

## Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych

Wojciech Granoszewski<sup>1</sup>, Hanna Winter<sup>2</sup>



W. Granoszewski H. Winter

**Pleistocene climate changes based on palynological data.** Prz. Geol., 64: 43–48.

*Abstract.* The paper presents general climate changes during the last 2.6 Ma in the Northern Hemisphere. Plant formations of warm intervals (interglacials and interstadials) are briefly described. Disappearance of some more climate-sensitive tree taxa as well as climate changes during the Pleistocene in Northern Europe are also portrayed.

**Keywords:** Pleistocene, Marine Isotope Stage, interglacial, interstadial, glacial, pollen analysis

Epoka plejstocenu charakteryzowała się silnymi zmianami klimatu – od okresów zimnych (glacjałów, zlodowaceń) do okresów ciepłych nazywanych interglacjałami, w czasie których dochodziło do rozwoju klimaksowych zbiorowisk leśnych. Występowały w nich często gatunki drzew o wysokich wymaganiach klimatycznych. Natomiast podczas zlodowaceń termofilne zbiorowiska leśne ustępowały, a w krajobrazie rozprzestrzeniały się zbiorowiska terenów otwartych, bezleśnych. Najbardziej swoistym ekosystemem dla okresów zlodowaceń była plejstoceńska stepotundra, dziś praktycznie niewystępująca. Charakteryzowała się obecnością gatunków (zarówno roślin i zwierząt) występujących w tundrze arktycznej i na stepie. W okresach interglacjałnych te dwie strefy roślinne były (i są w holocenie) oddzielone strefą leśną. W czasie zlodowaceń klimat również nie był stabilny, w związku z czym wyróżnia się interwały, w których ciepłe oscylacje klimatu trwały na tyle długo, że dochodziło do reekspansji gatunków drzew występujących w strefach klimatu borealnego i kontynentalnego.

Plejstoceńskie zmiany klimatu od zimnego glacjałowego do ciepłego interglacjałowego w sensie geologicznym miały miejsce w stosunkowo krótkich odcinkach czasu. Pełny cykl glacjałno-interglacjałny obejmował ok. 80–120 tys. lat, w tym czas trwania interglacjałów był krótki i wynosił od kilkunastu do dwudziestu kilku tysięcy lat.

Celem publikacji jest przegląd zmian klimatu na poziomie cykli glacjałno-interglacjałnych oraz oscylacji klimatycznych niższego rzędu (w obrębie glacjałów i interglacjałów), które miały miejsce w plejstocenie na półkuli północnej.

### PRZYCZYNY ZMIAN KLIMATU W PLEJSTOCENIE

Badacze klimatu upatrują powodów jego zmian w wielu zjawiskach zarówno astronomicznych, jak i mających swoje źródło na Ziemi.

Przyjmuje się, że przyczyną zmian klimatu w plejstocenie były modyfikacje parametrów orbitalnych kuli Ziemskiej (Milanković, 1949). Parametry te ulegają zmianom w różnym czasie: 400 i 100 tys. lat (ekscentryczność), ok. 40 tys. lat (nachylenie ekliptyki) i 26 tys. lat (precesja).

Zapis tych wydarzeń został odtworzony na podstawie stosunku izotopów tlenu ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) ze skorupki otwornic bentonicznych już w latach 70. XX w. (Schackleton & Opdyke, 1973). Na krzywej  $\delta^{18}\text{O}$  piki (odchylenia krzywej od standardu) zostały ponumerowane jako stadia izotopowe MIS – *Marine Isotope Stages* (Raisbeck i in., 2015). Stadia o wyższym udziale izotopu  $^{18}\text{O}$  reprezentują okresy chłodne czyli zlodowacenia, a z przewagą izotopu lżejszego okresy cieplejsze czyli interglacjały i interstadiały. Najpełniejszy zapis izotopowy z osadów morskich, obejmujący ostatnie pięć milionów lat, został opublikowany w 2005 r. w pracy Lisiecki i Raymo. Na rycinie 1 zestawiono wiek, wraz z morskimi stadiami tlenowymi (MIS) oraz regionalną palinostratygrafię dla obszaru Polski. Stadia izotopowe zostały również rozpoznane w rdzeniach lodowych zarówno na półkuli północnej, jak i południowej.

Innym bardzo istotnym czynnikiem astronomicznym, o udowodnionym wpływie na fluktuacje klimatu plejstoceńskiego, jest ilość energii słonecznej docierającej do Ziemi (Berger & Loutre, 1991; Jozuel i in., 2007).

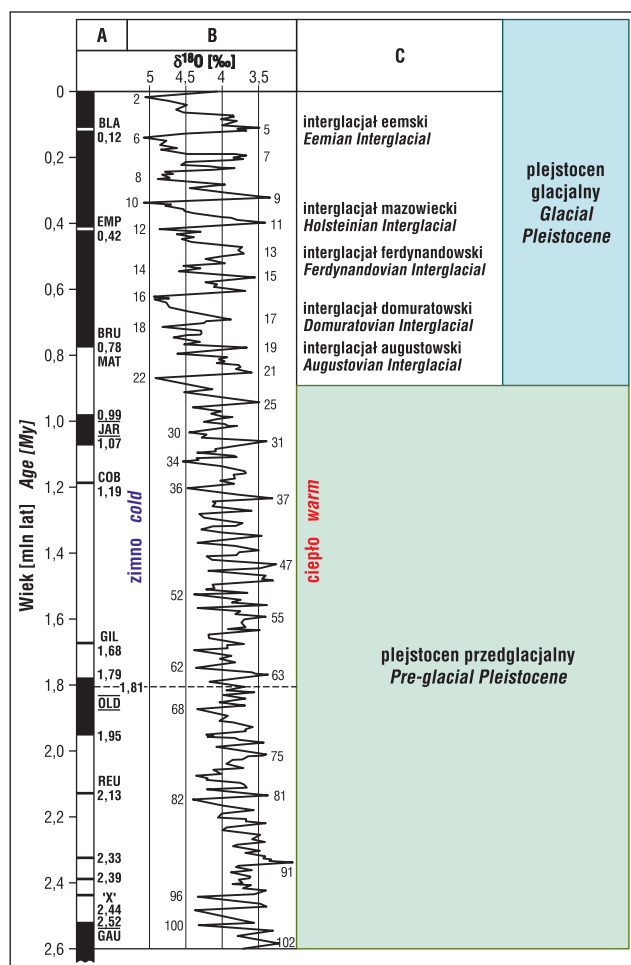
### GRANICA NEOGEN/CZWARTORZĘD (2,6 mln lat temu)

