimą, a T wyższe, a najmniejszymi wiosną w związku z silnym rozwojem antycyklonów (Serreze i in. 1993). Pozostała Arktyka, o najbardziej kontynentalnym klimacie, posiada typowy dla tych obszarów przebieg roczny P , czyli maksimum w lecie i minimum w zimie. Tutaj bowiem o wysokości P decyduje głównie T i w znacznym stopniu uzależniona od niej zawartość pary wodnej w powietrzu. Na całym obszarze Arktyki P są znacznie wyższe w drugiej połowie roku, stąd wykresy na ryc. 9 mają przebiegi asymetryczne.

Trendy i fluktuacje opadów atmosferycznych

Modele klimatyczne prognozują, iż P w Arktyce wraz z podwojeniem się zawartości CO_2 powinny wzrosnąć od kilku do kilkanastu procent (IPCC 1990, 1992). Analiza tab. 4 i 6 oraz ryc. 10 dowodzi, że sumy roczne P mniej więcej na jednej połowie Arktyki (od Svalbardu po Cieśninę Beringa) charakteryzują się trendem spadkowym, a na drugiej połowie trendem rosnącym. Większość trendów obliczonych dla sum miesięcznych (I, IV, VII i X) i rocznych jest nieistotna statystycznie (tab. 4 i 6), a ich udział w ogólnej zmienności P jest bardzo niski (tab. 6). W przypadku rocznych P znaczące ich spadki w okresie 1961-1990 zanotowano jedynie na stacjach Małyje Karmakuly,



Ryc. 9. Przebieg roczny opadów atmosferycznych (wg średnich miesięcznych sum) w wybranych stacjach arktycznych, 1961-1990
Oznaczenia jak na ryc. 6

Fig. 9. Annual course of atmospheric precipitation (according to mean monthly totals) in the selected Arctic stations, 1961-1990
Denotes as in Fig. 6

Tab. 6. Współczynniki równania regresji, ocena istotności regresji liniowej oraz udział trendu liniowego w ogólnej zmienności średnich opadów stycznia (I), lipca (VII) i rocznych (I-XII) w wybranych stacjach reprezentujących poszczególne subregiony klimatyczne Arktyki w okresie 1961-1990

Table 6. Coefficients of regression equation and estimation of significance of linear regression as well as the share of linear trend in general variability of January (I), July (VII) and annual (I-XII) P in the selected stations which represent particular climatic subregions of the Arctic over the period 1961-1990

Stacja Station	Okres Period	Współczynniki Coefficients of regression equation	Granice przedziału Confidence limits of coefficient a	Błąd standardowy Standard error of dependent variable	Statystyka t Value of test t	Udział trendu liniowego w ogólnej zmienności T Share of linear trend in general variability of T
		a (mm/y.) b (mm)	dolna lower Confidence limits of coefficient a mm/y. upper	zależnej mm		%
Danmarkshavn	I	0,318	0,824	11,50	1,29	5,61
	VII	0,325	0,884	12,72	1,19	4,81
	I-XII	1,734	3,954	50,48	1,60	8,36
Jan Mayen	I	0,500	1,433	21,23	1,10	4,11
	VII	0,525	1,397	19,83	1,23	5,16
	I-XII	4,266	8,782	102,74	1,93	11,79
Małyje Karmakuly	I	-1,384	0,259	37,36	1,73	9,62
	VII	-1,136	-0,124	23,01	2,30*	15,91
	I-XII	-4,672	-0,343	98,48	2,21*	14,87
Polar GMO im. E. T. Krenkelja	I	-0,100	0,877	22,22	0,21	0,16
	VII	-0,448	0,104	12,54	1,66	8,99
	I-XII	-3,768	-0,966	63,73	2,75*	21,32
Ostrow Dikson	I	-0,411	0,637	23,83	0,80	2,26
	VII	-0,004	0,692	15,85	0,01	0,00
	I-XII	-0,796	1,918	61,75	0,60	1,27
Ostrow Kotielnyj	I	0,002	0,136	3,05	0,04	0,00
	VII	0,002	0,656	14,98	0,01	0,00
	I-XII	-1,274	0,050	30,14	1,97	12,16

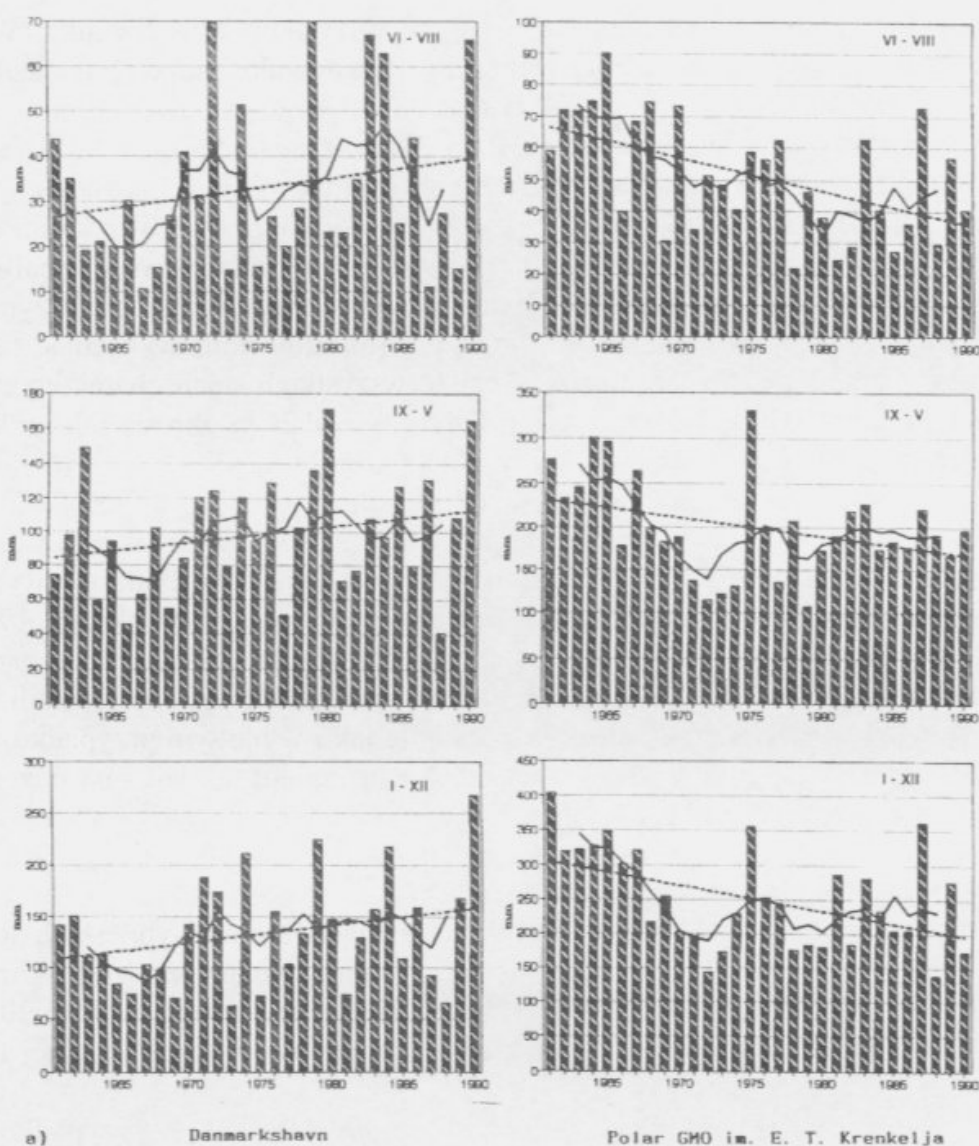
Tab. 6. c.d. — Table 6. contd.

