

Małgorzata Malkiewicz
Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytet Wrocławski

Załącznik 2

Autoreferat przedstawiający wskazane osiągnięcie naukowe oraz podsumowanie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych.

Wrocław, marzec 2019

1. Dane osobowe:

Imię i nazwisko: **Małgorzata Malkiewicz**

2. Posiadane dyplomy i stopnie naukowe:

- **2000 - stopień naukowy doktora nauk biologicznych** w zakresie biologii uzyskany na Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego

Tytuł rozprawy doktorskiej: *„Historia roślinności i palinostratygrafia interglacjału eemskiego na obszarze Niziny Wielkopolskiej”.*

Promotor: prof. dr hab. Anna Sadowska

Recenzenci: prof. dr hab. Kazimierz Tobolski, dr hab. Ewa Bylińska

- **1993 - dyplom magistra biologii ze specjalizacją biologii środowiskowej** uzyskany na Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego

Tytuł pracy magisterskiej: *„Flora i zbiorowiska roślinne Doliny Łomnicy”.*

Promotor: doc. dr hab. Władysław Koła

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych:

- **1.10.2013 – obecnie** – adiunkt, Zakład Geologii Stratygraficznej (Pracownia Paleobotaniki), Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
- **1.02.2001 – 1.10. 2013** – adiunkt, Zakład Paleobotaniki, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
- **1.09.1993 – 31.01.2001** – asystent, Zakład Paleobotaniki, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski (w tym: w latach 1996-2000 Studium Doktoranckie Geologii; dwukrotnie urlop macierzyński – tj. w roku 1996 i 1998/1999)
- **1.03.1993 – 30.08.1993** – staż, Zakład Paleobotaniki, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

4. Jako osiągnięcie naukowe wynikającego z ustawy z dnia 14 marca 2003 roku o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (art. 16, ust.2, Dz. U. nr 65, poz 595 ze zm.) przedstawiam **jednotematyczny cykl pięciu publikacji pod zbiorczym tytułem :**

„ Neoplejstocénska historia zmian klimatu i roślinności w zachodniej Polsce na podstawie analizy pyłkowej osadów jeziornych i torfowiskowych”

5. **Spis publikacji wchodzących w skład osiągnięcia naukowego** (Autor/autorzy, rok wydania, tytuł publikacji, nazwa wydawnictwa, Impact Factor czasopisma, punktacja zgodna z listą MNiSW):

[A1] Malkiewicz M., 2003. Palynology of biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Bieganin near Kalisz; Central Poland. Geological Quarterly 47 (4): 367-372.
IF: brak danych dla roku wydania (dla 2017/2018 r.- 1.128)
punkty MNiSW (2018): 20 pkt
Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%

[A2] Malkiewicz M., 2008. Zbiorniki jeziorne okolic Kalisza w świetle analizy pyłkowej (Nizina Wielkopolska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 428: 55-64.
IF: brak
punkty MNiSW (2018): 12 pkt
Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%

[A3] Malkiewicz M., 2010. Early Vistulian vegetation history and climate change at Gutów (Wielkopolska Lowland) from pollen analysis. Geological Quarterly 54 (3): 357-366.
IF: 0.500
punkty MNiSW (2018): 20 pkt
Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%

[A4] Malkiewicz M., 2018. A Late Saalian Glaciation, Eemian Interglacial and Early Weichselian pollen sequence at Szklarka, SW Poland – Reconstruction of vegetation and climate. Quaternary International 467: 43-53.
IF: 2.163
punkty MNiSW (2018): 30 pkt
Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%

[A5] Malkiewicz M., 2018. Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Eemian sequence from Buntowo, N Poland. *Quaternary International* 467: 54-61.
IF: 2.163
punkty MNiSW (2018): 30 pkt
Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%

Sumaryczny IF osiągnięcia naukowego: 4.826/5.954 – dla (A1) z IF 2017/2018 r.
Sumaryczna liczba punktów MNiSW: 112

6. Komentarz autorski do zbioru publikacji stanowiących osiągnięcie naukowe

Wstęp

Badania palinologiczne od początku zainteresowań czwartorzędem odgrywały dużą rolę w poznawaniu paleośrodowiska tego okresu dziejów Ziemi. Z początkiem lat dwudziestych minionego stulecia, kiedy to nastąpiła intensyfikacja badań czwartorzędu w Polsce, znana była już analiza pyłkowa (opracowana przez szwedzkiego geologa Lennarta von Post w 1916 roku), dzięki której możliwe stało się odczytywanie dziejów sfery biotycznej, sięgającej tysięcy i milionów lat. Ponadto analiza pyłkowa od samego początku badań czwartorzędu Polski odgrywała dużą rolę w tworzeniu pierwszych podziałów stratygraficznych (Szafer 1928, 1953) i kreowaniu nowych jednostek stratygraficznych (Janczyk-Kopikowa 1996; Winter, Lisicki 2005; Ber et al. 2007; Lindner, Marks 2012; Lindner et al. 2013). Stała się również podstawą biostratygrafii czwartorzędu, na której opiera się klimatostratygrafia czy chronostratygrafia.

Badania paleobotaniczne (palinologia i makroszczałki roślinne) osadów biogenicznych plejstocenu glacialnego (Lindner et al. 1995) potwierdzają kilkukrotne i cykliczne zmiany w środowisku biotycznym. Były one efektem gwałtownych zmian klimatu, związanych z rozwojem zlodowaceń kontynentalnych. Ruchy lodowców – transgresje, regresje czy ich postoje – miały istotny wpływ na klimat, a tym samym na przemiany roślinności.

Na cykliczność czwartorzędowych zjawisk przyrodniczych zwracało uwagę wielu badaczy (Tobolski 1976; Starkel 1977; Dzieciółowski, Tobolski 1982; Birks 1986). Koncepcję powtarzających się, długookresowych przemian w środowisku naturalnym przedstawił Iversen (1958) jako teorię cykli klimatyczno-edaficznych, opierającą się na współoddziaływaniu trzech głównych składowych środowiska przyrodniczego – klimatu, gleby i roślinności. Kolejne stadia cykli odznaczają się swoistymi warunkami (wywołanymi różnymi przyczynami), których przebieg posiada wyraźnie zdeterminowaną kolejność. Następstwa zdarzeń mają przebieg jednokierunkowy i są przemianami sukcesyjnymi. Najwyraźniej widoczne są w rozwoju szaty roślinnej oraz ich glebowego podłoża. Koncepcja cykli klimatyczno-edaficznych najlepiej koreluje z jednostkami klimatostratygraficznymi I rzędu glacjały/interglacjały, z pełnym zapisem przemian w czterech stadiach sukcesyjnych – od kryokratycznego, przez protokratyczne i mezokratyczne do telokratycznego. Jednym z

ogniw cyklicznych przemian glacialno/interglacialnych jest świat roślinny, którego rozwój można poznać dzięki badaniom palinologicznym.

Jednotematyczny cykl publikacji pt. *Neoplejstocieńska historia zmian klimatu i roślinności w zachodniej Polsce na podstawie analizy pyłkowej osadów jeziornych i torfowiskowych* dotyczy rekonstrukcji szaty roślinnej i zmian jakim ona podlegała w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym. Ten odcinek plejstocenu glacialnego jest szczególnie istotny, gdyż procesy jakim podlegało paleośrodowisko były procesami naturalnymi, na które nie miał jeszcze wpływu człowiek.

Metodyka

Przedstawiony temat osiągnięcia habilitacyjnego oparty jest na szczegółowych badaniach palinologicznych osadów jeziornych i torfowiskowych 5 stanowisk położonych w zachodniej Polsce, w transekcie północ-południe.

Najbardziej na południe wysuniętym stanowiskiem jest Szklarka [A4], leżąca na Równinie Oleśnickiej, będącej częścią Niziny Śląskiej (Kondracki 1994). Z tego stanowiska miałam dwunastometrowy profil osadów organicznych, z którego wykonałam analizę palinologiczną dla 115 próbek. Kolejne trzy stanowiska Bieganin [A1], Grudzielec Nowy [A2] i Gutów [A2, A3] położone są w okolicach Kalisza na Wysoczyźnie Kaliskiej, stanowiącej południową część Niziny Wielkopolskiej (Kondracki 1994). W sumie z tego obszaru uzyskałam 4 profile osadów jeziornych i torfowiskowych. Profil ze stanowiska Gutów [A2, A3] miał miąższość 8,20 m, a analizie pyłkowej poddałam 104 próbki. Z kopalnych zagłębień w Grudzielcu Nowym [A2] i Bieganinie [A1] uzyskałam 3 profile osadów biogenicznych (W44, W48 i W51) o maksymalnej miąższości dwóch metrów, z których przeanalizowałam w sumie 54 próbki. Najbardziej na północ wysunięte jest stanowisko Buntowo [A5], leżące w południowej części Pojezierza Pomorskiego (Kondracki 1994). Z 6,6 metrowego profilu z Buntowa w sumie analizie pyłkowej poddałam 76 próbek.

Próbki pobierałam zazwyczaj z rozdzielczością co 5-10 cm, chyba że zachodziła konieczność to zagęszczałam pobór. Pobrane próbki (w sumie prawie 400) przygotowano według standardowej procedury i zastosowano acetolizę Erdtmanna (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986). Materiał sporowo-pyłkowy zliczałam na dwóch lub trzech preparatach, do sumy 700 - 1700 sporomorf. Obliczenia procentowe oparłam na całkowitej sumie (AP + NAP), która obejmuje drzewa, krzewy (AP) i rośliny zielne (NAP). Z sumy tej wyłączyłam rośliny wodne, bagienne i zarodnikowe. Wyniki analiz palinologicznych przedstawiałam na

procentowych diagramach pyłkowych, do wykreślenia których posłużyłam się specjalistycznym programem komputerowym POLPAL (Nalepka, Walanus 2003).