Drastyczne ochłodzenie klimatu na całej kuli ziemskiej, które miało miejsce ok. 2,6 mln temu, rozpoczęło epokę dynamicznych zmian związanych z cyklem klimatycznym glacjał/interglacjał. Pierwsze oznaki ochłodzenia klimatu zostały odnotowane już 3,6 mln temu, kiedy nastąpił inicjalny rozwój zlodowaceń na półkuli północnej, a chłodne oscylacje klimatyczne związane z formowaniem się łańcuchów pojawiały się coraz częściej (Head i in., 2008). Na zmianę klimatu wskazuje także ekspansja stepopodobnej roślinności w Chinach, przypisana wzrostowi letniej intensywności monsunów i jej spadku zimą.

Nasilenie globalnych zmian klimatu wzrosło pod koniec pliocenu, ok. 2,72 mln lat temu, wraz z synchronicznym rozwojem zlodowaceń na półkuli północnej – Grenlandii, Skandynawii i w Ameryce Północnej (Bartoli i in., 2005). Nastąpiło wtedy finalne zamknięcie Przesmyku Panamskiego oraz rozwój pokrywy lessowej w Chinach (ok. 2,6 mln lat temu) (Shilling & Zhongli, 2010). Z tego

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; wojciech.granoszewski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-957 Warszawa; hanna.winter@pgi.gov.pl.



**Ryc. 1.** Klimatostratygrafia plejstocenu Polski: **A** – magnetostratygrafia (chrony: BRU – Brunhes, MAT – Matuyama; subchrony i wycieczki: JAR – Jaramillo, GAU – Gauss, OLD – Olduvai, COB – Cobb Mt., GIL – Gilsa, REU – Réunion, BLA – Blake, EMP – Emperor), **B** – krzywa izotopowa tlenu w plejstocenie (wg Lisiecki & Raymo, 2005), **C** – interglacjały z zapisem pełnej sekwencji zmian roślinności i klimatu

**Fig. 1.** Climatostratigraphy of the Polish Pleistocene: **A** – magnetostratigraphy (chrons: BRU – Brunhes, MAT – Matuyama; subchrons and excursion events: JAR – Jaramillo, GAU – Gauss, OLD – Olduvai, COB – Cobb Mt., GIL – Gilsa, REU – Réunion, BLA – Blake, EMP – Emperor), **B** – marine oxygen isotope curve for the Pleistocene (after Lisiecki & Raymo, 2005), **C** – interglacials with complete records of vegetation and climate succession

okresu są znane wystąpienia materiału eratycznego z lodowców górskich w głębokomorskich osadach północnego Atlantyku i północno-zachodniego Pacyfiku.

Tak znaczne zmiany klimatu, odpowiadające rozwojowi lodowców na półkuli północnej, a wyrażone globalnym spadkiem średnich temperatur i silną dynamiką zmienności klimatu, musiały odzwierciedlić się w zmianach roślinności lądowej. W Europie Środkowej zanikały lasy związane ze strefą umiarkowaną ciepłą, przeobrażając się w lasy strefy borealnej związane z klimatem umiarkowanym chłodnym, a w Europie Południowej rozprzestrzeniała się roślinność zbiorowisk otwartych. Zapis pyłkowy tych zmian występuje w osadach z Holandii (Zagwijn, 1963), z rejonu śródziemnomorskiego (Suc, 1984), Morza Czarnego (Popescu i in., 2010), Niemiec (Heuman & Litt, 2002), Polski (Winter, 2015) i Chin (Wu i in., 2007). Gwałtowne ochłodzenie klimatu jest zarejestrowane w wielu profilach osadów kuli