Stacja Station	Okres Period	Współczynniki a (mm/r.) Coefficients of regression equation	b (mm) b (mm)	Granice przedziału ufności współ. a Confidence limits of coefficient a	dolna lower	górna upper	Błąd standar- dowy zmiennej zależnej Standard error of dependent variable	Statys- tyka t Value of test t	Udział trendu li- niowego w ogólnej zmienności T Share of linear trend in general variability of T
	I	-1,029	42,49	-1,990	-0,069		21,85	2,19*	14,68
	VII	-0,770	40,94	-1,498	-0,042		16,56	2,17*	14,40
	I-XII	-8,040	398,61	-11,576	-4,504		80,45	4,66#	43,64
Mys Szmida									
	I	-0,100	8,86	-0,341	0,142		5,48	0,84	2,48
	VII	0,346	37,87	-0,908	1,601		28,53	0,57	1,13
	I-XII	2,027	253,88	-0,916	4,969		66,93	1,41	6,63
Coral Harbour A									
	I	-0,003	3,47	-0,109	0,103		2,41	0,06	0,01
	VII	-0,333	28,24	-1,052	0,386		16,35	0,95	3,11
	I-XII	0,887	126,21	-0,483	2,258		31,18	1,33	5,91
Resolute A									
	I	-0,145	10,93	-0,477	0,188		7,56	0,89	2,76
	VII	0,207	19,40	-0,725	1,138		21,18	0,45	0,73
	I-XII	3,046	175,81	-0,231	6,323		74,54	1,90	11,46
Clyde A									
	I	0,051	14,54	-0,512	0,614		12,82	0,19	0,12
	VII	0,148	26,98	-0,728	1,024		19,93	0,35	0,43
	I-XII	1,899	258,62	-0,915	4,712		64,00	1,38	6,39
Egedesminde									

*, t, # - regresje istotne na poziomach odpowiednio 0,05; 0,01 i 0,001
regressions significant at the levels 0.05; 0.01 and 0.001, respectively

Polar GMO im. E. T. Krenkelja, a przede wszystkim Mys Szmida. W tej ostatniej stacji wyraźne zmniejszenie się P jest widoczne w ciągu całego roku. Z wyjątkiem kwietnia we wszystkich analizowanych miesiącach trendy są statystycznie istotne na poziomie 0,05. Warto tutaj dodać, że udział trendu liniowego w ogólnej zmienności rocznych P w tej stacji wyniósł aż 43,6% (tab. 6). Ten silny trend spadkowy został wywołany przede wszystkim bardzo wysokimi P w latach 60-tych, o czym już wcześniej wspominaliśmy (ryc. 10f). W ostatnim 10-leciu ich wielkość przestała się obniżać i utrzymuje się mniej więcej na jednakowym poziomie (ok. 200 mm) wykazując także znaczną stabilność z roku na rok. Analiza wszystkich stacji charakteryzujących się ujemnym trendem P wykazała, że w badanym okresie ich rozkład czasowy był podobny jak na stacji Mys Szmida. W latach 60-tych występowały wysokie P , które później – najczęściej od początku lat 70-tych – stabilizowały się na dużo niższym poziomie wykazując do końca analizowanego okresu brak trendu lub nawet niewielki wzrost (ryc. 10). Podobne wyniki zmienności rocznych sum P nad lądolodem grenlandzkim w okresie 1963-1988 (obliczonych przy wykorzystaniu wzorów matematycznych) przedstawili Bromwich i in. (1993). Średnio dla całego lądolodu stwierdzili oni 15% spadek P . Trend ten jednakże, podobnie jak i w naszym przypadku, nie jest statystycznie istotny. Przyczyną ujemnego trendu, tak jak i na pozostałych obszarach Arktyki zachowujących się podobnie, są wysokie P w latach 60-tych warunkowane dużo silniejszym rozwojem działalności cyklonalnej w pobliżu Grenlandii w tym czasie niż w latach późniejszych. Obliczone dodatnie trendy P na Alasce, w Arktyce Kanadyjskiej i na wybrzeżach środkowej i północnej części Grenlandii były z kolei wywołane bardzo niskimi P w latach 60-tych (tab. 1, ryc. 10). Gdy weźmiemy pod uwagę ostatnie 20 lat to zauważymy, że trendy znacznie słabną lub też nie wykazują żadnej tendencji.