Uzyskane zapisy pyłkowe korelowałam z regionalnymi poziomami pyłkowymi wydzielonymi dla Polski przez Mamakową (1988, 1989), dla regionu konińskiego przez Tobolskiego (1991) oraz dla południowej Wielkopolski i Dolnego Śląska przez Kuszell (1997). Wydzielone jednostki odnosiłam również do podziału chronostratygraficznego północno-zachodniej Europy (Menke, Tynni 1984; Behre, Lade 1986; Behre 1989).

Omówienie wyników

Badania palinologiczne pozwoliły stwierdzić, że sedymentacja osadów w badanych zbiornikach rozpoczęła się prawie w tym samym czasie i miała prawie ten sam przebieg, lecz zakończyła się w różnych odcinkach plejstocenu. Ciągłość sukcesji osadowych profili litologicznych ze Szklarki [A4] i Gutowa [A2, A3] pozwoliła zarejestrować mi najdłuższy i nieprzerwany zasięg czasowy od schyłku zlodowacenia Warty, poprzez interglacjał eemski, po koniec wczesnego Vistulianu (Lindner, Marks 2012), czyli wg. Marine Isotope Stage od MIS 6 poprzez MIS 5e do MIS 5d-a. Nieco krótszy zapis czasowy stwierdziłam w profilu z Buntowa [A5], bo od schyłku zlodowacenia Warty po interglacjał eemski. Natomiast w profilach z Grudzielca Nowego [A2] i Bieganina [A1] uchwyciłam tylko interglacjał eemski.

Na podkreślenie zasługuje również fakt, że geneza, wielkość i głębokość zbiorników jeziornych, z których pozyskałam osady do badań palinologicznych jest różna. Szczególnie na obszarze Wysoczyzny Kaliskiej pod koniec zlodowacenia Warty doszło do wytworzenia dogodnych warunków do akumulacji osadów organicznych. Depozycja osadów jeziorno-torfowiskowych zachodziła tu w dwóch typach zbiorników: w Grudzielcu Nowym i Bieganinie w wąskiej, wielokilometrowej rynnie subglacialnej oraz w Gutowie w bezodpływowym zagłębieniu, powstałym po wytopiającej się bryle martwego lodu (Boniecki, Jezierski 1995). We wszystkich tych zbiornikach miała miejsce sedymentacja mułków i torfów o różnej miąższości. Profile Szklarka i Buntowo pochodzą ze zbiorników, których geneza związana jest z występującymi w dolinach rzek obniżeniami wypełniającymi się osadami organicznymi, nieraz o znacznej miąższości.

Późny glacjał zlodowacenia Warty

Na podstawie uzyskanego zapisu pyłkowego w stanowisku Szklarka [A4], Gutów [A2] oraz Buntowo [A5] udało mi się wydzielić schyłek zlodowacenia Warty. Do tej pory wiedza o paleośrodowisku schyłku zlodowacenia Warty dla obszaru zachodniej Polski był bardzo

skąpa. Palinologicznie udokumentowane są tylko dwa stanowiska z Pojezierza Pomorskiego (Noryśkiewicz 1978; Winter et al. 2008) oraz 5 stanowisk z obszaru południowo-zachodniej Polski (Mamakowa 1989; Tobolski 1991; Noryśkiewicz 1999; Urbański, Winter 2005). Ponadto w większości z nich późny glacjał zlodowacenia Warty uchwycyony jest w pojedynczych próbkach, co daje bardzo ograniczone możliwości wnioskowania o paleośrodowisku tego odcinka plejstocenu.

W opracowanych przeze mnie profilach późny glacjał zlodowacenia Warty zapisał się występowaniem różnych zbiorowisk roślin zielnych, co w diagramach pyłkowych wyraża się wysokim udziałem NAP (od średnio 40% w Gutowie i Buntowie do ponad 50% w Szklarcie). Dominowały głównie zbiorowiska traw i turzycowatych, w których niemałą rolę odgrywały heliofity - *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Helianthemum*, *Potentilla*, *Rumex acetosa/acetosella* t., *Plantago major*, *Plantago lanceolata*. Różnorodność oznaczonych taksonów roślin zielnych we wszystkich trzech profilach pozwala sugerować, że zbiorowiska roślinności zielnej zajmowały różne siedliska, zarówno wilgotne, gdzie zapewne obecne były *Thalictrum* i *Galium*, jak i suche, gdzie główną rolę odgrywała *Artemisia* i *Helianthemum*. Na wszystkich tych siedliskach niemałe znaczenie mieli również przedstawiciele rodzin *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Brassicaceae*, *Chenopodiaceae*, *Lamiaceae*, *Ranunculaceae* czy *Rosaceae*.

Duże znaczenie miały również zbiorowiska krzewów, głównie z *Juniperus communis*, *Salix*, *Betula nana* i *Hippophaë rhamnoides*. Jałowiec i rokitnik występowały obficie w okolicach Szklarki [A4], natomiast w pobliżu Gutowa [A2] i Buntowa [A5] udział tych krzewów zaznaczył się znacznie słabiej. Wydaje się, że w okolicach Szklarki większe znaczenie miały biocenozy inicjalne, dla których taksonem wyróżniającym jest *Hippophaë rhamnoides* (Pott 1995). Zapewne w tego typu zbiorowiskach roślinnych pojawiły się również *Ephedra fragilis*, *Lycopodium clavatum* i *Selaginella selaginoides*. Wyróżnienie poziomu ze znacznym udziałem rokitnika, potwierdza sugestię Mamakowej (1989) o szerszym występowaniu tego krzewu na terenie całej Polski niż wynika to z dotychczasowych badań. Podobny przebieg sukcesji wyrażający się znacznym udziałem pyłku *Hippophaë rhamnoides* u schyłku zlodowacenia Warty charakterystyczny jest również dla profili ze wschodnich Niemiec (Menke, Tynni 1984; Strahl 2000). Rodzaj roślinności i charakter zbiorowisk roślinnych wskazują na umiarkowanie zimne warunki klimatyczne w całej zachodniej Polsce, ze średnią

temperaturą najcieplejszego miesiąca pomiędzy 8°C (Isarin, Bohncke 1999) a 10°C (Iversen 1954; Mamakowa 1989; Granoszewski 2003).

We wszystkich stanowiskach stwierdziłam pewne ilości pyłku drzew, głównie *Pinus* i *Betula*. Udział procentowy tych taksonów – sosny, wahający się od niecałych 30% w Szklarcie [A4] do ponad 50% w Buntowie [A5] i Gutowie [A2] oraz brzozy w granicach 10%, wiąże raczej z dalekim transportem, a nie obecnością tych drzew w bezpośrednim sąsiedztwie badanych zbiorników. Możliwość takiej interpretacji sugeruje panujący w tym czasie krajobraz z dużym udziałem heliofitów, głównie *Artemisia*, *Helianthum* i *Hippophaë rhamnoides*. Bezdrzewną pokrywę roślinną podkreśla również rodzaj zdeponowanych osadów. We wszystkich stanowiskach były to mułki piaszczyste, miejscami z niewielkimi wkładkami piasku, o małej zawartości materii organicznej. Ponadto stwierdzona obecność sporomorf neogeńskich w Szklarcie [A4] w osadach tego poziomu wskazuje na intensywne procesy erozyjne, związane z brakiem zwartej pokrywy roślinnej.

Interglacjał eemski

Ze wszystkich interglacialnych sukcesji o interglaciale eemskim mamy najwięcej danych palinologicznych. W Polsce w sumie znanych jest około 400 stanowisk interglacjału eemskiego opracowanych metodą analizy pyłkowej (Nalepka, Walanus 2018), z czego niewielka część pochodzi z zachodniej Polski (Bruj, Roman 2007).

Uzyskany przeze mnie zapis pyłkowy interglacjału eemskiego badanych stanowisk wpisuje się w ogólny schemat przemian jakim podlegała roślinność i klimat w tym czasie na obszarze całej Polski. Uzyskane spektra pyłkowe odzwierciedlają sukcesję charakterystyczną dla ostatniego interglacjału z dobrze rozwiniętą fazą dębową i leszczynową oraz wyraźnie zaznaczoną fazą lasów grabowo-lipowych i świerkowo-jodłowych. Dobrze wpisują się one w podział tej części plejstocenu opracowany przez Mamakową (1989) dla całej Polski, ale jednocześnie wyróżniają się kilkoma cechami, wnosząc nowe informacje o rozwoju roślinności o zasięgu zarówno lokalnym, jak i regionalnym:

1. Dzięki ciągłości osadowej w profilach ze Szklarki [A4], Gutowa [A2] i Buntowa [A5] możliwe stało się odtworzenie szaty roślinnej na granicy schyłku zlodowacenia Warty i początku interglacjału. Z moich danych pyłkowych wynika, że z początkiem stadium protokratycznego i stopniową poprawą warunków klimatycznych, następujące zmiany w pokrywie roślinnej nie były gwałtowne. Stosunkowo wysokie wartości procentowe NAP (w granicach 20% w Szklarcie i Buntowie oraz 25% w Gutowie)

pozwalają wnioskować, że w najstarszej części stadium protokratycznego w środowisku naturalnym zachodniej Polski nadal obecne były zbiorowiska traw i turzycowatych z *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae* czy *Helianthemum*. Niemale znaczenie, zwłaszcza w okolicach Szklarki [A4], nadal miały zbiorowiska krzewiaste z *Juniperus communis*, *Salix* i *Hippophaë rhamnoides*. Z drugiej strony od samego początku stadium protokratycznego następowało stopniowe zagęszczanie szaty roślinnej. W wyniku wkraczających drzew rozwijały się borealne zbiorowiska leśne. Były to lasy głównie brzozowo-sosnowe (poziom E1 R PAZ), a następnie lasy sosnowo-brzozowe, w których stopniowo zaczęły pojawiać się inne drzewa i krzewy, jak leszczyna, dąb oraz wiąz (E2 R PAZ) [A4, A5]. Ekspansja pionierskich borealnych lasów brzozowych wskazuje na wzrost średniej temperatury lipca w stadium protokratycznym do minimum +10°C, a stycznia do minimum -5°C (Zagwijn 1996, Kupryjanowicz 2008). Na początku każdej interglacjalnej sukcesji charakterystyczny jest rozwój pionierskich lasów czysto brzozowych i brzozowo-sosnowych. Jednak nie we wszystkich eemskich stanowiskach w Polsce jest on wychwytywany (np. Mamakowa 1989; Stankowski et al. 1999; Bińka, Nitychoruk 2001; Kupryjanowicz 2008; Roman, Balwierz 2010; Kołaczek et al. 2012). Brak fazy brzozowej lub poprzedzenie jej krótszą bądź dłuższą fazą z sosną stwierdzany był również w profilach z zachodniej Europy (np. Litt 1994; Kühl, Litt 2003; Novenko et al. 2008). Ten brak został zarejestrowany również przeze mnie w części analizowanych profili. W profilach z Niziny Wielkopolskiej [A1, A2] początek interglacjału eemskiego wyróżnia tylko krótka faza z sosną. Wydaje się, że wpływ na to mogła mieć silna kompakcja osadów dolnej części profilu, co widoczne jest również w diagramach pyłkowych bardzo krótkim poziomem pyłkowym E1 R PAZ, obejmującym tylko jedną lub dwie próbki.

