DEFORMACJE GĘSTOŚCIOWE PERYGLACJALNE I SESJMICZNE – PODOBIEŃSTWA I RÓŻNICE

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY[1], Barbara WORONKO [2],
Antonius J. (Tom) VAN LOON[3], Mateusz MLECZAK[1]

[1]Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: pisanka@amu.edu.pl, mateusz.mleczak92@gmail.com
[2]Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mali: bworonko@uw.edu.pl
[3]Geocom Consultants, Benitachell, Spain
e-mail: tvanloon@amu.edu.pl

Deformacje osadów nieskonsolidowanych (ang. *soft-sediment deformation structures*) mogą powstawać w efekcie wielu procesów, w tym m.in. glacitektonicznych, ruchów masowych, peryglacjalnych, pęcznienia minerałów ilastych (ang. *swelling*), krioturbacji czy nawet ruchów wywołanych przez ruch samochodowy. Prowadzą one do rozwoju m.in. struktur gęstościowych, występujących zarówno w osadach podlegających warunkom peryglacjalnym, jak i w utworach zaangażowanych sejsmicznie. Za powstanie tego typu struktur odpowiedzialne są głównie dwa procesy: uwodnienie (ang. *fluidization*) i/lub upłynnienie (ang. *liquefaction*) osadu. Oba powodują uruchomienie procesów grzęźnięcia (ang. *loading*) wynikających z gradientu gęstości osadów. Upłynnienie osadu zachodzi w systemie hydraulicznie zamkniętym, tzn. ilość wody w osadzie jest stała - woda do ośrodka nie dopływa, ani z niego nie uchodzi. Natomiast powstanie struktur deformacyjnych wywołanych upłynnieniem następuje pod wpływem dodatkowo przyłożonego naprężenia np. wstrząsu sejsmicznego lub obciążenia nadkładem. W takich warunkach dochodzi do wzrostu ciśnienia wód porowych, które niszczy kontakty międzyziarnowe i prowadzi do mobilizacji osadu (m.in. Allen 1982; Lowe 1982; van Vliet-Lanoë i in. 2004; Zieliński 2014). Uwodnienie z kolei to mechanizm powodujący, że woda dostarczana do ośrodka ucieka poprzez pory. Prowadzi to do rozwoju struktur deformacyjnych w osadzie. Najłatwiej uwodnieniu/ upłynnieniu ulega osad piaszczysty i pyłowy, natomiast materiał żwirowy i ilasty nie podlegają zazwyczaj tym procesom; żwirowy ze względu na zbyt dużą porowatość a ilasty z powodu sił kohezji.

Ostateczna forma wykształcenia deformacji powstałych w efekcie uwodnienia i upłynnienia zależy głównie od cech fizycznych ośrodka deformowanego (czyli od typu osadu), siły deformacji i czasu jej trwania, natomiast mechanizm spustowy deformacji, odgrywa niewielką lub wręcz nieistotną rolę. Innymi słowy, struktury deformacyjne w osadach nieskonsolidowanych mogą „wyglądać" niemal identyczne, niezależnie od tego, czy zostały utworzone w wyniku wstrząsu sejsmicznego czy też powstały w warunkach peryglacjalnych. Często trudno jest jednoznacznie określić genezę struktur gęstościowych (ang. *load structures*), zwłaszcza wtedy, gdy brak jest wskazówek wynikających z kontekstu geologicznego. Wiele struktur deformacyjnych powstałych w warunkach peryglacjalnych i mających sejsmiczną genezę powstaje w efekcie *loadingu*, chociaż mechanizmy spustowe ich rozwoju są diametralnie inne. Co więcej, trzęsienia ziemi mogą powodować *loading* w osadach zmodyfikowanych wcześniej przez środowisko peryglacjalne, czyli może dojść do nakładania się na siebie deformacyjnych struktur gęstościowych różnej genezy. W tej sytuacji analiza struktur gęstościowych może prowadzić do błędnych wniosków co do genezy i ewentualnych implikacji paleoklimatycznych.