Podsumowując można stwierdzić, że podobnie jak w przypadku T , trendy P w Arktyce są nietrwałe. W badanym okresie brak jest dowodów empirycznych, które potwierdziłyby modelowe prognozy P dla Arktyki.

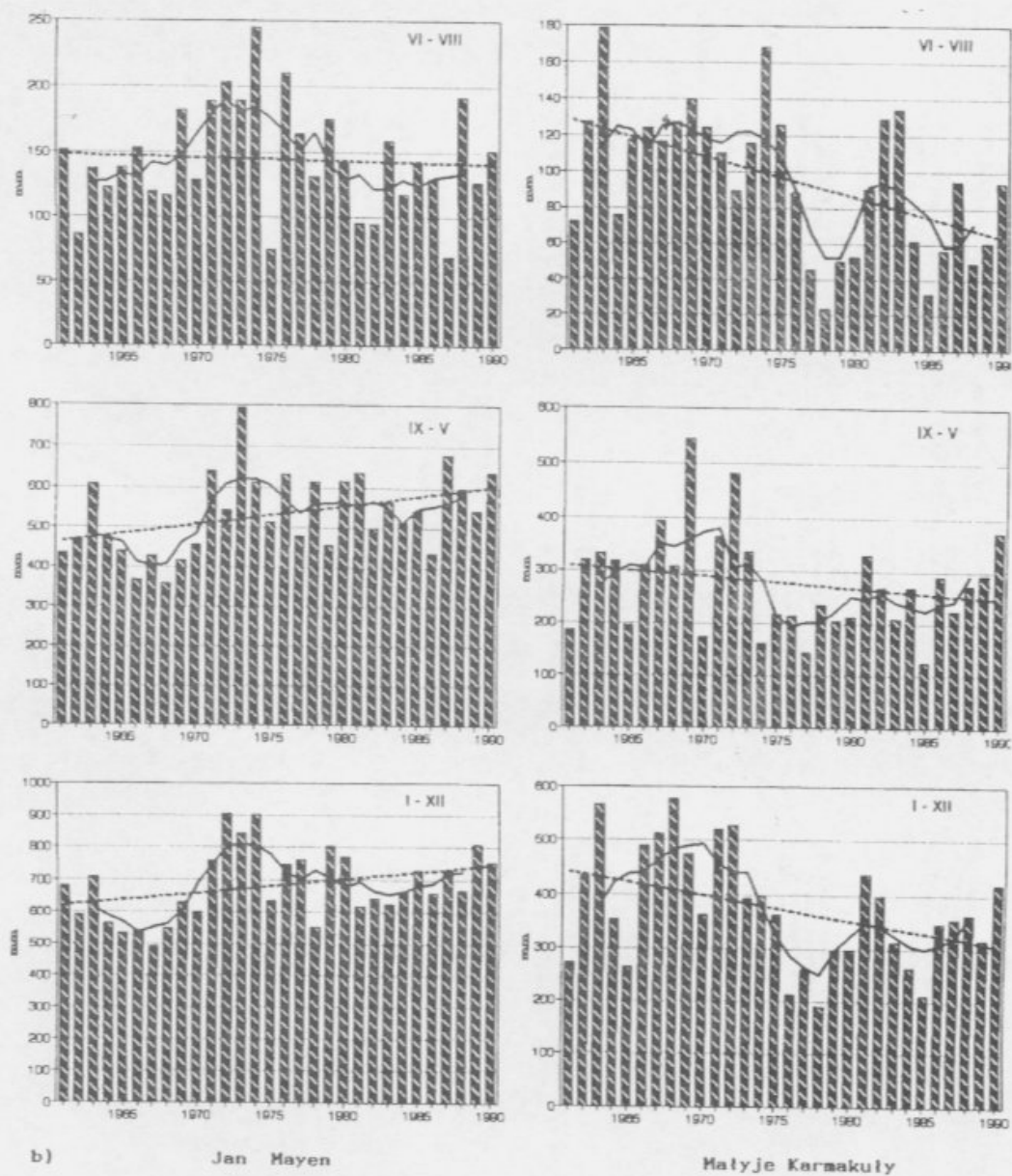


Rys. 10a-f. Przebieg z roku na rok opadów atmosferycznych sezonu ablacyjnego (VI-VIII), akumulacyjnego (IX-V) i rocznych (I-XII) w wybranych stacjach arktycznych w okresie 1961-1990