2. Zarejestrowany przez mnie zapis pyłkowy pokazuje bardzo szybką ekspansję *Quercus* na początku stadium mezokratycznego. Szczególnie silnie jest to widoczne w omawianych profilach z Niziny Wielkopolskiej i profilu z Niziny Śląskiej, gdzie udział procentowy dębu bardzo szybko rośnie do maksymalnych wartości ponad 60% [A1, A2, A4]. Podobny zapis zarejestrowałam w osadach profili Grudzielec i Lechitów (Malkiewicz 2002). Z innych regionów Wielkopolski również duże ilości pyłku tego taksonu notowane były w okolicach Konina (Tobolski 1991; Stankowski et al. 1999).

Zdecydowanie niższy udział dębu, w granicach 20-30%, podaje Kuszell (1997) z innych stanowisk Wielkopolski i Dolnego Śląska. Tak wysokie wartości procentowe *Quercus* można wiązać z lokalnymi warunkami siedliskowymi na obszarach wysoczyznowych rejonu Kalisza czy na Równinie Oleśnickiej, gdzie obok lasów mieszanych sosnowo-dębowych i dębowo-sosnowych rozwinęły się czyste dąbrowy. Mogły to być zbiorowiska w typie świetlistych dąbrów. Podobne tego typu zbiorowiska leśne występują współcześnie na żyznych i stosunkowo suchych glebach nizin środkowopolskich w zasięgu fazy leszczyńskiej vistulianu, głównie na pagórkach strefy czołowo-morenowej (Matuszkiewicz 1982). Jeśli przyjmiemy za Milecką et al. (2004), że wartość progowa około 2% powinna być przyjmowana jako dowód lokalnej obecności drzew dębu, to możemy jednoznacznie stwierdzić znaczącą rolę tego drzewa w roślinności lokalnej zachodniej Polski i obecność zbiorowisk leśnych z dębem, jako taksonem dominującym.

3. Według Mamakowej (1989) kulminacja *Ulmus* jest charakterystyczna dla młodszej części stadium protokratycznego (E2 R PAZ) i tłumaczy ją kierunkiem migracji tego taksonu na teren Polski i Europy, głównie z południa, południowego zachodu i południowego wschodu. Okazuje się, że we wszystkich analizowanych przeze mnie profilach z zachodniej Polski **[A1-A5]** najwyższe wartości procentowe wiązu zarejestrowane zostały znacznie później, bo w stadium mezokratycznym, głównie w poziomach E3 i E4 R PAZ, a w pobliskich stanowiskach z Kalisza (Tołpa 1952) czy okolic Konina (Tobolski 1991; Stankowski et al. 1999) najwyższe wartości *Ulmus* pojawiają się jeszcze później, bo poziomie E5 R PAZ. Podobny zapis pyłkowy można znaleźć wielu innych stanowiskach z całej Polski (Kuszell 1997; Malkiewicz 2002; Kupryjanowicz, Drzymulska 2002; Granoszewski 2003; Kupryjanowicz 2008; Bińka et al. 2010; Roman, Balwierz 2010; Kołacz et al. 2012), a nawet środkowej Europy (np. Menke, Tynni 1984; Seifert 1990; Litt 1994; Litt et al. 1996; Drescher-Schneider, Papesch 1998; Beets et al. 2006; Novenko et al. 2008). Najnowsze badania dotyczące kierunków migracji drzew i krzewów na teren Polski po zlodowaceniu Warty, w których również uczestniczyłam, weryfikują znacznie dotychczasową wiedzę o drodze wędrówki wiązu na obszar Polski w interglacjale eemskim (Granoszewski et al. 2018). Po analizie danych z licznych stanowisk z całego obszaru Polski okazało się, że głównym kierunkiem migracji *Ulmus* były kierunek wschodni i północno wschodni.

Natomiast zróżnicowane wartości procentowe wiązu w stanowiskach z zachodniej Polski należałoby tłumaczyć lokalizacją i lokalnymi warunkami hydrologicznymi. Wiąz jest drzewem wchodzącym w skład zbiorowisk lasów łęgowych ze związku *Alno-Padion*, które preferują siedliska wilgotne lub nawet mokre, przez które stale przesiąka woda bądź okresowo podtapiane lub zalewane przez rzeki i strumienie (Medwecka-Kornaś 1972). Stanowiska leżące na obszarach wysoczyznowych, jak np. Bieganin, Gutów i Grudzielec Nowy [A1, A2] charakteryzują się znacznie niższymi wartościami procentowymi wiązu (w granicach 1,5-2%), co jednoznacznie pokazuje, że niekorzystne warunki siedliskowe ograniczyły rozwój lasów łęgowych z wiązem. Natomiast w stanowiskach zlokalizowanych w dolinach rzecznych jak Szklarka [A4] i Buntowo [A5] udział wiązu jest zdecydowanie wyższy (powyżej 5%), co należałoby wiązać ze zdecydowanie korzystniejszymi warunkami hydrologicznymi i rozwojem lasów łęgowych ze znacznie większą rolą wiązu. Korzystniejsze warunki siedliskowe w stanowiskach dolinnych podkreśla również znacznie większy (niż w Gutowie, Grudzielcu Nowym i Bieganinie) udział *Fraxinus*, który również jest składnikiem zbiorowisk łęgowych, chociażby łągu wiązowo-jesionowego.

4. W omawianych profilach [A1-A5] *Tilia* osiąga swoje maksimum po najwyższych wartościach *Corylus avellana*, ale przed kulminacją *Carpinus betulus*. Profile te dokumentują stanowiska z „późną lipą” (Mamakowa 1989) i tym samym potwierdzają występowanie tego zjawiska w zachodniej Polsce (np. Mamakowa 1989; Tobolski 1991; Klatkova, Załoba 1991; Kuszell 1997; Stankowski et al. 1999; Malkiewicz 2002; Stankowski, Nita 2004; Winter et al. 2008). Przypadki późnego występowania lipy w profilach interglacjału eemskiego znane są również z zachodniej Europy (np. Averdieck 1967; Erd 1973; Seifert 1990; Litt 1994). Mapy izopolowe dla lipy jednoznacznie wskazują, że drzewo to rozpoczęło swoją wędrówkę na terytorium Polski na początku fazy leszczynowej (E4 R PAZ) z kierunku północno-wschodniego (Kupryjanowicz et al. 2018) i stało się istotnym składnikiem w drzewostanach ciepłolubnych lasów liściastych zachodniej Polski dopiero pod koniec fazy leszczynowej i w fazie grabowej. Udziały procentowe lipy w analizowanych przeze mnie profilach są do siebie zbliżone i wynoszą średnio 10%, co potwierdza dużą rolę tego taksonu w wielogatunkowych lasach liściastych stadium mezokratycznego. Mamakowa (1989) sugeruje nawet, że udział *Tilia* w granicach 5-8% wskazuje na duże

znaczenie lipy w drzewostanach leśnych. Zdecydowanie większy udział *Tilia* (nawet ponad 50%) podawany jest z Białorusi (Kondratienė 1996; Granoszewski et al. 2012; Šeirienė et al. 2014), co potwierdzałoby wschodni kierunek migracji tego drzewa.