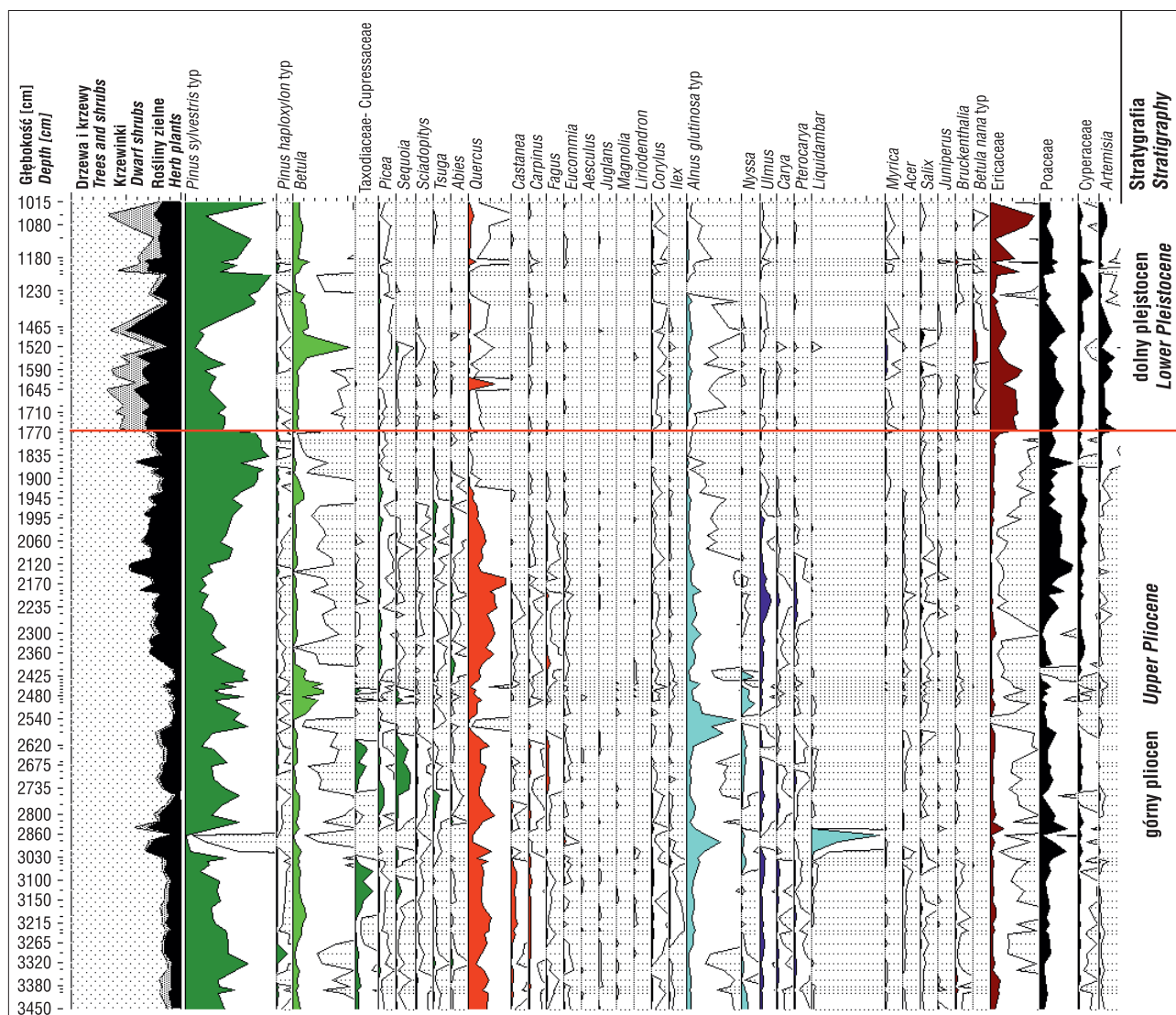
ziemskiej, między innymi w osadach z Kolumbii ze stanowiska Funza I i Funza II (Hooghiemstra & Ran, 1994), gdzie ok. 2,7 mln lat temu został odnotowany epizod z gwałtownym spadkiem udziału pyłku drzew i wzrost udziału roślinności zielnej wskazujący na spadek temperatury.

### WCZESNY I WCZESNY ŚRODKOWY PLEJSTOCEN (2,6-0,46 mln lat temu)

Fundamentalna, drastyczna zmiana systemu klimatycznego Ziemi, wyrażona spadkiem temperatury na kuli ziemskiej, rozpoczęła się 2,6 mln lat temu (MIS 104) i trwała do 2,4 mln lat (MIS 96). Był to czas ogromnych zmian obejmujących zarówno środowiska morskie, jak i lądowe, oraz rozpoczynający rytm globalnych zmian klimatycznych glacjał/interglacjał trwający do dzisiaj. Jednocześnie silne ochłodzenie klimatu wyznacza granicę między neogenem i czwartorzędem (2,588 mln lat), a która została odniesiona do MIS 104 (Marks, 2010). Na lądzie nastąpiły w tym czasie istotne zmiany w zbiorowiskach roślinnych. W Europie Środkowo-Wschodniej i Północnej rozprzestrzeniła się stepotundra, a w południowej Europie nastąpił rozwój zbiorowisk stepowych z bylicami (*Artemisia*). W okresach ciepłych na teren Europy powracały lasy strefy umiarkowanej, w których na południu występowała jeszcze sekwoja (*Sequoia*) i kataja (*Cathaya*) (Suc & Popescu, 2005).

W odniesieniu do Polski pierwsze plejstocenijskie ochłodzenie – okres zimny Wólka Ligęzowska (MIS 104) – przyczyniło się do zaniku borealnych lasów sosnowo-brzozowych i spowodowało ekspansję roślinności zbiorowisk otwartych z dominacją wrzosowatych (*Ericaceae*), wiechlinowatych (*Poaceae*), bylic i turzycowatych (*Cyperaceae*) wraz z brzozą karłowatą (*Betula nana*) (Winter, 2015). Na rycinie 2 przedstawiono ciągły zapis palinologiczny przejścia pliocen/plejstocen. Ciepłsze oscylacje klimatyczne wyrażały się rozwojem lasów brzozowo-sosnowych bądź sosnowych z domieszką dębu (*Quercus*).

Silne cykliczne ochłodzenia, które były uwarunkowane formowaniem się czap lodowych na obszarze Grenlandii i Skandynawii, północnej części Europy Wschodniej oraz północnej części Ameryki Północnej (złodowacenia laurentyjskie) od 2,56 do ok. 1,2 mln lat temu (MIS 104–31) wpłynęły znacząco na zmiany ekosystemów zarówno lądowych (także na szatę roślinną), jak i morskich. W tym czasie roślinność poszczególnych ciepłych cykli klimatycznych miała zmienny charakter, wskazując na różne warunki klimatyczne, a cykle chłodne były krótsze od cykli ciepłych. W Europie Środkowej nadal występowały drzewa ciepłolubne, takie jak: eukomia (*Eucommia*), orzesznik (*Carya*), orzech (*Juglans*), kasztan (*Castanea*), skrzydłorzech (*Pterocarya*) i chmielgrab (*Ostrya*) (Zagwijn, 1960, 1963, 1974; Menke, 1976; Zagwijn & de Jong, 1984; Hahne i in., 2008; Winter, 2015) oraz dominowały różnorodne lasy z dębem, grabem (*Carpinus*), kasztanem, wiązem (*Ulmus*), skrzydłorzechem, orzesznikiem, eukomią. Wzrosła rola drzew iglastych, takich jak: choina (*Tsuga*), świerk (*Picea*) i jodła (*Abies*). Odnosząc warunki klimatyczne do roślinności, średnie temperatury miesięcy letnich w czasie optimum termicznych mogły przekraczać 19,5°C, a zimowe nieznacznie spadały poniżej 0°C (Pross & Klotz, 2002). Taki rozkład temperatur oznacza, że był niski wskaźnik sezonowości klimatu. W czasie cykli chłodnych (ochłodzeń), ze średnimi temperaturami lata osiągniętymi 10°C i zimy –



