

Aleksandra Majecka¹, Jacek Forysiak², Piotr Moska³,
Daniel Okupny⁴, Leszek Marks¹, Anna Tołoczko-Pasek¹

¹Katedra Geologii Klimatycznej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

²Katedra Geologii i Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

³Centrum Naukowo-Dydaktyczne, Instytut Fizyki, Politechnika Śląska, Gliwice

⁴Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński



Wiek bezwzględny i charakter procesów peryglacialnych zapisanych w osadach z Józefowa, Wysoczyzna Łódzka

Obszar środkowej Polski, położony poza zasięgiem ostatniego lądolodu skandynawskiego, został istotnie przekształcony w wyniku zmian klimatycznych związanych z tym nasunięciem. Stanowisko Józefów położone jest w odległości około 35 km na północny wschód od Łodzi, na skraju Wysoczyzny Łódzkiej, około 70 km na południe od linii maksymalnego zasięgu lądolodu Wisły. Jest jednym ze stanowisk kluczowych w rozwoju regionalnej paleogeografii i litostratygrafii górnego czwartorzędu, ze względu na badania wypełnień zagłębień bezodpływowych, które posłużyły do adaptacji na grunt Polski holenderskiego modelu stratygrafii vistulianu (Zagwijn 1963; 1996). Stanowisko to znane jest od lat 60. XX wieku także jako przykład reliktywów pagórka pingo z okresu vistulianu (Dylik 1961; 1963). Badania w Józefowie prowadzone już w latach 60. XX wieku opierały się na rozpoznaniu litologicznym osadów, co stanowiło podstawę do rekonstrukcji procesów morfologicznych i ich dynamiki.

Prace terenowe i laboratoryjne prowadzone w latach 2015–2019 w ramach grantu badawczego NCN (2014/15/B/ST10/03809) dotyczyły osadów wypełniających jedno z zagłębień w stanowisku Józefów. Jednym z podjętych zadań było wydatowanie metodą OSL osadów mineralnych zalegających na eemskich osadach biogenicznych (mułkach i torfach) w zagłębieniu C. Wykonano szereg odkrywek, które posłużyły do poboru materiału i analizy struktur. Celem badań była rekonstrukcja następstwa wydarzeń i ich wieku podczas ostatniego plejstocénskiego ochłodzenia (vistulian). Wykonano analizy litologiczne (rozkład wielkości ziaren, morfoscopia ziaren piasku kwarcowego), datowania luminescencyjne (OSL), oznaczenia cech geochemicznych (udział materii mineralnej, węgla wapnia) oraz koncentracji pierwiastków o wymowie paleogeograficznej, tj. Na, K, Fe, Mn, Ca, Mg, Zn oraz Cu, przy użyciu analizy absorpcji atomowej (AAS). Badania pozwoliły stwierdzić, że depozycja i charakter osadów z Józefowa wynikają przede wszystkim z aktywności procesów geliflukcyjnych i termokrasowych, co dowodzi obecności wiecznej zmarzliny i aktywności procesów peryglacialnych.

Rozpoznane osady reprezentują sześć litofacji. Dolne (L6, L7) stanowią podłoże osadów peryglacialnych i składają się z piasku z mułkiem i domieszką materiału organicznego (L6) oraz warstwy torfu (L7) ilustrujących depozycję w warunkach jeziorno-torfowiskowych. Wyniki datowań OSL (50–76 ka) sugerują ich depozycję podczas wczesnego vistulianu do dolnego plenivistulianu, korelowanych z MIS 5 i MIS 4. Pierwotną strukturę litofacji L6 stanowiły horyzontalnie ułożone laminy mułku i piasku z mułkiem, zdeponowane w wyniku splukiwania materiału mineralnego po stokach zlewni zbudowanej z osadów piaszczysto-gliniastych. Oryginalna struktura osadów litofacji L6 jest silnie zdeformowana, prawdopodobnie w wyniku działania procesów mrozowych. Osady litofacji L7 obejmują torf, którego pokład jest silnie zdeformowany, a niektóre fragmenty zostały oderwane i przesunięte z pierwotnego położenia. Warstwę rozcinając szczeliny wypełnione materiałem mineralnym z warstw nadległych. Torf (L7) cechuje się podwyższoną koncentracją Fe i Cu i stanowi zapis warunków rozwoju mokradła leśnego z ograniczoną dostawą materii mineralnej z najbliższego otoczenia.