5. Lokalna zmienność udziału *Abies alba* w analizowanych przez mnie profilach jednoznacznie podkreśla regionalne zróżnicowanie roli jodły w zbiorowiskach leśnych stadium telokratycznego. W Szklarce [A4] oraz w profilach z Niziny Wielkopolskiej [A1, A2] udział jodły jest zdecydowanie wyższy i zbliżony do wartości w profilach leżących bliżej Sudetów (Kuszell 1980, 1997; Kuszell, Malkiewicz 1999; Malkiewicz 2002) i środkowej Polski (np. Śródoń, Gołąbowa 1956; Janczyk-Kopikowa 1971; Klatkova, Załoba 1991; Kołacz et al. 2012). Maksymalne wartości *Abies alba* w stanowiskach południowo zachodniej i środkowej Polski są różne i wahają się pomiędzy 7% a 25%, choć lokalnie może osiągać wyższe wartości, jak np. w Grudzielcu Nowym W44 [A2] ponad 35% czy Kaliszu ok. 40% (Tołpa 1952). Natomiast w zbiorowiskach leśnych północnej Polski rola jodły była mniejsza. Udział procentowy w profilu z Buntowa [A5] jest w granicach 2% i zbliżony do ilości tego taksonu w innych profilu północnej Polski (Noryśkiewicz 1978; Janczyk-Kopikowa 1991; Urbański, Winter 2005; Winter et al. 2008). Najnowsze badania izopoli dla *Abies alba* pokazują jednoznacznie, że drzewo to wkroczyło na terytorium Polski z zachodu i południowego zachodu (Malkiewicz i in. 2018) i nastąpił podział Polski na dwie części: północną i wschodnią z wyraźnie mniejszym znaczeniem jodły w drzewostanach oraz południowo-zachodnią i środkową, gdzie rola jodły była znacznie większa.
6. Uzyskany przeze mnie zapis pyłkowy potwierdza obecność *Taxus baccata* w zbiorowiskach leśnych zachodniej Polski. Analizowane profile [A1-A5] charakteryzują się udziałami cisa 2-4,5%, choć lokalnie w południowo zachodniej Polsce rejestrowane były dużo wyższe wartości. W Imbramowicach udział cisa przekraczał 11% (Mamakowa 1989), a w Zofiówce ponad 7% (Kuszell 1997). To, że cis był obecny w zbiorowiskach leśnych ostatniego interglacjału potwierdzają również makroszczątki znalezione w formie nasion i igieł w eemskich osadach (Noryśkiewicz 1978; Kuszell 1980). Trudno jest jednak dostatecznie dobrze ocenić rolę cisa w zbiorowiskach leśnych interglacjału eemskiego nie tylko Polski zachodniej, ale i całego terytorium kraju, co potwierdzają najnowsze badania izopoli dla tego taksonu (Noryśkiewicz et al. 2018). Główne trudności, związane z identyfikacją pyłku *Taxus baccata*,

powodowały niedoszacowanie ilości tego taksonu w eemskich spektrach pyłkowych. Obecność tego taksonu pozwala wnioskować o warunkach klimatycznych. *Taxus baccata* jest gatunkiem oceanicznym, który osiąga optymalny rozwój w łagodnym i wilgotnym klimacie (Thomas, Polwart 2003). Maksymalne wartości procentowe cisa w badanych profilach [A1-A5] odnotowane zostały w fazie leszczynowej i grabowej, podobnie jak w innych stanowiskach za zachodniej Polski i Niemiec (Menke 1967; Behre 1970, 1989; Erd 1973; Müller 1974, 2003), a to dowodzi ciepłego i łagodnego klimatu, z wpływami oceanicznymi. Oceaniczny charakter klimatu stadium mezokratycznego podkreślony jest także obecnością *Hedera*, *Viscum*, *Vitis*, *Ilex*, *Ligustrum*, *Buxus*. Wśród nich *Hedera*, *Ilex* i *Viscum* należą do klasycznych wskaźników klimatycznych. Na podstawie ich obecności można przypuszczać, że średnia temperatura stycznia nie spadała poniżej -1,5°C, a lipca poniżej +17°C.

Uzyskane wyniki upoważniają do stwierdzenia, że *Taxus baccata* w interglacjale eemskim w lasach zachodniej Polski nie tworzył samodzielnych zbiorowisk leśnych, w przeciwieństwie do interglacjału mazowieckiego (Nita 2009). Natomiast można jednoznacznie stwierdzić, że rola cisa w eemie ograniczyła się do domieszki w innych zbiorowiskach leśnych, lokalnie o większym znaczeniu.

7. Stropowy odcinek profilu z Buntowa [A5] wyróżnia się występowaniem ciągłych, niskoprocentowych krzywych *Calluna vulgaris* i Ericaceae. Podobny zapis pyłkowy stwierdzono w innych dwóch profilach z północno-zachodniej Polski (Urbański, Winter 2005; Winter et al. 2008; Kuszell et al. 2008). Prawdopodobnie w poziomie kończącym interglacjalną sukcesję pyłkową na Pojezierzu Pomorskim uformowały się zbiorowiska leśne, w których runo tworzył wrzos i krzewinki z rodziny Ericaceae. Winter et al. (2008) sugerują nawet występowanie wrzosowisk. Współcześnie występowanie rozległych wrzosowisk w Europie związane jest ze wilgotnymi i umiarkowanymi warunkami klimatycznymi z silnymi wpływami oceanicznymi (Gimingham et al. 1979). Uzyskane przeze mnie dane pyłkowe upoważniają do stwierdzenia, że u schyłku eemu w północno-zachodniej i częściowo zachodniej Polsce wystąpiły silniejsze wpływy oceaniczne. Aktualne dane z map izopolowych potwierdzają, że występowanie wrzosu było zdeterminowane wpływem klimatu oceanicznego (Winter et al. 2018).

8. Przeprowadzone przeze mnie analizy pyłkowe ukazała szczególną cechę części badanych zbiorników. Okazało się, że zbiorniki jeziorne wytworzone w obrębie rynny subglacjalnej – Grudzielec Nowy W48, Grudzielec Nowy W44 i Bieganin [A1, A2] uległy spłyceniu i bardzo charakterystycznemu zarastaniu. Podobne zjawisko stwierdziłam także w profilu Grudzielec Nowy (Malkiewicz 2002). W poziomie grabowym (E5 R PAZ) oraz w poziomie lasów szpilkowych (E6 R PAZ) zarejestrowano bardzo wysokie wartości procentowe *Filicales monoletes*: od 50% w profilu W48 do 55% w profilu W44 z Grudzielca Nowego do ponad 70% w Bieganinie. Głównym przedstawicielem grupy paproci był właściwie jeden gatunek – *Dryopteris thelypteris*, który odgrywa istotną rolę w końcowym etapie zarastania wypłyconego akwenu (Podbielkowski, Tomaszewicz 1996). Jest to paproć gromadnie pojawiająca się na zabagnionych i zatorfionych brzegach jezior, często tworząca grube, pływające pło, zacieniając głębsze części wód jeziora i utrudniając w ten sposób rozwój roślinności wodnej. Taki proces zarastania badanych zbiorników musiał mieć tu miejsce, co dodatkowo potwierdza brak lub ubóstwo roślin wodnych w odcinkach z maksimum *Dryopteris thelypteris*.

Wczesny Vistulian

Okres wczesnego glaciału zlodowacenia Wisły na terenie zachodniej Polski jest słabo poznany florystycznie i większość stanowisk reprezentuje niekompletną sukcesję vistuliańską (np. Rotnicki, Tobolski 1965; Kuszell 1980, 1997; Tobolski 1991; Malkiewicz 2002; Urbański, Winter 2005; Kuszell et al. 2007, 2012; Winter et al. 2008; Kołaczek et al. 2012). Profile z Gutowa [A3] i Szklarki [A4] dostarczają nowych danych do rekonstrukcji paleośrodowiska wczesnego vistulianu, a pogłębiając dotychczasowe informacje o lokalnych przemianach roślinności i zmianach klimatu na obszarze zachodniej Polski, poszerzają zakres wiedzy o regionalnych, a być może i globalnych przemianach w środowisku przyrodniczym ostatniego cyklu glacialnego.

Zapis pyłkowy w Gutowie [A3] umożliwił wydzielenie czterech okresów wczesnego vistulinu, dwóch o randze stadiału – Herning i Redestall i dwóch o randze interstadiału – Brørup i Odderade. Natomiast w Szklarce [A4] uchwycone zostały dwa okresy stadialne – Herning i Redestall oraz jeden interstadiał – Brørup. Różne warunki klimatyczne znalazły wyraźne odbicie w składzie roślinności i wskazują na przejście od subarktycznej tundry krzewiastej z *Betula nana*, *Juniperus communis* i *Salix* oraz światłolubnych zbiorowisk

zielnych, przez zbiorowiska leśne klimatu borealnego, do roślinności tundrowej, a następnie ponownie do borealnych zbiorowisk leśnych.

W świetle przeprowadzonych badań wycofanie się zwartego lasu z obszaru zachodniej Polski w czasie stadiału Herning nie budzi wątpliwości. Dyskusyjny jest natomiast problem, czy sosna i brzozy drzewiaste wycofały się z tego terenu całkowicie. Udział AP w badanych stanowiskach, wahający się w tym czasie między średnio 50% w Gutowie [A3] a ponad 60% w Szklarce [A4], składa się prawie wyłącznie z pyłku *Pinus* i *Betula*. O ile obecność pyłku sosny, w granicach 10%, może być w znacznej mierze wynikiem dalekiego transportu, to wydaje się, że obecność w granicach 30-40% pyłku *Betula* może świadczyć o występowaniu pojedynczych brzoź drzewiastych. Wydaje się zatem, że sosna i brzoza na badanym terenie w najstarszej części wczesnego vitulianu tworzyła luźne i świetliste zgrupowania. Istnienie otwartych i dobrze oświetlonych siedlisk w tym czasie potwierdza obecność *Larix* (Granoszewski 2003). Występowania sosny w początkowym okresie stadiału Herning w rejonie Mikorzyna nie wyklucza Nita (Stankowski, Nita 2004) i Krupiński (1986) w okolicach Żyrardowa. Obecność sosny w stadiale Herning została również stwierdzona na Dolnym Śląsku (Mamakowa 1989; Kuszell et al. 2007).