Ryc. 2. Uproszczony diagram pyłkowy z Wólki Ligęzowskiej (Nizina Mazowiecka, centralna Polska); czerwona linia wyznacza granicę górnego pliocenu/dolnego plejstocenu

Fig. 2. Simplified pollen diagram from Wólka Ligęzowska (the Mazovian Lowland, central Poland); red line marks the Upper Pliocene/Lower Pleistocene boundary

spadającymi do  $-20^{\circ}\text{C}$ , panowała stepotundra – zbiorowisko roślinne praktycznie nie występujące obecnie na kuli ziemskiej.

W Europie Południowej cykliczność zmian klimatycznych zaznaczyła się dominacją mezofilnych lasów, ze zmiennym udziałem dębu, graba, orzecha, wiązu/brzostownicy (*Ulmus/Zelkova*), skrzydłorzecha, chmielgrabu, cypryśnikowatych (Taxodiaceae), magnolii (*Magnolia*), kasztanowca (*Aesculus*), jesionu (*Fraxinus*), eukomii i buka (*Fagus*) w okresach ciepłych. Taki skład zbiorowisk leśnych wskazuje na wysoką średnią temperaturę  $14\text{--}16^{\circ}\text{C}$  (Ravazzi & Strick, 1995). Jednak nawet w tej części Europy w miarę upływu czasu był wyraźny trend spadku temperatur i wzrostu kontynentalizmu, wyrażony zanikiem takich drzew jak: orzesznik, skrzydłorzecha i eukomii oraz cypryśnikowatych i rozprzestrzenieniem się bylic. Cykl glacjał/interglacjał w rejonie Morza Śródziemnego odzwierciedlał cykl zmian ciepłych zbiorowisk leśnych/ciepłe stepy, które stopniowo nabrały charakteru chłodnych stepów (Suc, 1984).

Intensywność cyklu zmian klimatycznych uległa wzmocnieniu w podczas wczesnośrodkowego plejstocenu przejścia (MPT – *early-Middle Pleistocene Transi-*

*tion*, c. 1,2–0,46 mln lat) (Head & Gibbard, 2005; Clark i in., 2006; Tzedakis i in., 2006), w czasie którego dominujący we wczesnym plejstocenie (40 tys. lat) cykl klimatyczny glacjał/interglacjał, związany ze skośnością ziemskiego cyklu orbitalnego, został stopniowo zastąpiony przez wysokoamplitudowy cykl ekscentryczny, liczący  $\sim 100$  tys. lat. Silne zmiany klimatu występujące między MIS 36 (ok. 1,2 mln lat temu) a MIS 13 (ok. 540–460 tys. lat temu) obejmujące MPT wyraziły się w rozmaity sposób. W czasie MIS 24–22 (920 i 880 tys. lat) wystąpiło wielkoskalowe ochłodzenie klimatu (Clark i in., 2006), które mogło być na tyle silne, że spowodowało rozwój zlodowaceń na półkuli północnej wyrażonych pojawieniem się lądolodu w Europie Środkowej i Ameryce Północnej. Być może wtedy lądolód po raz pierwszy wkroczył na obszar Polski i pozostawił najstarszą glinę zwałową (Ber, 2000; Ber i in., 2009). Pierwsze pojawienie się lądolodu w Europie Środkowej należy wiązać z silnym ograniczeniem cyrkulacji głębokomorskiego Prądu Północnoatlantyckiego (NADW – *North Atlantic Deep Water*) (Head i in., 2008). Intensyfikacja wpływu monsunów zimowych i malejące znaczenie letnich na obszarze Afryki i Euroazji (Head & Gibbard, 2005;



Sun i in., 2006) zintensyfikowała pustynnienie Afryki i Chin, a cykliczne zmiany roślinności, odzwierciedlające cykl klimatyczny glacjał/interglacjał, w zachodniej równikowej Afryce pojawiły się już około 1,05 mln lat temu (MIS 30) (Dupont i in., 2001).

Zgodnie z rytmem zmian klimatycznych w tym czasie w okresach zimnych ogromne masy lodolodu zaczęły wkraczać wielokrotnie na obszar Europy Środkowej i Wschodniej, docierając do Karpat. Tak silne oziębienia klimatu spowodowały znaczące zmiany w europejskiej florze. Z Europy Środkowej zniknęły definitywnie takie drzewa jak: eukomia, kasztan, orzesznik, choina, chmielgrab i skrzydłorzech, który pojawił się powtórnie setki tysięcy lat później.

W tej części Europy zmiany roślinności zapisane od MIS 21 do MIS 13 wskazują na występowanie trzech policyklicznych sekwencji interglacjałnych wyrażonych naprzemiennym występowaniem okresów z roślinnością leśną i siedlisk otwartych o różnej randze klimatycznej. W tym czasie cykl dynamiki zmian roślinności był bardzo silny i pokazuje zarówno wysokoamplitudowe zmiany klimatu – glacjał/interglacjał, jak i niskoamplitudowe oscylacje klimatyczne występujące podczas interglacjałów i w okresach zimnych.

Zapis sekwencji najstarszej, interglacjału augustowskiego – MIS 21–19 (Winter, 2008) i domuratowskiego – MIS 17 (Winter i in., 2008) występuje w osadach jeziornorzecznych głównie w Polsce. Sporadyczne stanowiska znajdują się na Białorusi i w Niemczech. Szeroki zasięg występowania mają stanowiska z zapisem sekwencji korelowanej z MIS 15–13, noszącej w Polsce nazwę interglacjału ferdynandowskiego (Janczyk-Kopikowa, 1991), na Białorusi – interglacjału Belovezhianu i Mogilevianu/Borkhovianu, Muczkapianu w Rosji (Rylova & Savchenko, 2005; Molodkov & Bolikhovskaya, 2010) oraz Harreskoviianu na terenie Danii (Andersen, 1965). Na terenie Holandii osady reprezentujące sekwencję MIS 15–13 są korelowane z Cromerem III i IV (Zagwijn, 1996).