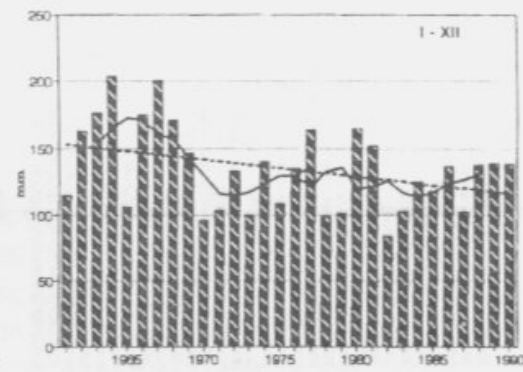
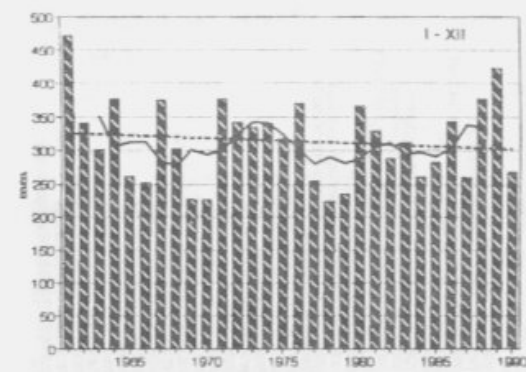
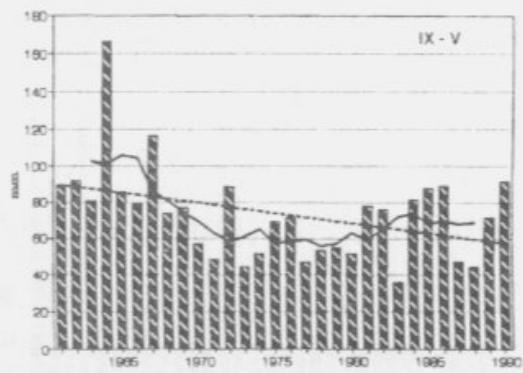
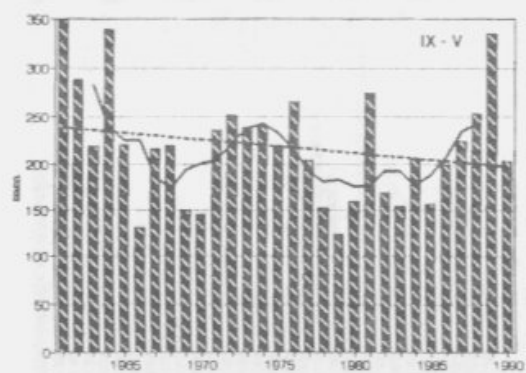
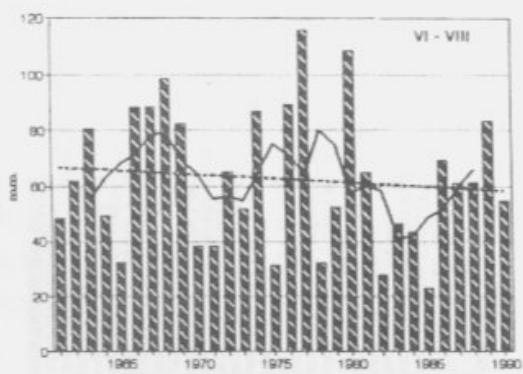
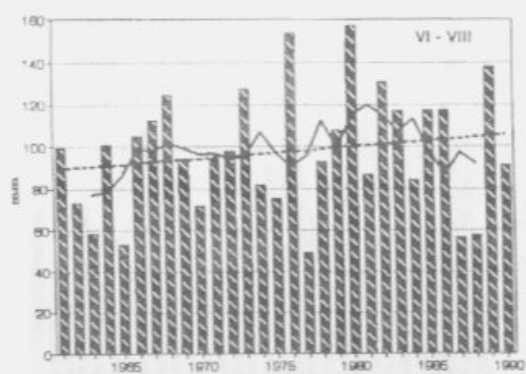
▨ dane „surowe” ——— średnie ruchome 5-letnie
 ----- liniowy trend z okresu 1961-1990

Fig. 10a-f. Year-to-year course of atmospheric precipitation of ablation (VI-VIII) and accumulation (IX-V) seasons as well as annual (I-XII) in the selected Arctic stations over the period 1961-1990

▨ „raw” data ——— 5-year running means
 ----- linear trends over the period 1961-1990



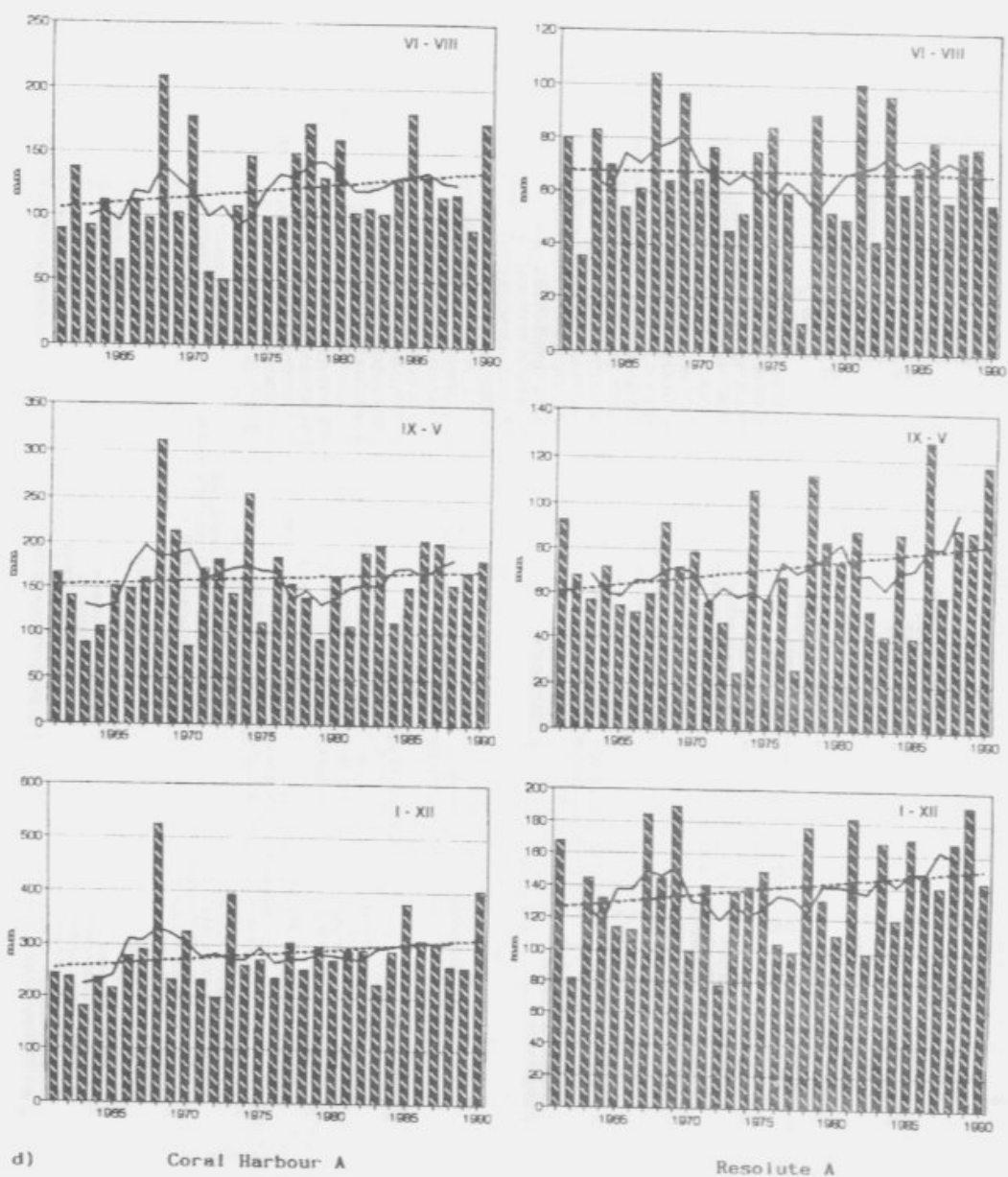
Ryc. 10b. – Fig. 10b.