Osady litofacji L8 składają się z masywnego piasku różnoziarnistego z domieszką żwiru. Dla tych osadów wykonano datowania metodą OSL,

uzyskując wyniki 17–22 ka. Aby określić najbardziej reprezentatywny wiek, przeanalizowano wszystkie próbki, a ostateczny wynik uzyskany przy pomocy modelu CAM wynosi $19,33 \pm 49$ ka. Wskazuje to, że litofacja L8 mogła być osadzana w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu Wisły w Polsce. Depozycja litofacji L8 następowała w warunkach ciągłej wiecznej zmarzliny, co jest zgodne z interpretacją Dylika, a procesy stokowe mogły być inicjowane tylko w warunkach klimatu peryglacialnego, ale z dobrze rozwiniętą warstwą czynną (Dylik 1963; 1967; Klatkova 1996). Piaszczysto-żwirowy materiał litofacji L8 pochodzi z osadów lodowcowych i wodnolodowcowych otaczających obniżenie i został osadzony w wyniku geliflukcji. Litofacja L9 składa się z piasku różnoziarnistego, który wypełnia nieregularne, klinowate pęknięcia. Wypełnienia zawierają częściowo materiał mineralny litofacji L8. Pęknięcia rozcinające litofacje L8 i L7 i kończące się w L6 rozwinęły się przypuszczalnie jako pęknięcia termiczne w podłożu lodowo-mineralnym lub jako szczeliny dylatacyjne powstałe w efekcie podnoszenia pokładu torfu i warstwy piasków ze żwirami, w wyniku rozszerzania się cienkich soczewek lodowych w L6 albo narastania lodu segregacyjnego pod warstwą torfu, wewnątrz wznoszącego się pagórka lodowego (hydrolakolitu). W obu przypadkach szczeliny musiały być początkowo odsłonięte, ponieważ niektóre są wypełnione piaskiem eolicznym. Do rozwoju pęknięć termicznych i narastania masy lodowej w gruncie niezbędna jest obecność ciągłej zmarzliny. Osady litofacji L9 zostały wydатовane metodą OSL na 16–22 ka. Korzystając z modelu CAM dla wszystkich próbek, otrzymano rozkład jednomodalny – $17,90 \pm 0,32$ ka. Pęknięcia i ich wypełnienia powstały po fazie maksimum zimna LGM (Marks 2012). Podczas tajania zmarzliny, w czasie postępującego ocieplania i zwiększania grubości warstwy czynnej materiał łatwo przemieszczał się na nierównym terenie, stąd silne zaburzenia w układzie tych struktur.

Litofacja L10 to osady piaszczysto-mułkowe ze śladami laminacji, zdeponowane w małych zagłębieniach w stropie serii geliflukcyjnej (litofacja L8), które nie tworzą ciągłej pokrywy. Wyniki datowania OSL osadów litofacji L10 wykazują dużą rozbieżność, od 11 do 20 ka. W oparciu o model CAM najbardziej prawdopodobny jej wiek szacuje się na około $14,7 \pm 0,7$ ka. Depozycję L10 można skorelować z fazą pomorską. Drobnny piasek

z mułem, który tworzy litofację L11, pozbawiony jest jakichkolwiek charakterystycznych cech teksturalnych i strukturalnych. Osady te nie tworzą ciągłej warstwy, ale występują zawsze na stropie osadów laminowanych (L10). Próbka datowana metodą OSL wykazała wynik na poziomie 13,2 ka, co pozwala na korelację z okresem późnoglacialnym (starszym i młodszym dryasem), kiedy w środkowej Polsce wystąpiły surowe warunki klimatyczne z podwyższoną aktywnością eoliczną.

Wykonane badania potwierdzają poglądy Dylika o peryglacialnej genezie form i struktur osadów na stropie eemskich kopalnych zbiorników w Józefowie. Wiek ich powstania należy zawęzić do czasu górnego plenivistulianu (14,7–23 ka), a rozwój przypuszczalnej formy pagórka mrozo-wego mógł nastąpić w ramach jednego cyklu rozwojowego w tym czasie.

Dylik J., 1961. The Łódź Region. *Guide-Book of Excursion C, VIth Congress INQUA, Poland*, 7-83.

Dylik J., 1963. Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments of Poland. *Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Łódź*, 14, 1–16.

Dylik J., 1967. Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej, [w:] R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 311–352.

Klatkova H., 1996. Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biuletyn Peryglacialny*, 35, 45–72.

Marks L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44, 81–88.

Zagwijn W.H., 1963. Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate. *Verhandelingen Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische Serie*, 21, 173–196.

Zagwijn W.H., 1996. An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 15, 451–469.