Porównanie sekwencji zmian w zbiorowiskach leśnych w starszym ciepłym okresie interglacjału augustowskiego (A I) i ferdynandowskiego (F 1) wskazuje na znaczącą niestabilność klimatu. Ochłodzenie było silne i wyraziło się rozprzestrzenieniem lasów sosnowo-brzozowych kosztem mieszanych lasów z dębem, wiązem i leszczyną (*Corylus*), wskazujące na panowanie klimatu umiarkowanego chłodnego (Winter, 2008). Porównując florę pyłkową i roślinność z optimum klimatycznych interglacjału augustowskiego i ferdynandowskiego można stwierdzić, że temperatury zarówno lata, jak i zimy były zbliżone. W czasie optimum klimatycznego F1 średnia temperatura stycznia wynosiła  $-3^{\circ}\text{C}$ , a lipca dochodziła do  $18^{\circ}\text{C}$  (Pidek & Poska, 2013), chociaż występowanie nasion cibory (*Cyperus glomeratus*) w stanowiskach interglacjału augustowskiego (Stachowicz-Rybka, 2011) oznacza, że średnia temperatura najcieplejszego miesiąca wynosiła  $20^{\circ}\text{C}$  (Aalbersberg & Litt, 1998).

Niestabilność klimatu i jego ogromną dynamikę przedstawia przebieg zmian roślinności w sekwencji domuratowskiej (MIS 17), w której są notowane trzy ciepłe okresy pozwalające na rozwój lasów mieszanych związanych z klimatem umiarkowanym o silnych wpływach kontynentalnych.

O niewielkich wpływach klimatu morskiego w czasie interglacjałów augustowskiego i domuratowskiego świadczy nikły udział takich roślin jak bluszcz (*Hedera*) i ostrokrzewu kolczastego (*Ilex aquifolium*). W zapisie sekwencji

ferdynandowskiej jest również wyraźnie widoczny słaby wpływ klimatu morskiego na terenie Europy Środkowo-Wschodniej, podczas gdy w stanowiskach duńskich silny wpływ klimatu oceanicznego jest wyrażony wysokim udziałem cisu (*Taxus*), którego rola maleje w stanowiskach z Polski i nie występuje on na Białorusi i w Rosji. Znaczące ochłodzenie w czasie MIS 21 do wczesnego MIS 19 (ok. 850–770 tys. lat temu) spowodowało rozprzestrzenienie się wielkich ssaków, wraz z mamutem stepowym (*Mammuthus trogontherii*) w północnej Eurazji (Foronova, 2005). Ekspansja tych zwierząt była odpowiedzią na uformowanie się odpowiednich zbiorowisk roślinnych, zimnych stepów i stepotundry, zdolnych wyżywić te olbrzymie ssaki. Na ekspansję megafauny związanej z otwartym krajobrazem miały wpływ wydłużające się okresy zimne, w czasie których klimat stawał się coraz bardziej suchy i kontynentalny.

Wprawdzie na obszar południowej Europy nigdy nie wkroczyły lodolody, jednak i w tym rejonie utrwalił się cykl zmian interglacjał/glacjał z coraz dłuższymi i chłodniejszymi okresami zimnymi – glacjałami, wpływającymi na stopniowy zanik taksonów o wyższych wymaganiach klimatycznych (Tzedakis i in., 2006).

### PÓŹNY ŚRODKOWY I PÓŹNY PLEJSTOCEN (0,46 mln–10 tys. lat temu)

Na podstawie krzywej tlenowej utworów tej części plejstocenu można wyznaczyć cztery okresy interglacjałne: MIS 11, 9, 7 i 5. Są one powiązane z cyklicznością orbitalną. Niewiele jest danych paleoklimatycznych pochodzenia lądowego, z wyjątkiem interglacjałów MIS 11 i 5. Najdłuższym i najcieplejszym okresem ciepłym był interglacjał MIS 11. Trwał on ok. 31 tys. lat (Desprat i in., 2007). Na terenie Polski nazywany interglacjałem mazowieckim (holsztyńskim). Najbardziej charakterystycznym elementem sukcesji roślinnej tego okresu jest bardzo obfite występowanie cisu na terenie Europy Zachodniej i Środkowej. W młodszej części optimum klimatycznego stanowił on bardzo istotny składnik (miejscami z pewnością dominujący) zbiorowisk leśnych. O dużo cieplejszym i wilgotniejszym klimacie niż współczesny (holoceński) świadczy również obecność taksonów egzotycznych, nie zaliczających się do holocenijskiej flory na tym obszarze, takich drzew ciepłolubnych jak: skrzydłorzech orzesznik, orzech czy wiązowiec (*Celtis*). Zasięgi innych taksonów o wyższych wymaganiach termicznych były przesunięte dalej na wschód, np.: winorośl (*Vitis*), ostrokrzew czy bukszpan (*Buxus*).

Przebieg sukcesji roślinnej tego interglacjału wskazuje na dużą niestabilność klimatu w tym czasie, a badania palinologiczne z dużą rozdzielczością sugerują co najmniej dwa okresy ochłodzeń w jego obrębie (Koutsodendris i in., 2012, 2014). Te krótkotrwałe oscylacje są też notowane w mazowieckich osadach biogenicznych na terenie Polski (m.in.: Binka & Nitychoruk, 1995, 1996; Krupiński, 1995; Nita, 1999; Winter & Urbański, 2007).