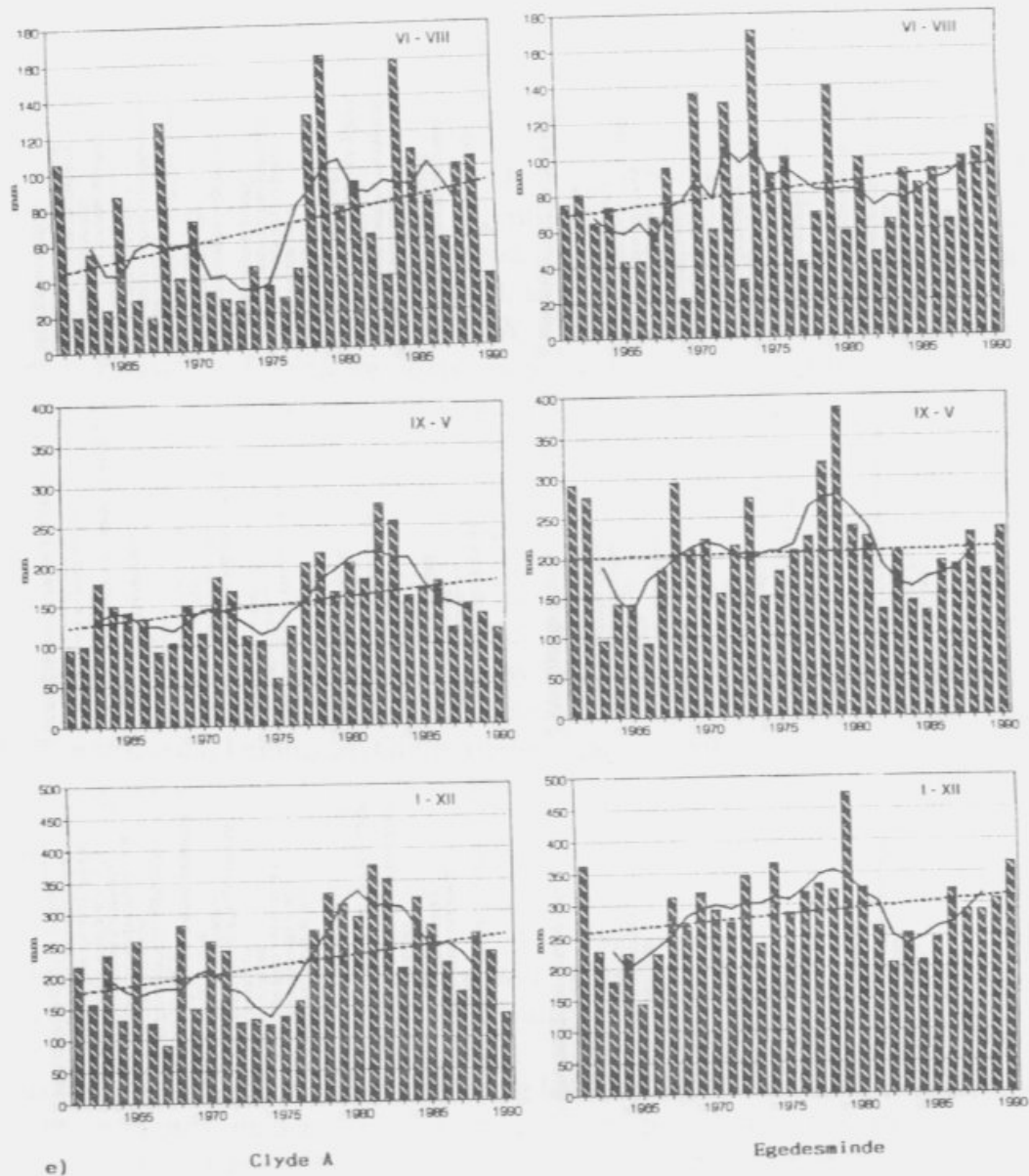
c) Ostrow Dikson

Ostrow Kotielnyj

Ryc. 10c. – Fig. 10c.

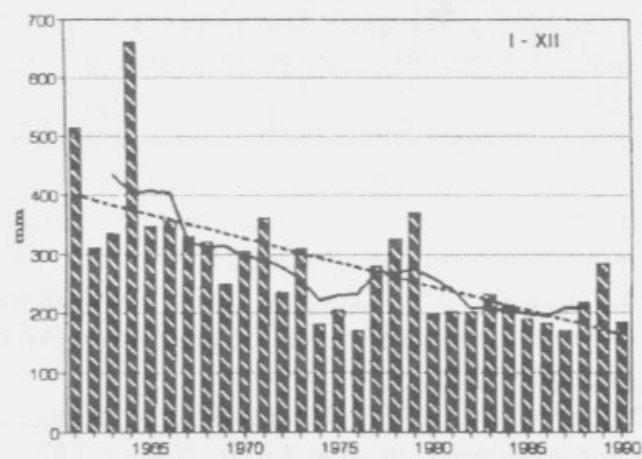
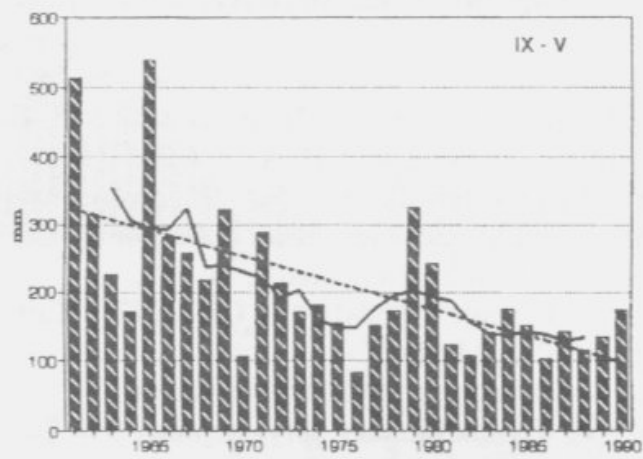
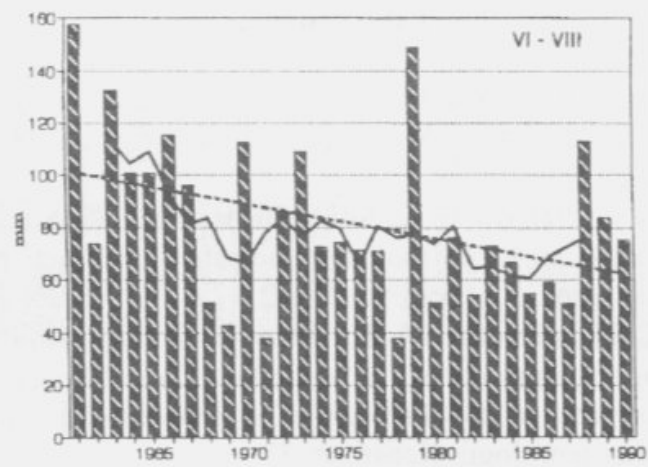