Interstadiał Brørup zapisał się w obu analizowanych profilach [A3, A4] rozwojem i dominacją zbiorowisk leśnych, początkowo - gęstych lasów brzozowych z domieszką sosny i modrzewia (faza brzozowa), a następnie - gęstych lasów sosnowych z domieszką brzozy, modrzewia i świerka (faza sosnowa). Przeprowadzone badania potwierdzają istnienie w obrębie interstadiału Brørup krótkotrwałej przerwy w ekspansji lasów brzozowych, wyrażonej spadkiem udziału brzozy i niewielkim wzrostem krzywej pyłku NAP. W tym czasie klimat stał się bardziej kontynentalny a średnia temperatura lipca nie spadła poniżej 10°C (Granoszewski 2003). Spadek wartości procentowych *Betula* i wzrost ilości *Artemisia* i *Juniperus communis* wskazuje na przerwanie ekspansji lasów brzozowych i rozwój zbiorowisk otwartych. Po tym krótkim odcinku warunki klimatyczne uległy poprawie i nastąpiła ponowna, ale bardzo krótka ekspansja brzozy. Taką zimną oscylację do tej pory w zachodniej Polsce stwierdzono tylko w diagramie z Mikorzyna (Stankowski et al. 1999), a z obszarów sąsiednich w pojedynczych diagramach z Wyżyny Łódzkiej (Jastrzębska-Mamełka 1985; Balwierz 2003; Roman, Balwierz 2010; Kołaczek et al. 2012) i Dolnego Śląska (Mamakowa 1989). To chłodne wahnięcie klimatyczne uchwycone zostało również w osadach z Polski wschodniej (Kupryjanowicz 1991, 2008; Granoszewski 2003). Nie wydaje się, żeby powyższe

zjawisko można było uznać za lokalne, ponieważ odnotowano je w także w profilach z Europy zachodniej (Robertsson 1988; Behre 1989; Reille et al. 1992; Müller et al. 2003).

Stadiał Redestall w obu analizowanych profilach [A3, A4] wyróżnia się nie tylko wycofaniem się lasu z badanego obszaru, ale prawdopodobnie również całkowitym wycofaniem się drzew. W tym chłodnym wahnieniu klimatycznym panowały głównie zbiorowiska tundry krzewiastej z *Betula nana*, *Juniperus communis* i *Salix* oraz zbiorowiska z dużym udziałem traw i *Artemisia*.

Badania palinologiczne osadów z Gutowa [A3] potwierdzają nieco odmienny charakter interstadiału Odderade w porównaniu z Brørup i istnienie w jego obrębie krótkiego epizodu brzozowego. Interstadiał Odderade charakteryzujący się panowaniem luźnych lasów sosnowych, prawdopodobnie był poprzedzony dość krótkim okresem z luźnymi lasami brzozowych o charakterze parkowym. Ten krótki epizod brzozowy w wielu diagramach pyłkowych na ogół jest słabo zaznaczony. W zachodniej Polsce do tej pory znany był tylko z Mikorzyna (Stankowski, Nita 2004) oraz z Wyżyny Łódzkiej (Balwierz 2003; Roman, Balwierz 2010). Prawdopodobnie został on również uchwycony w jednej próbce ze Zgierza-Rudunek, ale autorka zaliczyła ten fragment do stadiału Redestall (Jastrzębska-Mamełka 1985). Jedynie w Horoszkach na Podlasiu (Granoszewski 2003) epizod brzozowy jest bardzo dobrze zaznaczony, a obecność szczątków makroskopowych potwierdza istnienie w tym czasie lasów brzozowych. Stwierdzony został również w wielu diagramach ze środkowej Europy (Erd 1973; Menke, Tynni 1984; Behre, Lade 1986; Caspers 1997). Nie wydaje się, by zjawisko to było ograniczone tylko do obszaru Polski.

Podsumowanie

Za najważniejsze osiągnięcia w mojej pracy uważam dokonanie rekonstrukcji paleośrodowiska zachodniej Polski pod kątem przemian roślinności i klimatu ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego z czterema pełnymi stadiami sukcesyjnymi: od kryokratycznego, związanego z pełnią zlodowacenia, surowym klimatem i skrajnie ubogą roślinnością, poprzez stadium protokratyczne, w którym następuje stopniowa poprawa warunków termicznych ze stopniowym pojawianiem się drzew i rozwojem lasów borealnych i stadium mezokratyczne, stanowiącego najcieplejszą część cyklu, w którym rozwijają się ciepłolubne zbiorowiska lasów liściastych i mieszanych, do stadium teokratycznego, związanego ze stopniowym pogarszaniem się warunków termicznych i zmianami w zbiorowiskach leśnych, do ich zaniku na granicy z kolejnym stadiem kryokratycznym.

Należy podkreślić, że dzięki profilom z Szklarki i Gutowa udało się uzyskać jedno z dłuższych sukcesji glacialno-interglacialno-glacialnych dla zachodniej Polski. Tym samym otrzymano ciągły i nieprzerwany zapis zmian w paleośrodowisku od późnego glaciału zlodowacenia Warty, przez cały interglacjał eemski do końca wczesnego Vistulianu.

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że u schyłku zlodowacenia Warty w środowisku naturalnym zachodniej Polski nie występowały drzewa, a jedynie różne zbiorowiska roślinności zielnej. Głównie były to zbiorowiska traw i turzycowatych z licznymi heliofitami oraz tundry krzewiaste z *Juniperus communis*, *Salix*, *Betula nana* i *Hippophaë rhamnoides*. Na granicy zlodowacenia Warty/interglacjał eemski zmiany w szacie roślinnej nie były raptowne i był to czas współwystępowania w środowisku naturalnym pionierskich lasów i zbiorowisk tundrowych.

Poprawiające się warunki klimatyczne w odcinku interglacialnym wpływały na migrowanie kolejnych drzew i krzewów liściastych i kształtowały rozwój w zachodniej Polsce różnych zbiorowisk leśnych. Uzyskane spektra pyłkowe odzwierciedlają sukcesję roślinności charakterystyczną dla interglaciału eemskiego, jednak z kilkoma cechami związanymi z lokalnymi uwarunkowaniami.

Zapis pyłkowy wczesnego vistulianu pozwolił stwierdzić dwa odcinki chłodne, rangi stadiałów - Herning i Redestall oraz dwa odcinki ciepłe, rangi interstadiałów – Brørup i Odderade. Zmienne warunki klimatyczne w tej części zlodowacenia Wisły mają wyraźne odbicie w składzie roślinności i rodzaju zbiorowisk roślinnych. Wskazują na przejście od subarktycznego krajobrazu krzewiastej tundry i zbiorowisk trawiastych z heliofitami w stadiale Herning do zbiorowisk leśnych klimatu borealnego w interstadiale Brørup, przez ponowny powrót do subarktycznej roślinności tundrowej, bez obecności drzew w stadiale Redestall, do ponownego powrotu lasów borealnych w interstadiale Odderade.

Ponadto w interstadiale Brørup udokumentowano krótką zimną oscylację, która spowodowała zahamowanie ekspansji brzozy i rozwój zbiorowisk otwartych z *Artemisia* i *Juniperus communis*. Natomiast na początku interstadiału Odderade zarejestrowano krótki epizod lasów czysto brzozowych o charakterze parkowym.

Cytowana literatura:

- Averdieck F.R. 1967. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. Fundamenta B/2: 101-125.
- Beets D.J., Beets C.J., Cleveringa P. 2006. Age and climate of the late Saalian and early eemian in the type area, Amsterdam basin, The Netherlands. Quaternary Science Reviews 25: 876-885.

- Behre K.E. 1970. Die Flora des Helgolander Siisswasser -"Tocks", eines Eem-Interglazials unter der Nordsee. Flora 159, 133-146. Behre, K.E., 1989. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. Quaternary Science Reviews 8: 25-44.
- Behre K.E. 1989. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. Quaternary Science Reviews 8: 25-44.
- Behre K.E., Lade U. 1986. Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. Eiszeitalter u. Gegenwart 36: 11-36.
- Ber A., Lindner L., Marks L. 2007. Propozycja podziału stratygraficznego Polski. Przegląd Geologiczny 55 (2): 115-118.
- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams. In: Berglund, B.E. (Ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley & Sons, Chichester: 455-484.
- Bińska K., Nitychoruk J. 2001. Late Saalian climate changes in Europe in the light of pollen analysis and the problem of two-step deglaciation at the oxygen isotope stage 6/5e transition. Boreas 30: 307-316.
- Bińska K., Nitychoruk J., Dzierżek J. 2010. Climate stability during the Eemian – new pollen evidence from the Nidzica site, northern Poland. Boreas 40: 342-350.
- Birks H.J.B. 1986. Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to North-west Europe. [W:] Berglund B. (ed.), Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd. Chichester, New York: 3-65.
- Boniecki K., Jezierski J. 1995. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Skalmierzyce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bruj M., Roman M. 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolołdów złodowaceń środkowopolskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 425: 27-34.
- Caspers G. 1997. Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Gross Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) – Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kalzeit. [In:] Freund H., Caspers G. (eds.), Vegetation und Paläoklima der Weichsel-Kaltzeit im nördlichen Mitteleuropa. Schriftenr. Dt. Geol. Ges., 4: 7-59.
- Drescher-Schneider R., Papesch W. 1998. A contribution towards the reconstruction of Eemian vegetation and climate in Central Europe: first results of pollen and oxygen-isotope investigations from Mondsee, Austria. Vegetation History and Archaeobotany 7: 235-240.
- Dzięciołowski W., Tobolski K. 1982. Czwartorzędowe cykle klimatyczno-ekologiczne a ewolucja gleb. Roczniki Gleboznawcze 33 (1/2): 201-211.
- Erd K. 1973. Pollenanalytische gliederung des Peistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. Z. Geol. Wiss. Berlin 1: 1087-1103.
- Gimingham C.H., Chapman S.B., Webb N.R. 1979. European heathlands. [In:] Specht R.L. (ed.), Ecosystems of the World 9A. Heathlands and related shrublands. Descriptive studies. Amsterdam, Oxford, New York: 365-414.
- Granoszewski W. 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study. Acta Palaeobotanica, Suppl. 4: 3-95.
- Granoszewski W., Winter H., Rylova T.B., Savéenko I.E. 2012. Przebieg i korelacja sukcesji pyłkowych późnego plejstocenu na terenie Polski i Białorusi. Przegląd Geologiczny 60 (11): 605-614.
- Granoszewski W., Kofacek P., Nalepka D., Balwierz Z., Bińska K., Fiłoc M., Kupryjanowicz M., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryskiewicz B., Pidek I. A., Walanus A., Winter H. 2018. *Ulmus* L. – Elm. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 155-160.
- Isarin, R.F.B., Bohncke, S.J.P. 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as inferred from climate indicator plant species. Quaternary Research 51, 158-173.
- Iversen J. 1954. The Late-Glacial flora in Denmark and its relation to climate and soil. Danm. Geol. Unders. 2(80): 89-119.
- Iversen J. 1958. The Bering of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. Uppsala Univ. Arssk. 6.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego z dorzecza Widawki. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 254: 65-88.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1991. Analiza pyłkowa osadów z otworu wiertniczego Pagórki. Przegląd Geologiczny 5/6: 269-271.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1996. Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 373: 49-66.
- Jastrzębska-Mamełka M. 1985. Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. Acta Geographica Lodziensia 53: 1-75.