Zmiany klimatu, które miały miejsce w stadiach izotopowych MIS 9 i 7 znane są przede wszystkim z zapisu w osadach morskich oraz stanowisk lądowych w południowej Europie. W czasie tego interglacjału na obszarze Masywu Centralnego we Francji oraz w Grecji doszło do rozwoju lasów dębowych, cisowych i grabowych, a pod koniec interglacjału rozprzestrzeniły się zbiorowiska leśne ze znacznym udziałem buka i jodły (Reille i in., 2000;

Wijmstra & Smit, 1976). Obecność dwóch ostatnich drzew wskazuje, że południowa część kontynentu była pod przemożnym wpływem klimatu oceanicznego, na co wskazują wysokie opady i stosunkowo niskie temperatury (Roucoux i in., 2007). Z drugiej strony dane paleobotaniczne oraz szczątki ryb i chrząszczy z Wysp Brytyjskich sugerują, że interglacjał MIS 9 w Europie Północnej był pod względem temperatur podobny do MIS 5e i cieplejszy od MIS 7 (Green i in., 2006). W czasie MIS 8 (glacjał) morskie dane palinologiczne z wybrzeża Portugalii wskazują na początku tego stadium izotopowego na otwarty, stepowy charakter roślinności. Dopiero w drugiej części stadium w Europie Południowej rozprzestrzeniły się dąb, leszczyna i sosna (*Pinus*) (*op. cit.*)

Interglacjał MIS 7 rozpoczął się rozwojem lasów dębo-leszczynowych, a następnie grabowych z niewielkim udziałem buka, jodły i świerka (Reille i in., 2000). Przy czym udział jodły w porównaniu do starszych stadiów izotopowych (MIS 11 i 9) był stosunkowo mały (*op. cit.*). Ponowna ekspansja zbiorowisk stepowych kosztem lasów odzwierciedla nawrót warunków glacialnych (MIS 6). Podobnie jak w poprzednich cyklach glacialno-interglacialnych również w czasie tego zlodowacenia dochodziło do ociepleń pozwalających na rozprzestrzenianie się lasów sosnowych. Ostatni cykl klimatyczny obejmuje interglacjał MIS 5e. Jest on najlepiej poznany pod względem stratygraficznym i paleoekologicznym. Zachowało się wiele kopalnych lądowych osadów organicznych pozwalających na przeprowadzenie rekonstrukcji klimatu na podstawie danych paleobotanicznych, paleozoologicznych oraz metodami niebiologicznymi. Ostatni interglacjał – eemski – charakteryzuje na obszarze Europy bardzo jednorodną sukcesją roślinności, a różnice w składzie gatunkowym/rodzajowym wynikają z naturalnych ówczesnych zasięgów poszczególnych gatunków, czyli z przyczyn najczęściej klimatycznych. Po fazie lasów brzożowo-sosnowych doszło do rozwoju w optimum klimatycznym mieszanych lasów liściastych. Bardzo charakterystyczną cechą starszej części optimum jest niespotykana w innych interglacialach (łącznie z holocenem) rola leszczyny w krajobrazie. Z kolei w młodszej części optimum klimatycznego dominującą rolę odgrywał grab. Z rodzajów o wyższych wymaganiach klimatycznych były obecne bluszcz, cis, bukszpan, winorośl, ostrokrzew, ligustr (*Ligustrum*). Tylko dwa pierwsze stanowią naturalne składniki holocenijskiej flory Polski. Podobnie jak w poprzednich stadiach izotopowych również archiwa paleoklimatyczne interglacialu eemskiego wykazują pewną niestabilność klimatu. W fazie grabowej z różnych stanowisk europejskich zanotowano niewielkie ochłodzenie (Brewer i in., 2008). O istniejących w tym czasie związkach atlantyckiego systemu klimatycznego z kontynentalnym centralnej Azji może świadczyć fakt obecności podobnej chłodnej oscylacji w optimum klimatycznym w zapisie palinologicznym z Jeziora Bajkał (Granoszewski i in., 2005; Tarasov i in., 2005).

Po okresie interglacialnym (MIS 5e) w wyniku precesji orbity Ziemi nastąpiły zmiany klimatu w cyklu krótszym niż interglacialny. Naprzemiennie klimat ochładzał się (stadiał) i ocieplał (interstadiał). Na krzywej izotopowej tlenu jest to odzwierciedlone pikami od MIS 5d do MIS 5a. Poprawa warunków klimatycznych w okresach interstadialnych była na tyle znacząca, że w ich czasie dochodziło do zaniku otwartego krajobrazu stepotundry i rozwijały się lasy borealne z sosną, brzożą, modrzewiem (*Larix*), świerkiem. O tym, że klimat w tym czasie na obszarze Europy Północnej był wybitnie kontynentalny świadczą dane paleontologiczne

zarówno roślinne, jak i zwierzęce. Występowały takie gatunki jak limba (*Pinus cembra*) i brzoza karłowata (Granoszewski, 2003). W Europie Południowej rozwijały się zbiorowiska leśne z udziałem gatunków o wyższych wymaganiach klimatycznych, takich jak grab, leszczyna, które stanowiły istotny składnik lasów sosnowo-świerkowo-brzożowych (Reille i in., 2000).

Interstadiał MIS 5a kończy 5 stadium izotopowe. Następujące po nim zlodowacenie MIS 4 było niezwykle dynamicznym pod względem zmian klimatu, a ocieplenia były na tyle słabe, że przejawiały się w Europie Północnej głównie krajobrazem stepotundrowym z niewielkim udziałem drzew borealnych (Granoszewski, 2003), a na południu Europy udział sosny był znacząco wyższy. Około 24 tys. lat BP miało miejsce maksimum ostatniego zlodowacenia (MIS 2), a deglacjał trwał do ok. 10 tys. lat BP. Następne stadium – MIS 1 – jest już holocenem (zob. Marks, 2016 – w tym nr Prz. Geol.).

Autorzy dziękują Jackowi Grabowskiemu za merytoryczne uwagi dotyczące tekstu pracy i rycin.