Ryc. 10d. – Fig. 10d.



e)

Ryc. 10e. – Fig. 10e.



f) Mys Szmidta

Ryc. 10f. – Fig. 10f.

Literatura

- Aliksandrow E. I., Ljubarskij A. N.**, 1988, Ob ustojczivosti „norm” pri monitoringie klimata, <w:> Monitoring klimata Arktiki, Gidromietieoizdat, Leningrad, s. 33-39
- Aliksandrow E. I., Pietrow Ł. S., Subbotin B. B.**, 1986, Struktura i izmieneczivost' klimata siewiernoj poljarnoj oblasti, Gidromietieorologija, Seria 37.21. Mietieorologija, wyp. 8, s. 1-62.
- Aliksandrow E. I., Subbotin W. W.**, 1985, Dinamika termiczeskogo reżima siewiernoj poljarnoj oblasti w poslednije diesjatilietija, <w:> Matieriały u Wsiesojuznogo sowieszczanija po primienieniju statisticzeskich metodow w mietieorologii, Kazań, ss. 37.
- Aliksiejew G. W., Podgornoj I. A., Swjaszczennikow P. N., Hrol W. P.**, 1991, Osobiennosti formirowanija klimata i jego izmieneczivosti w poljarnoj klimaticzeskoj sistiemie atmosfera-morskoj lied-okiean, <w:> Klimaticzeskij reżim Arktiki na rubiezie XX i XXI ww., Gidromietieoizdat, Sankt-Peterburg, red. Krutskich B. A., s. 4-29.
- Aliksiejew G. W., Swjaszczennikow P. N.**, 1991, Jestiestwiennaja izmieneczivost charakteristik klimata siewiernoj poljarnoj oblasti i siewiernogo połuszarija, Leningrad, Gidromietieoizdat, ss. 159.
- Atlas Arktiki, 1985, Gławnoje Uprawlienije Gieodezii i Kartografii pri Sowietie Ministrow SSSR, Moskwa.
- Baird P. D.**, 1967, Świat polarny, PWN Warszawa, ss. 341.
- Baranowski S.**, 1968, Termika tundry peryglacjalnej SW Spitsbergen, Acta Univ. Wratisl., 68, ss. 74.
- Barry R. G., Serreze M. C., Maslanik J. A., Preller R. H.**, 1993, The Arctic sea ice-climate system: Observations and modeling, Rev. of Geoph., 31, 4, s. 397-422.
- Bradley R. S.**, 1973a, Recent freezing level changes and climatic deterioration in the Canadian Arctic Archipelago, Nature, 243, s. 398-400.
- Bradley R. S.**, 1973b, Seasonal climatic fluctuations on Baffin Island during the period of instrumental records, Arctic, 26, 3, s. 230-243.
- Bradley R. S., England J.**, 1978, Recent climatic fluctuations of the Canadian High Arctic and their significance for glaciology, Arctic and Alpine Research, 10, 4, s. 715-731.
- Bradley R. S., Miller G. H.**, 1972, Recent climatic change and increased glacierization in the eastern Canadian Arctic, Nature, 237, s. 385-387.
- Brazdil R.**, 1988, Variations of air temperature and atmospheric precipitation in the region of Svalbard and of Jan Mayen <w:> Recent climatic change. A regional approach, red. S. Gregory, Belhaven Press, London and New York, s. 53-68.