- Klatkova H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. [W:] Stankowski W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań: 33-44.
- Kołaczek P., Karpińska-Kołaczek M., Petera-Zganiacz J. 2012. Vegetation patterns under climate changes in the Eemian and Early Weichselian in Central Europe inferred from a palynological sequence from Ustków (central Poland). *Quaternary International* 268: 9-20.
- Kondratienė O. 1996. The Quaternary stratigraphy and paleogeography of Lithuania based on paleobotanic studies. *Academia*, Vilnius (in Russian).
- Kondracki J. 1994. *Geografia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Krupiński K.M. 1986. Sediments of the Eemian Interglacial at Komorów near Pruszków (Mazovian Lowland). *Bulletin Polish Academy of Sciences, Earth Science* 34(4): 387-394.
- Kupryjanowicz M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian Lakeland in Northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica* 48(1): 3-130.
- Kupryjanowicz M., Drzymulska D. 2002. Eemian and Early Vistulian vegetation at Michałowo (NE Poland). *Studia Quaternaria* 19: 19-25.
- Kupryjanowicz M., Malkiewicz M., Nalepka D., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Majecka A., Nita M., Noryśkiewicz B., Pidek I. A., Walanus A., Winter H. 2018. *Tilia L. – Lime*. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), *Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 145-153.
- Kühl N., Litt T. 2003. Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at three European sites using pollen data. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 205-214.
- Kuszell T. 1980. Trzy stanowiska flory z interglacjału eemskiego na Dolnym Śląsku. *Geologia Sudetica* 15(1): 143-167.
- Kuszell T. 1997. Palinostratygrafia osadów interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w południowej Wielkopolsce i na Dolnym Śląsku. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 60: 1-68.
- Kuszell T., Malkiewicz M. 1999. Palynological profiles of the Eemian and Early Vistulian in South-Western Poland. *Acta Palaeobotanica Suppl.* 2: 487-490.
- Kuszell T., Malkiewicz M., Bartczak E., Dobosz T., 2008. Nowe spojrzenie na stratyografię osadów jeziornych i lodowcowych Neoplejstocenu na terenie Piły. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 428: 23-34.
- Kuszell T., Chmal R., Słychan K. 2007. Early Vistulian climate oscillations in the light of pollen analysis of deposits from Dziadowa Kłoda (Silesian Lowland, Poland). *Geological Quarterly* 51 (3): 319-328.
- Lindner L., Marks L. 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny* 60 (1): 36-45.
- Lindner L., Dzierżek J., Lamparski Z., Marks L., Nitychoruk J. 1995. Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Przegląd Geologiczny* 43 (7): 586-590.
- Lindner L., Marks L., Nita M. 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292: 113-123.
- Litt T. 1994. *Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland*. *Dissertationes Botanicae* 227: 1-185.
- Litt T., Junge F.W., Böttger T. 1996. Climate during the Eemian in north-central Europe – a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 5: 247-256.
- Malkiewicz M. 2002. The history of vegetation of the Eemian Interglacial in the Great Polish Lowland. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 71(4): 311-321.
- Malkiewicz M., Kupryjanowicz M., Nalepka D., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Majecka A., Nita M., Noryśkiewicz B., Pidek I. A., Walanus A., Winter H. 2018. *Abies alba* Mill. – Fir. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), *Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 25-32.
- Mamakowa K. 1988. Pollen stratigraphy of the Eemian Interglacial and the adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland. *Bulletin, Polish Academy of Sciences, Earth Science* 36 (3-4): 299-307.
- Mamakowa K. 1989. Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica* 29 (1): 11-176.
- Matuszkiewicz W. 1982. *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, PWN, Warszawa.
- Medwecka-Kornaś A. 1972. *Zespoły leśne i zaroślowe*, [w:] *Szata roślinna Polski*, Szafer W., Zarzycki K., t. 1, PWN, Warszawa.

- Menke B. 1967. Ein Beitrag zur eemzeitlichen Vegetationsentwicklung und Klimageschichte nach dem Profil von Ostrohe (Schleswig-Holstein). *Fundamenta. Monogr. zur Urgeschichte, Reihe B 2*: 126-135.
- Menke B., Tynni R. 1984. Das Eeminterglacial und das Weichselfrühglacial von Redestall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geologische Jahrbuch, Ser. A 76*: 3-120.
- Milecka K., Kupryjanowicz M., Makohonienko M., Okuniewska-Nowaczyk I., Nalepka D. 2004. *Quercus L. - Oak*. [In:] Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylikowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wright H.E. Jr, Turner C. (eds), Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 189-198.
- Müller H. 1974. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. *Geologische Jahrbuch, Ser. A 21*: 149-169.
- Müller U.C., Pross J., Bibus E. 2003. Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140.000 yr based on evidence from the Fümoss pollen record. *Quaternary Research 59*: 235-245.
- Nalepka D., Walanus A. 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica 43 (1)*: 125-134.
- Nalepka D., Walanus A. 2018. Construction of isopollen maps. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 21-22.
- Nita M. 2009. Stratygrafia pyłkowa i historia roślinności interglacjału mazowieckiego i starszej części zlodowacenia Liwca w zachodniej i środkowej części Wyżyn Polskich. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice: 1-158.
- Noryskiewicz B. 1978. Interglacjał eemski w Nakle nad Notecią. *Acta Palaeobotanica 19 (1)*: 67-112.
- Noryskiewicz B. 1999. Palynology of biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geological Quarterly 43 (1)*: 107-112.
- Noryskiewicz B., Nalepka D., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Kupryjanowicz M., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Pidek I. A., Walanus A., Winter H. 2018. *Taxus baccata L. – Yew*. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 137-144.
- Novenko E.Y., Seifert-Eulen M., Boettger T., Junge F.W. 2008. Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: a case study from the Klinge section (Lusatia, eastern Germany). *Review of Palaeobotany and Palynology 151*: 72-78.
- Podbielkowski Z., Tomaszewicz H. 1996. *Zarys hydrobotaniki*. PWN, Warszawa.
- Pott, R. 1995. *Die Pflanzengesellschaften Deutschlands 2. Auflage*, UTB für Wissenschaft, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Reille M., Guiot J., De Beaulieu J.L. 1992: The Montagu event: an abrupt climatic change during the Early Würm in Europe. [In:] Kukla G.J. and Went E. (eds,) Start of a Glacial. NATO ASI Series 13: 85-95.
- Robertsson A.M. 1988: Biostratigraphical Studies of Interglacial and Interstadial Deposits in Sweden. Ph. D. Thesis. Department of Quaternary Research, Stockholm University Report, 10: 1-19.
- Roman M., Balwierz Z. 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kułowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geological Quarterly 54*: 55-68.
- Seifert M. 1990. Ein Interglacial von Neumark-Nord (Geiseltal) im Vergleich mit anderen Interglacialvorkommen in DDR. [In:] Mania. D., Thomae, M., Litt, T., Weber, T. (eds.), Neumark-Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin: 149-158.
- Šeirienė V., Kühl N., Kisieliene D. 2014. Quantitative reconstruction of climate variability during the Eemian (Merkinė) and Weichselian (Nemunas) in Lithuania. *Quaternary Research 82*: 229-235.
- Stankowski K., Nita M. 2004. Stratigraphy of Late Quaternary deposits and their neotectonic record in the Konin area, Central Poland. *Geological Quarterly 48 (1)*: 23-34.
- Stankowski K., Bluszcz A., Nita M. 1999. Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i luminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. [W:] Pazdur A. i in. (reds.), Geochronologia Górnego Czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego. Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej, WIND-J. Wojewoda, Wrocław: 87-111.
- Starkel L. 1977. *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa.
- Strahl J. 2000. Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saale-spätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern). *Brandenburgische Geowiss. Beitr., 7(1/2)*: 29-40.
- Śröder A., Gołębowa M. 1956. Plejstoceńska flora z Bedlna, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 100*: 7-44.

- Szafer W. 1928. Zarys stratygrafii polskiego deluwium na podstawie florystycznej. Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego 5.
- Szafer W. 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego 22 (1).
- Thomas P.A., Polwart A. 2003. *Taxus baccata* L. Biological Flora of the British Isles. Journal of Ecology 91: 489-524.
- Tobolski K. 1976. Przemiany klimatyczno-ekologiczne w okresie czwartorzędu a problem zmian we florze. Phytocoenosis 5 (3): 187-197.
- Tobolski K. 1991. Biostratygrafia I paleoekologia interglacjału eemskiego I zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. W: Stankowski W. (red) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek, W. Stankowski (red.), UAM, Poznań: 45-87.
- Tołpa S. 1952. Flora interglacialna w Kaliszu. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 68: 73-120.
- Urbański K., Winter H. 2005. Stanowisko interglacjału eemskiego w Radówku (Pojezierze Łagowskie, zachodnia Polska) i jego implikacje dla litostratygrafii glin zwałowych. Przegląd Geologiczny 53 (5): 418-424.
- Winter H., Lisicki S. 2005. Sukcesja pyłkowa z Domurat (Wzgórza Sokólskie) i jej znaczenie dla plejstocenu Polski północno-wschodniej. Biul. Państw. Inst. Geol. 416: 115-131.
- Winter H., Dobracka E., Ciszek D. 2008. Multidyscyplinarne badania osadów eemskich i wczesnovistuliańskich z profilu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska, Pojezierze Zachodniopomorskie). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 428: 93-110.
- Winter H., Kupryjanowicz M., Nalepka D., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz B., Pidek I. A., Walanus A. 2018. *Calluna vulgaris* (L.) Hull – Heather. [W:] Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner Ch. (red.), Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 177-180.
- Zagwijn W.H. 1996. An analysis of Eemian climate in western and central Europe. Quaternary Science Reviews 15: 451-469.

7. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowych.

Od początku swojej pracy naukowo-badawczej posługuję się metodą palinologiczną, głównie w aspekcie paleoekologii, paleogeografii i palinostratygrafii. Tematyka badań obejmuje datowanie osadów oraz rekonstrukcje paleośrodowiskowe oparte na analizie pyłkowej kopalnych osadów organogenicznych plejstocenu i holocenu. Przed doktoratem lista moich publikacji obejmuje osiem prac [I-1-8] oraz trzy ekspertyzowe opracowania dla arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (**załącznik 6**).

Po doktoracie w moim dorobku publikacyjnym znalazła się praca oparta na materiałach rozprawy doktorskiej [II-1] oraz liczne prace realizowane w ramach badań statutowych i projektów badawczych. Dotyczyły one rekonstrukcji paleoekologicznych i paleoklimatycznych w oparciu o palinologię i korelacje z wynikami badań innymi metodami badawczymi stosowanymi w geologii.

7.1. Osady mezo- i neoplejstocenu

a) do tej pory stratygrafia plejstocenu Polski południowo-zachodniej opierała się głównie na ustalonej sekwencji poziomów glin zwałowych. Pomiędzy seriami glacialnymi rozpoznano wprowadzenie występowanie osadów rzecznych, brak jest jednak na tym obszarze

utworów interglacialnych starszych od interglacjału eemskiego, których pozycję potwierdzono by badaniami biostratygraficznymi. Interdyscyplinarne badania osadów czwartorzędowych prowadzone od 2013 roku w żwirowni w rejonie Świdnicy ujawniły osady organiczne, które wg. Krzyszkowskiego i Urbańskiego (2013) wypełniły obniżenie w piaskach rzecznych pochodzących z kompleksu holsztyńskiego. Przeprowadzona przeze mnie analiza palinologiczna potwierdziła pozycję stratygraficzną i wykazała, że osady organiczne (torfy i mułki) deponowane były w interglacjale mazowieckim oraz stadialnych i interstadialnych odcinkach zlodowacenia Liwca. Dokonana rekonstrukcja paleośrodowiska ukazała zmiany jakim podlegała szata roślinna badanej okolicy w okresach ciepłych i chłodnych. Natomiast równolegle prowadzone badania litologiczne, geochemiczne i paleomagnetyczne wskazały, że zbiornik sedymentacyjny powstał jako starorzecze w dolinie, z trzema głównymi fazami rozwoju [II-24].

b) ponowne badania osadów z otworu kartograficznego Piła (Pił/2) pozwoliły wyjaśnić wątpliwości dotyczące stratygrafii osadów neoplejstocenu w tym rejonie, w stosunku do archiwalnych danych z profilu Piła-Baza (Dąbrowski et al. 1987; Dzierżek 1997). Analiza palinologiczna osadów potwierdziła występowanie jednej serii organogenicznej, której wiek palinologicznie jednoznacznie określono na interglacjał eemski i nie stwierdzono spektrów pyłkowych charakterystycznych dla flor kopalnych starszego wieku, jak sugerowano we wcześniejszych opracowaniach. Natomiast badania litologiczno-petrograficzne udokumentowały istnienie glin zwałowych poniżej i powyżej osadów biogenicznych, a starszą glinę jednoznacznie udało się skorelować z najmłodszym poziomem glin zlodowacenia Warty [II-31].

c) natomiast badania palinologiczne neoplejstocęńskich osadów z rejonu Bełchatowa (stanowiska Parchliny i Kuźnica), prowadzone od 2016 roku dotyczą rekonstrukcji paleośrodowiska od późnego glacjału zlodowacenia Warty, przez interglacjał eemski do Plenivistulianu (MIS6-MIS3). Na razie opublikowano wyniki dla osadów deponowanych w interglacjale eemskim [II-21]. W toku są badania nad pozostałą częścią profilu w Parchlinach i nad osadami profilu w Kuźnicy.

7.2. Osady późnego Vistulianu i holocenu

Drugi nurt mojej pracy naukowej związanej z paleopalinologią, stanowiły badania nad rekonstrukcją zmian roślinności i klimatu po ustąpieniu ostatniego lądolodu. W kręgu moich

zainteresowań znalazły się torfowiska Borów Dolnośląskich i Sudetów oraz kompleks torfowiskowy Białe Ługi.

Dysponując bogatą bazą danych niepublikowanych (24 prace magisterskie) oraz nielicznymi pracami opublikowanymi dokonałam syntezy danych palinologicznych osadów holocenijskich Dolnego Śląska [II-47]. Udało się uzyskać informacje o czasie powstawania torfowisk, rozwoju lasów w poszczególnych okresach, czasie pojawienia się człowieka i rodzaju prowadzonej działalności gospodarczej na tym obszarze [II-49].

Obiektem moich badań stały się również trzy torfowiska z Borów Dolnośląskich [II-32, 43, 48]. Analiza pyłkowa pozwoliła odtworzyć postglacialną ewolucję zbiorowisk leśnych Borów Dolnośląskich, natomiast badanie makroszczątków roślinnych wykazało różne drogi rozwoju badanych torfowisk i różne fitocenozy budujące te torfowiska. Z kolei współpraca z prof. dr hab. Sławomirem Żurkiem (Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach) i dr Danielem Okupnym (Instytut Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego w Krakowie) zaowocowały odtworzeniem późnovistulianjskich i holocenijskich zmian roślinności rejonu kompleksu torfowiskowego Białe Ługi [II-53]. Opierając się na kompleksowych badaniach – geochemia, palinologia, sedymentologia, Cladocera odtworzono regionalne zmiany w roślinności, a także uchwyciono lokalne procesy paleohydrologiczne i denudacyjne, które pozwoliły opisać kilka głównych etapów rozwoju środowiska naturalnego w późnym vistulianie w południowej części Gór Świętokrzyskich. Artykuł na ten temat pt. *“Late Glacial palaeoenvironmental changes in the southern Holy Cross Mountains based on the “Białe Ługi” peatland record”* został przyjęty do druku w *Studia Quaternaria*.

7.3. Analiza palinologiczna profili glebowych

Narzędzia palinologiczne zostały wykorzystane w badaniach glebowych na obszarze Karkonoszy i Gór Stołowych:

- a) badania gleb bielcowych i bielicy wytworzonych w obrębie peryglacialnych i wczesno holocenijskich pokryw stokowych pozwoliły na weryfikację ich zróżnicowania litologicznego. Uzyskane spektra pyłkowe potwierdziły wiek formowania się materiałów macierzystych, głównie powierzchniowych piaszczystych poziomów analizowanych gleb (okres między Atlantykiem a Subatlantykiem), zakres transformacji peryglacialnej materiału glebowego (obecność lub brak pyłku) oraz zróżnicowany charakter siedlisk, który sprzyjał w pierwszej fazie tworzeniu się gleb

brunatnych, a następnie bielcowaniu, co ostatecznie potwierdziło poligenezę gleb [II-7, 9, 23].

- b) analiza palinologiczna gleb bagiennych czterech torfowisk w Górach Stołowych wykazała, że formowały się one od środkowego do późnego holocenu. Ponadto zapis pyłkowy udokumentował ciągły wpływ człowieka na rozwój roślinności i akumulację torfu od średniowiecza do współczesności. Wykazano również, że pożary obserwowane w późnym holocenie były integralnym składnikiem ekosystemów torfowiskowych w Sudetach Środkowych [II-15].
- c) badania osadów jeziornych z Wielkiego Stawu umożliwił rekonstrukcję naturalnych i antropogenicznych zmian w środowisku górskim Karkonoszy, a skład chemiczny rdzenia i oznaczenie amorficznych faz Fe i Al pozwoliły na prześledzenie powstawania gleby w otaczającej zlewni. Połączone dane geochemiczne i palinologiczne wskazały również na związki między typem roślinności, teksturą osadu i jego składem elementarnym, co okazało się być powiązane z warunkami klimatycznymi i intensywnością erozji powierzchni [II-13].
- d) Analiza palinologiczna, wykorzystując osady jeziorne i torfowe, okazała się także bardzo skuteczna do ukazania szerszego kontekstu ewolucji krajobrazu i wskazania konkretnych ram czasowych faz progresywnych i regresywnych w powstawaniu gleb na przedpolu Alp Szwajcarskich. Prace badawcze były prowadzone w kantonie Lucerny i w Alpach centralnych masywu Gottarda. Na obu obiektach wykazano stabilne fazy tuż po okresach wycofania lodowców górskich (ok. 11-12 tys. lat BP), następnie od ok 8 tys lat BP lat zanotowano intensywną erozję. Znaczną aktywność procesów morfogenetycznych została także odnotowana pomiędzy 5-6 tys lat BP oraz 1-3 tys lat BP. W masywie Gottarda potwierdzono także palinologicznie i radiowęglowo wyraźne ochłodzenie ok 2.4 tys lat BP tzw. faza chłodna Goschener. Koralacja danych palinologicznych z geochemicznymi sygnaturami z gleb wyznaczyły także okres zaburzeń spowodowany działalnością człowieka [II-10, 16].