## LITERATURA

- AALBERSBERG G. & LITT TH. 1998 – Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. *J. Quater. Sci.*, 13, 5: 367–390.
- ANDERSEN S.T. 1965 – Interglacialer og interstadialer Danmarks Kvarter. *Medd. Dansk. Geol. Forening*, 15: 486–506.
- BARTOLI G., SARNTHEIN M., WEINELT M., ERLLENKEUSER H., GARBE-SCHÖNBERGD. & LEA D.W. 2005 – Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237: 33–44.
- BER A. 2000 – Plejstocen polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170.
- BER A., LISICKI S. & WINTER H. 2009 – Stratygrafia dolnego plejstocenu północno-wschodniej Polski na podstawie badań osadów jeziornych z profilu Sucha Wieś (Pojezierze Elckie) i Czarnucha (Równina Augustowska) w nawiązaniu do obszarów Rosji, Litwy i Białorusi. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 435: 23–35.
- BERGER A. & LOUÏRE M. F. 1991 – Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quater. Sci. Rev.*, 10: 297–317.
- BINKA K. & NITYCHORUK J. 1995 – Mazovian (Holesteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biała Podlaska. *Geol. Quart.*, 39: 109–120.
- BINKA K. & NITYCHORUK J. 1996 – Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at Kaliów site in southern Podlasie. *Geol. Quart.*, 40: 269–282.
- BREWER S., GUIOT J., SÁNCHEZ-GOÑI M.F. & KLOTZ S. 2008 – The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data. *Quater. Sci. Rev.*, 27: 2303–2315.
- CLARK P.U., ARCHER D., POLLARD D., BLUM J.D., RIALE J.A., BROVKIN V., MIX A.C., PISIAS N.G. & ROY M. 2006 – The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO<sub>2</sub>. *Quater. Sci. Rev.*, 25: 3150–3184.
- DESPRAT S., SÁNCHEZ-GOÑI M.F., NAUGHTON F., TURON J.L., DUPRAT J., MALAIZÉ B., CORTIJO E. & PEYPOUQUET J.P. 2007 – Climate variability of the last Five Isotopic Interglacials: Direct Land-Sea-Ice correlation from the Multiproxy Analysis of North-Western Iberian Margin Deep-Sea Cores. [W]: Sirocco F., Clausen M., Sánchez-Goñi M. F. & Litt T. (red.), *The climate of the past interglacials*. Elsevier: 375–386.
- DUPONT L.M., DONNER B., SCHNEIDER R. & WEVER G. 2001 – Mid-Pleistocene environmental change in tropical Africa began as early as 1.05 Ma. *Geology*, 29: 195–198.
- FORONOVA I.V. 2005 – Large mammal faunas from southwestern Siberia of the Plio-Pleistocene boundary and Lower/Middle Pleistocene transition. *Quaternary International*, 131: 95–99.
- GRANOSZEWSKI W. 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoski Duże, eastern Poland: a paleobotanical study. *Acta Paleobot. Supp.*, 4: 1–95.
- GRANOSZEWSKI W., DEMSKE D., NITA M., HEUMANN G. & ANDREEV A.A. 2005 – Vegetation and climate variability during the Last interglacial evidenced in the pollen record from Lake Baikal. *Global Planet. Change*, 46: 187–198.
- GREEN C.P., BRANCH N.P., COOPE G.R., FIELD M.H., KEEN D.H., WELLS J.M., SCHWENNINGER J.-L., PREECE R.C., SCHREVE D.C.,