- Bromwich D. H., Robasky F. M., Keen R. A., Bolzan J. F.**, 1993, Modeled variations of precipitation over the Greenland Ice Sheet, *J. of Climate*, 6, 7, s. 1253-1268.
- Chapman W. L., Walsh J. E.**, 1993, Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes, *Bull. of the Amer. Met. Soc.*, 74, 1, s. 33-47.
- CCC report No. 85-14**, 1985, Past climatic change in the Canadian Arctic, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, maszynopis, ss. 101.
- CIA**, 1978, Polar regions atlas, National Foreign Assessment Center, C. I. A. Washington, DC, ss. 66.
- Diemientiew A. A.**, 1991, Mnogolietnije koliebanija tiempieratury wozducha w Siewiero-Jewropiejskom bassiejnie, *Problemy Arktiki i Antarktiki*, wyp. 65.
- Diemientiew A. A.**, 1992, informacja ustna.
- Dmitrijew A. A.**, 1994, Izmiencziwost' atmosfiernych processow Arktiki i jeje ucziety w dolgosrocznych prognozach, *Gidromieteoizdat*, Sankt-Peterburg, ss. 207.
- Dydina Ł. A.**, 1982, Osobiennosti razwitija sinopticzeskich processow w Arktike i ispolzowanije w prognozach na sriednije sroki, *Gidromieteoizdat*, Leningrad, ss. 224.
- Flohn H.**, 1978, Comparison of Antarctic and Arctic climate and its relevance to climatic evolution <w> Zinderen Bakker, von, E. M., Balkema A. A. (red.), *Antarctic glacial history and world palaeoenvironments*, Rotterdam, s. 3-13.
- Frydendahl K.**, 1989, Temperaturudvikling pa Gronland, <w> Global og regional temperaturudvikling siden 1850, DMI, *Scient. Rep.* 89-6, Copenhagen, s. 42-102.
- Gawrilowa M. K.**, 1963, Radiacjonnyj klimat Arktiki, *Gidromieteorologičeskoje izdatielstwo*, Leningrad, ss. 223.
- Hannsen-Bauer I., Kristensen Solas M., Steffensen E. L.**, 1990, The climate of Spitsbergen, *Klima*, DNMI rapport nr 39/90, ss. 40.
- Hustich J.**, 1973, The Arctic and the Subarctic, Middle North-Regions and their future, *Bulletin, Inter. Coun. of Unions*, No. 31.
- IPCC**, 1990, *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, WMO/UNEP, red. Houghton J. T., Jenkins G. J., Ephraums J. J., Cambridge University Press, Cambridge, ss. 365.
- IPCC, Supplement**, 1992, *Climate Change 1992, The Supplement Report to the IPCC Scientific Assessment*, red. Houghton J. T., Callander B. A., Varney S. K., Cambridge University Press, ss. 200.

- Jahn A.**, 1977, Świat polarny, Sympozjum polarne – 1977, Wrocław, s. 7-18.
- Jäger J., Kellogg W. W.**, 1983, Anomalies in temperature and rainfall during warm Arctic seasons, *Climatic Change*, 5, s. 39-60.
- Jesierkiewska I. B.** i in., 1982, Ispolzowanije nowych mietodow w monitoringie termicznego reżima Arktiki, <w> Issledowanija Arktiki, Antarkтики i Mirowogo okicana, Leningrad, Gidromieticoizdat, s. 56-64.
- Jones P. D.**, 1985, Arctic temperatures 1851-1984, *Climate Monitor*, 14, 2, s. 43-50.
- Jones P. D.**, 1995, transfer danych.
- Jones P. D., Raper S. C. B., Santer B., Cherry B. S. G., Goodess C., Kelly P. M., Wigley T. M. L., Bradley R. S., Diaz H. F.** 1985, A grid point surface air temperature data set for the Northern Hemisphere, TRO22, DOE/EV/10098-2, Washington, ss. 251.
- Kahl J. D., Charlevoix D. J., Zaitseva N. A., Schnell R. C., Serreze M. C.**, 1993a, Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years, *Nature*, 361, s. 335-337.
- Kahl J. D., Serreze M. C., Stone R. S., Shiotani S., Kisley M., Schell R. C.**, 1993b, Tropospheric temperature trends in the Arctic: 1958-1986, *J. Geophys. Res.*, 98 D7, s. 12825-12838.
- Kamiński A.**, 1989, Temperatura powietrza na Spitsbergenie Zachodnim i wyspach przyległych w atlantycko-europejskim obszarze Arktyki, *Prace Naukowe UŚ w Katowicach*, nr 1100, ss. 95.
- Kelly P. M., Jones P. D.**, 1981a, Winter temperatures in the Arctic, 1882-1981, *Climate Monitor*, 10, 1, s. 9-11.
- Kelly P. M., Jones P. D.**, 1981b, Spring temperatures in the Arctic, 1881-1981, *Climate Monitor*, 10, 2, s. 40-41.
- Kelly P. M., Jones P. D.**, 1981c, Summer temperatures in the Arctic, 1881-1981, *Climate Monitor*, 10, 3, s. 66-67.
- Kelly P. M., Jones P. D.**, 1981d, Autumn temperatures in the Arctic, 1881-1981, *Climate Monitor*, 10, 4, 94-95.
- Kelly P. M., Jones P. D.**, 1982, Annual temperatures in the Arctic, 1881-1981, *Climate Monitor*, 10, 5, 122-124.
- Kelly P. M., Jones P. D., Sear C. B., Cherry B. S. G., Tavakol R. K.**, 1982, Variations in surface air temperatures: Pt. 2, Arctic regions, 1881-1980, *Mon. Wea. Rev.*, 110, s. 71-83.
- Krzysztofiak M., Urbanek D.**, 1979, Metody statystyczne, PWN Warszawa, ss. 416.
- Markin W. A.**, 1975, Klimat oblasti sowriemiennogo oliedienienija <w> Oliedienienije Szpicbiergiena (Svalbarda), *Izd. Nauka, Moskwa*, s. 42-105.