7.4. Analiza palinologiczna na potrzeby archeologii

Współpraca z archeologami z Uniwersytetu Wrocławskiego zaowocowała kilkoma publikacjami i rozdziałami w monografiach:

- a) dokonano rekonstrukcji uwarunkowań siedliskowych osadnictwa schyłkowopaleolitycznego w zachodniej Polsce – stanowiska Łęgoń i Węgliny. Analiza

palinologiczna umożliwiła odtworzenie zmian w szacie roślinnej od późnego vistulianu po holocen i przybliżyła środowisko w jakim żyły ówczesne społeczności [II-25, 26, 28, 52].

b) udział w badaniach wykopaliskowych stanowiska Wysoki Kościół (Dolny Śląsk) pozwolił na rozpoznanie szeregu zagadnień związanych z funkcjonowaniem grodu w IX w. zamieszkiwanym przez plemię Trzebowian. Analiza palinologiczna dotyczyła próbek pobranych z powierzchni wewnętrznych pomieszczeń mieszkalnych i wykazała jaka była szata roślinna w tamtym czasie w najbliższym otoczeniu grodu. Palinologicznie potwierdzona została również obecność człowieka i jego działalność gospodarcza, w tym prawdopodobnie zielarstwo [II-44].

c) badania palinologiczne nietypowego znaleziska – ornamentowanego fragmentu poroża łosia pozwoliły określić wiek osadów, w których zdeponowane było poroże, a więc pośrednio określić czas śmierci zwierzęcia [II-5]. Natomiast dzięki pozyskaniu 11 metrowego profilu osadów jeziorno-torfowiskowych możliwe było zrekonstruowanie paleośrodowiska i przekształceń roślinności od późnego vistulianu przez cały holocen na Pomorzu Zachodnim [II-56].

7.5. Udział w projektach badawczych:

a) latach 2009-2015 projekt „*Eemska historia roślinności Polski w oparciu o mapy izopolowe*” - kierownik dr hab. Mirosławy Kupryjanowicz (Uniwersytet w Białymstoku).

Byłam jedną spośród liczego grona polskich palinologów zajmujących się interglacją eemskim. Założeniem badań było, by na podstawie wszystkich istniejących do tej pory danych pyłkowych, skonstruować mapy izopolowe dla 20 gatunków lub rodzajów drzew i krzewów oraz 8 różnej rangi taksonów roślin zielnych. Zadanie każdego z palinologów było przygotowanie i opracowanie danych pyłkowych dla określonego obszaru Polski (w mojej gestii było opracowanie danych z obszaru zachodniej i częściowo środkowej Polski). Mapy izopolowe każdego z analizowanych taksonów zostały wykreślone dla 24 biostratygraficznych horyzontów interglacjalu eemskiego. Efektem przeprowadzonych prac było opracowanie monografii naukowej „*Eemian history of vegetation in Poland based on isopollen maps*” pod redakcją Kupryjanowicz M., Nalepka D., Madeyska E., Turner C., zawierającej komplet map izopolowych i ich interpretację. Dzięki przeprowadzonym badaniom zrekonstruowano eemską historię rozprzestrzeniania się poszczególnych taksonów roślin na terenie Polski. Udokumentowano, że migracja

większości drzew odbywała się z kierunku wschodniego, co z zweryfikowało istniejący dotąd pogląd na temat lokalizacji ich przedeemskich refugium oraz dróg ekspansji na teren Europy oraz pokazało, że podczas ostatniego interglacjalu migracja drzew odbywała się zupełnie inaczej niż w holocenie. Jestem współautorem 27 rozdziałów [II-57-83]. Ponadto część wyników, dotycząca najciekawszych problemów, została opublikowana w formie 2 artykułów naukowych, których jestem współautorem [II-14, 22].

b) latach 2010-2013 projekt pt. „Człowiek i środowisko na Dolnym Śląsku w holocenie” - kierownik dr hab. Mirosław Masojć (Uniwersytet) Wrocławski).

Badania miały na celu poznać jak wyglądało środowisko naturalne człowieka na Dolnym Śląsku w holocenie. Do badań wytypowano kilka stanowisk z Równiny Wrocławskiej, które po pierwsze były stanowiskami archeologicznymi i po drugie w pobliżu możliwe było pozyskanie osadów organicznych do analizy palinologicznej. W sumie udało się znaleźć 9 takich miejsc. Pobrane profile osadów jeziorno-torfowiskowych nie były zbyt głębokie, maksymalnie w granicach 4 m miąższości. Ku zaskoczeniu wszystkich uczestników grantu nie udało się palinologicznie zarejestrować osadnictwa w badanych stanowiskach. Analiza pyłkowa wykazała, że większość badanych osadów jest wieku późny vistulian/początek holocenu (okres preborealny/borealny). Zatem dość dobrze rozpoznano zostało paleośrodowisko Dolnego Śląska pod koniec późnego vistulianu i na początku holocenu. Zrodziło się również pytanie co było przyczyną braku osadów młodszych od okresu borealnego. Do tej pory udało się opublikować wyniki tylko dla jednego stanowiska – Grzybiany koło Legnicy [II-54]. W przygotowaniu do druku jest większe opracowanie pod roboczym tytułem „*Late-Glacial and Holocene evolution of the natural environment of Silesian Lowlands in view of palynological, malacological, isotopic and archaeological research.*”

7.6. Badania aerobiologiczne

Równolegle z badaniami paleoekologicznymi nad przemianami roślinności w najmłodszym plejstocenie i holocenie prowadzę badania z zakresu aerobiologii, dyscypliny naukowej koncentrującej się na badaniach biernego transportu aeroplanktonu w atmosferze. Szczególnie interesuję mnie jeden składnik aeroplanktonu - pyłek roślin i zarodniki grzybów pleśniowych w kontekście naturalnych procesów prowadzących do ich

uwalniania i rozprzestrzeniania w atmosferze oraz wpływu czynników meteorologicznych na intensywność kwitnienia i produkcję pyłku roślin.

Wieloaspektowa analiza występowania ziaren pyłku w powietrzu, przede wszystkim pyłku roślin o właściwościach alergennych dotyczy głównie analizy zmienności sezonów pyłkowych wybranych taksonów [II-27, 29, 34-38, 40, 50, 55], np. w ciągu 12–14 lat badań agrobiologicznych w Polsce zaobserwowano coraz wcześniejszy początek sezonu pyłkowego oraz daty wystąpienia wartości maksymalnego stężenia brzozy, średnio o 7–14 dni. A dla Wrocławia wykazano, wcześniejszy początek i wydłużenie się sezonów pyłkowych leszczyny i olszy. W kilku pracach podjęta została również próba analizy przestrzennego zróżnicowania pyłku wybranych taksonów [II-4, 33, 39, 42, 51]. Np. na podstawie analiz z lat 1994-2007 wykazano, że początek sezonów pyłkowych drzew wczesnowiosennych, *Alnus* i *Corylus* zależy istotnie od długości geograficznej i jest zbieżny z przebiegiem izolinii temperatur stycznia i lutego w Polsce oraz początku termicznego przedwiośnia. Opóźnienie startu sezonu wynosi 3,3 dnia/100 km w kierunku wschodnim.

Analizę wpływu warunków pogodowych na sezony pyłkowe różnych taksonów podjęto m. in. w pracach: II-8, 12, 17, 41. Np. analiza danych dla bylicy z lat 2002-2011 wykazała, że na wydłużenie sezonu pyłkowego miała wpływ częstotliwość dni z deszczem i wysoką sezonową sumą opadów oraz dominacja pogody cyklonowej z kierunku zachodniego. A badania dla *Alnus*, *Corylus* i *Betula* pozwoliły stwierdzić, że przebieg sezonów pyłkowych tych taksonów jest najsilniej uzależniony od pogody, a temperatura powietrza (także temperatura okresu poprzedzającego pylenie) jest elementem najistotniejszym.

Drugim aspektem moich badań aerobiologicznych jest ich aplikacyjne zastosowanie w medycynie. Współczesna alergologia nie może sprawnie funkcjonować bez stałego monitorowania stężenia pyłku roślin i zarodników grzybów pleśniowych w atmosferze. Nasilenie objawów chorobowych u osób uczulonych jest ściśle związane ze stężeniem aeroalergenów w atmosferze. Cały czas najlepszą, bo przyczynową metodą zwalczania objawów alergicznych jest przerwanie styczności z alergenem. Dlatego ważne jest by w sezonie wegetacyjnym prowadzić stałą kontrolę stężenia aeroalergenów w atmosferze z oceną stopnia zagrożenia epidemiologicznego dla pacjentów z alergiami wziewnymi. Istotny udział prac w moim dorobku naukowym stanowią prace w kwartalniku dla lekarzy praktyków „Alergoprofil” [załącznik 7], gdzie regularnie publikowane są wyniki monitoringu pyłkowego z Wrocławia. Dane te dostarczają lekarzom informacji na temat aktualnej

sytuacji aerobiologicznej dotyczącej roślin alergennych. Zawierają również porównanie dynamiki sezonów pyłkowych w różnych miastach Polski. Monitoring pyłkowy aeroalergenów dla Wrocławia prowadzony jest od 2002 roku w ramach współpracy z Ośrodkiem Badania Alergenów Środowiskowych w Warszawie.

W moim dorobku naukowym są również:

- ✓ badania związane z budową morfologiczną pyłku wybranych roślin zielnych [I-4-8, II-45-46].
- ✓ ekspertyzowe badania palinologiczne na potrzeby Szczegółowej Geologicznej Mapy Polski w skali 1:50000 dla arkuszy Góra, Przemków, Gniezno i Wysoka. Ich celem było określenia względnego wieku osadów jeziornych i torfowiskowych występujących w analizowanych rdzeniach wiertniczych [I.1. załącznik 6].
- ✓ ekspertyzowe badania palinologiczne w ramach archeologicznych badań ratowniczych (współpraca z Instytutem Archeologii i Etnologii PAN we Wrocławiu oraz Stowarzyszeniem Naukowym Archeologów Polskich Oddział Lubuski), które obejmowały rekonstrukcje paleośrodowiskowe późnovistuliańskich i holocenijskich stanowisk z zachodniej Polski [I.2 załącznik 6].

Melgorzata Melkiewicz