- CANTI M.G. & GLEED-OWEN C.P. 2006 – Marine Isotope Stage 9 environments of fluvial deposits at Hackney, north London, UK. *Quater. Sci. Rev.*, 25: 89–113.
- HAHNE J., ELLWANGER D. & STRITZKE R. 2008 – Evidence for a Waalian thermomere pollen record from the research borehole Heidelberg UniNord, Upper Rhine Graben, Baden-Württemberg. *E & G Quater. Sci. J.*, 57 (3/4): 403–410.
- HEAD M.J. & GIBBARD P.L. 2005 – Early–Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. [W:] Head M.J. & Gibbard P.L. (red.), *Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 247: 1–18.
- HEAD M.J., PILLANS B. & FARQUHAR S. 2008 – The Early-Middle Pleistocene Transition: characterization and proposed guide for the defining boundary. *Episodes*, 31 (2): 255–259.
- HEUMANN G. & LITT T. 2002 – Stratigraphy and paleoecology of the late Pliocene and early Pleistocene in the open-cast mine Hambach (Lower Rhine Basin, Germany). *Neth. J. Geosci.*, 81 (2): 193–199.
- HOOGHIEMSTRA H. & RAN E.T.H. 1994 – Upper and Middle Pleistocene climatic change and forest development in Colombia: pollen record Funza II (2–158 m core interval). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 109: 211–246.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1991 – The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Kwart. Geol.*, 35 (1): 71–80.
- JOUZEL J., MASSON-DELMOTTE V., CATTANI O., DREYFUS G., FALOURD S., HOFFMANN G., MINSTER B., NOUET J., BARNOLA J.M., CHAPPELLAZ J., FISCHER H., GALLET J.C., JOHNSEN S., LEUENBERGER M., LOULERGUE L., LUETHI D., OERTER H., PARRENIN F., RAISBECK G., RAYNAUD D., SCHILT A., SCHWANDER J., SELMO E., SOUCHEZ R., SPAHNI R., STAUFFER B., STEFFENSEN J.P., STENNI B., STOCKER T.F., TISON J.L., WERNER M. & WOLFF E.W. 2007 – Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317: 93–97.
- KOUTSODENDRIS A., PROSS J., MÜLLER U.C., BRAUER A., FLETCHER W.J., KÜHL N., KIRILOVA E., VERHAGEN F.T.M., LÜCKE A. & LOTTER A.F. 2012 – A short-term climate oscillation during the Holsteinian interglacial (MIS 11c): An analogy to the 8.2 ka climatic event? *Global Planet. Change*, 92–93: 224–235.
- KOUTSODENDRIS A., PROSS J. & ZAHN R. 2014 – Exceptional Agulhas leakage prolonged interglacial warmth during MIS 11c in Europe. *Paleoceanography*, 29: 1062–1071. DOI:10.1002/2014PA002665.
- KRUPINSKI K.M. 1995 – Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjalną mazowieckiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 1–200.
- LISIECKI L.E. & RAYMO M.E. 2005 – A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20: PA 1003.
- MARKS L. 2010 – Pozycja chronostratygiczna granicy neogen/czwartorzęd. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 438: 93–98.
- MARKS L. 2016 – Zmiany klimatu w holocenie. *Prz. Geol.*, 64: 59–65.
- MENKE B. 1976 – Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Wieschel-Fruhglazials. *Geol. Jahrb., Reihe A*, 26.
- MILANKOVIĆ M.M. 1949 – Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Sci., Spec. Pub.*, 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33, Belgrade: 633. [Canton of Insolation and the Ice Age Problem, English translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington D.C., 1969].
- MOLODKOV A. & BOLIKHOVSKAYA N. 2010 – Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses. *Estonian J. Earth Sci.*, 59 (1): 49–62.
- NITA M. 1999 – Mazovian Interglacial at Konieczki near Kłobuck (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobot.*, 39: 89–135.
- PIDEK I. A. & POSKA A. 2013 – Pollen based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences in Łuków and Zdany (E Poland): Species and modern analogues based approach. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 192: 65–78.
- POPESCU S. M., BILTEKIN D., WINTER H., SUC J.P., MELINTE-DOBRIANESCU M.C., KLOTZ S., RABINEAU M., COMBOURIEU-NEBOUT N., CLAUZON G., & DEACONU F. 2010 – Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy. *Quaternary International*, 219: 152–167.
- PROSS J. & KLOTZ S. 2002 – Palaeotemperature calculations from the Praetiglian/Tiglian (Plio-Pleistocene) pollen record of Lieth, northern Germany: implications for the climatic evolution of NW Europe. *Global Planet. Change*, 34: 253–267.
- RAILSBAC B.L., GIBBARD P.L., HEAD M.J., VOARINTOSA N.R.G. & TOUCANNE S. 2015 – An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1. million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quater. Sci. Rev.*, 111: 94–106.
- RAVAZZI C. & STRICK M.R. 1995 – Vegetation change in a climatic cycle of Early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 117: 105–122.
- REILLE M., DE BEAULIEU J.L., SVOBODOVA H., ANDRIEU-PONEL V. & GOEURY C. 2000 – Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *J. Quater. Sci.*, 15 (7): 665–685.
- ROUCOUX K.H., TZEDAKIS P.C., DE ABREU L. & SHACKLETON N.J. 2007 – Fine-Tuning the Land-Ocean Correlation for the Late Middle Pleistocene of Southern Europe. [W:] Sirocko F., Claussen M., Sánchez Goñi M.F. & Litt T. (red.) *The Climate of the Past Interglacials*. Elsevier: 359–373.
- RYLOVA T. & SAVCHENKO I. 2005 – Reconstruction of palaeotemperatures of Pleistocene interglacial intervals of Belarus from palynological evidences. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, 16: 83–93.
- SCHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. 1973 – Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quater. Res.* 3: 39–55.
- SHILLING Y. & ZHONGLI D. 2010 – Plio-Quaternary stepwise drying of Asia: Evidence from a 3-Ma pollen record from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary International*, 219 (1–2): 37–44.
- STACHOWICZ-RYBKA R. 2011 – Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. *Acta Palaeobot.*, 5 (1): 39–104.
- SUC J.P. 1984 – Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307: 429–432.
- SUC J.P. & POPESCU S.M. 2005 – Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma. [W:] HEAD M.J. & GIBBARD, P.L. (red.) *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 247: 147–158.
- SUN Y., CLEMENS S.C., AN Z. & YU Z. 2006 – Astronomical timescale and paleoclimatic implications of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quater. Sci. Rev.*, 25: 33–48.
- TARASOV P., GRANOSZEWSKI W., BEZRUKOVA E., BREWER S., NITA M., ABZAEVA A. & OBERHÄNSLI H. 2005 – Quantitative reconstruction of the last interglacial vegetation and climate based on the pollen record from Lake Baikal, Russia. *Climate Dynamics*, 25 (6): 625–637.
- TZEDAKIS P.C., HOOGHIEMSTRA H. & PÄLIKE H. 2006 – The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quater. Sci. Rev.*, 25: 3416–3430.
- WIJMSTRA T.A. & SMIT A. 1976 – Palynology of middle part (30–78 meters) of 120 deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerlandica*, 25: 297–312.
- WINTER H. 2008 – Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjalną augustowskiego w profilu Żarnowo (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, 56 (11): 1011–1018.
- WINTER H. 2015 – Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i dolnym plejstocenie oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 202.
- WINTER H. & URBAŃSKI K. 2007 – Nowe stanowisko integracjalną mazowieckiego w Gajcu – Pojezierze Łagowskie (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, 55 (4): 330–335.
- WINTER H., KHURSEVICH G. & FEDENYA S. 2008 – Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. *Geol. Quart.*, 52 (3): 269–280.
- WU F., FANG X., MA Y., HERRMANN M., MOSBRUGGER V., AN Z., MIAO Y. 2007 – Plio-Quaternary stepwise drying of Asia: Evidence from a 3-Ma pollen record from the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257: 160–169.
- ZAGWIJN W.H. 1960 – Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Med. Geol. Sticht.*, ser. C-III-1, 5: 1–78.
- ZAGWIJN W.H. 1963 – Pollen-analytic investigations in the Tiglian of The Netherlands. *Med. Geol. Sticht.*, 16: 49–71.
- ZAGWIJN W.H. 1972 – The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, 3: 75–97.
- ZAGWIJN W.H. 1996 – The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. [W:] Turner Ch. (red.), *Proceedings of the SEQS Cromer Symposium Norwich (United Kingdom) 3–7 September 1990*. Balkema, Rotterdam: 145–172.
- ZAGWIJN H.W. & DE JONG J. 1984 – Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. *Med. Rijks Geol. Dienst*, 37 (3): 155–169.