- Mauritzen C., Owens W. B.**, 1994, Maintaining the thermohaline circulation, *Oceanus*, 37, 2, s. 12-13.
- Mitchell J. M., Dzerdzeevskii B., Flohn H., Hofmeyr W. L., Lamb H. H., Rao K. N., Wallen C. C.**, 1966, Climatic change, Technical Note No. 79, WMO, ss. 79.
- Mysak L. A., Manak D. K.**, 1989, Arctic sea-ice extent and anomalies, 1953-1984, *Atmosphere-Ocean* 27, 2, s. 376-405.
- Nordli P. O.**, 1990, Temperature and precipitation series at Norwegian Arctic meteorological stations, DNMI Raport Nr. 40/90 Klima, Oslo, s. 1-13.
- Parkinson C. L., Cavalieri D. J.**, 1989, Arctic sea-ice 1973-1987: Seasonal, regional, and interannual variability, *J. of Geophys. Res.*, 94, C10, s. 14449-14523.
- Pereyma J.**, 1983, Climatological problems of the Hornsund area, Spitsbergen, *Acta Univ. Wratisl.*, No 714, ss. 134.
- Pietrow Ł. S.**, 1971, Granica Arktyki i principy jeje opriedielienija, *Trudy AANII*, t. 304, s. 18-35.
- Polar Group**, 1980, Polar atmosphere-ice-ocean processes: A review of polar problems in climate research, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 2, s. 525-543.
- Provisional mean temperatures and mean atmospheric pressure at MSL at weather stations in Greenland 1961-1965**, 1967, Publikationer fra Det Danske Meteorologiske Institut, Charlottenlund.
- Provisional total amount of precipitation in mm, Greenland 1961-1965**, 1969, Publikationer fra Det Danske Meteorologiske Institut, Charlottenlund.
- Provisional mean temperatures and total amount of precipitation in mm Greenland 1966, 1967..., 1980, 1967-1981**, Publikationer fra Det Danske Meteorologiske Institut, Charlottenlund (od 1972 r. Kobenhavn).
- Przybylak R.**, 1992, Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-1983, *Dokumentacja Geogr.*, 2, ss. 105.
- Przybylak R.**, 1994, Charakterystyka termiczna grup i form cyrkulacji atmosferycznej w atlantyckim regionie Arktyki w okresie 1951-1990, *Problemy klimatologii polarnej*, 4, Materiały IV Seminarium Meteorologii i Klimatologii Polarnej, Gdynia, 15-16 kwietnia 1994, s. 105-118.
- Przybylak R.**, 1996, Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce w okresie 1939-1990, *Problemy klimatologii polarnej*, 5, (w tym tomie).
- Przybylak R., Usowicz J.**, 1993, Zmienność temperatury powietrza w atlantyckim regionie Arktyki, <w:> Działalność Profesora Władysława Górczyńskiego i jej kontynuacja, Sympozjum w Uniwersytecie Mikołaja Ko-

pernika Toruń, 16-17 września 1993 roku, Streszczenia referatów, s. 104-107.

- Przybylak R., Usowicz J.**, 1994, Trends and cyclic behaviour of air temperature and precipitation in the Atlantic-European area of the Arctic, <w> Contemporary climatology, red. R. Brazdil i M. Kolar, Brno, s. 479-485.
- Santer B. D., Taylor K. E., Wigley T. M. L., Penner J. E., Jones P. D., Cubash U.**, 1995, Towards the detection and attribution of an anthropogenic effect on climate, *Clim. Dyn.* 12, s. 77-100.
- Serreze M. C., Box J. E., Barry R. G., Walsh J. E.**, 1993, Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 51, s. 147-164.
- Spinnangr G.**, 1968, Global radiation and duration of sunshine in northern Norway and Spitsbergen, *Met. Ann.*, 5, 3, Oslo.
- Statistik Arbok**, 1981-1991, Danmark, København.
- Steffensen E.**, 1969, The climate and its recent variations at the Norwegian arctic stations, *Met. Ann.*, 5, 8, Oslo, ss. 349.
- Steffensen E.**, 1982, The climate at Norwegian Arctic stations, *Klima, DNMI*, 5, ss. 44.
- Subbotin W. W.**, 1985, Izmiencziwost tiermobariczeskich poliej Sowjetskoj Arktiki i sowriemiennyje tendencii ich izmienienij, <w> Izuczienije prirodnych usłowij nizowjew i ustjew riek arkticzeskoj zony dlja gidromieteorologiczes kogo obespieczienija narodnogo chozjajstwa, Leningrad: AANII, s. 51-53
- Vowinckel E., Orvig S.**, 1970, The climate of the North Polar Basin, <w> Climates of the Polar Regions, *World Surv. Clim.*, 14, s. 129-252.
- Walsh J. E.**, 1977, The incorporation of ice station data into a study of recent Arctic temperature fluctuations, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 12, s. 1527-1535.
- Walsh J. E.**, 1978, Temporal and spatial scales of the Arctic circulation, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 11, s. 1532-1544.
- Weller G.**, 1982, Polar problems in climate research: some comparisons between the Arctic and Antarctic, *Aust. Met. Mag.*, 30, s. 163-168.

THERMIC AND PRECIPITATION RELATIONS IN THE ARCTIC OVER THE PERIOD 1961-1990

S u m m a r y

The paper presents the spatial distribution pattern of air temperature (T) and precipitation (P) over the period 1961-1990 (Table 1, Figs. 4, 5 and

8). The P totals are the highest in the warmest part of the Arctic (especially in the south Greenland where they exceed 2000 mm) which are strongly affected by atmospheric circulation (region I /RI/, Fig. 1). In turn, the lowest P (<100 mm) occurs in the coldest part of the Arctic (NE part of RIV). The highest year-to-year variability of mean annual T occurs over the Svalbard Archipelago (σ vary between 1.4° and 1.8°C) and the lowest in east coast of Greenland and in the RII ($\sigma < 1.0^\circ\text{C}$) – Table 3. In case of P in order to estimate its variability we use the variability coefficient (v). The highest coefficients (> 30%) occur in subregions Ib, Ic, the eastern part of RII, the western part of RIII and in the northern part of RV and the lowest (< 20%) in the south parts of RI and the west part of RIII (Table 3).

The annual courses (according to monthly means) of T (Fig. 6) and P (Fig. 9) are presented for 11 Arctic stations. In most of the stations July is the warmest month and January or February is the coldest one. The highest range of T occurs in the Canadian Arctic (35-40°C). The annual course of P shows two main patterns. The areas of the Arctic which are strongly affected by atmospheric circulation (RI, RIII and RV) have the highest P in autumn and the lowest in spring. In the remaining part of the Arctic (the coldest one) the highest totals of P occur in summer and the lowest in winter (Fig. 9).

Most areas of the Arctic (except RV) show small insignificant warming over the period 1961-1990. It is worth noting that greater area of the Arctic shows warming in July than in January (Table 4, Fig. 7a-c). This warming here is seen mainly since the starting point in computing trends lies in 1960s when in the Arctic cooling was observed.

The variation of P in the Arctic over the period 1961-1990 shows different behaviour. The area from Svalbard Archipelago to Bering Strait is characterized by downward whereas the remaining part of the Arctic – rising trend of P (Table 4, 6 and Fig. 10). But it is important to add that most of these trends are insignificant.

In conclusion we must say that in the Arctic the behaviour of T and P in the last decades is rather not consistent with climate models outputs.