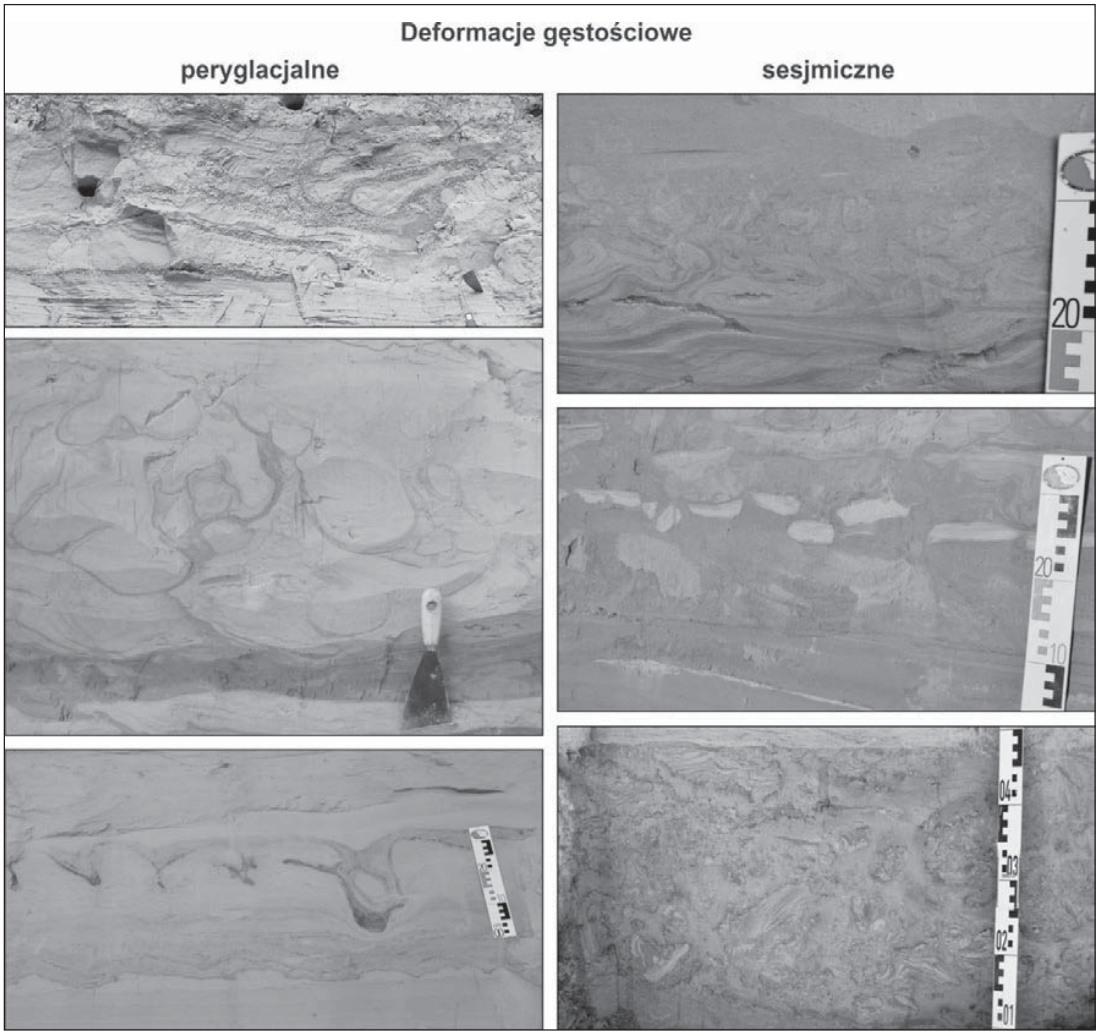


Fig. 1. Przykłady struktur peryglacjalnych i sejsmicznych wywołanych różnicami gęstości osadów – Niecka Bałtycka.

W środowisku peryglacjalnym, woda może powodować intensywne odkształcenia osadów podczas zmiany temperatury oscylującej wokół punktu zamarzania. Niektóre ze struktur deformacyjnych są charakterystyczne tylko dla procesów peryglacjalnych, jak np. szczeliny kontrakcji termicznej (ang. *frost fissures*), kliny mrozowe (*ang. frost wedges*) czy struktury stowarzyszone z nimi (np. French i in. 2007).

Izostatyczne odprężenia związane z odstąpieniem lądolodu (ang. *glacioisostatic rebound*) mogą powodować wystąpienie trzęsień ziemi i powstanie struktur deformacyjnych w osadach nieskonsolidowanych (Mörner 1990; Van Loon, Pisarska-Jamroży 2014). Trzęsienia ziemi o wystarczająco dużej magnitudzie mogą doprowadzić do upłynnienia osadu. W przypadku deformacji osadów nieskonsolidowanych o pochodzeniu sejsmicznym, struktury *load cast* mogą rozwijać się tylko wtedy, gdy upłynnieniu ulega warstwa zalegająca na pewnej głębokości i tylko w niej widoczne są struktury *load cast* lub *pseudonodule* – czyli rozwinięta postać *load cast* (Moretti, Ronchi 2011). Natomiast warstwy zalegające powyżej nie wykazują obecności deformacji. Typ, rozmiar i złożoność wewnętrzna budowy deformacji w warstwach sejsmicznych jest funkcją magnitudy trzęsienia ziemi (Guiraud & Plaziat 1993). Dystrybucja i lateralna zmienność typu, rozmiaru i złożoności budowy wewnętrznej tych deformacji może być wykorzystywana do zlokalizowania epicentrum trzęsienia ziemi.

W tej sytuacji powstaje pytanie: czy wszystkie struktury deformacyjne w plejstoceńskich osadach klastycznych, zinterpretowanych wcześniej jako peryglacjalne, są nimi faktycznie i czy część z nich nie mogłaby powstać w efekcie odprężeń postglacjalnych? Uważamy, że część struktur, które do tej pory były traktowane jako peryglacjalne np. wokół Niecki Bałtyckiej są w rzeczywistości strukturami powstałymi w efekcie wstrząsów sejsmicznych związanych z odstąpieniem lądolodu (Pisarska-Jamroży i in. 2015; Van Loon i in. 2015; Van Loon i in. 2016; fig. 1).

Literatura

ALLEN J.R.L., 1982 – Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, **30**, 1–593.

FRENCH H.M., 2007 – The periglacial environment. Wiley & Sons, Chichester, 458 pp.

GUIRAUD M., PLAZIAT, J.C., 1993 – Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike–slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**, 493–522.

LOWE D.R., 1982 – Sediment–gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high–density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrolology*, **52**, 279–297.

MORETTI M., Ronchi, A., 2011 – Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio–lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia). *Sedimentary Geology,* **235**: 200–209.

MÖRNER N.A., 1990 – Glacioisostatic and long term crustal movements in Fennoscandia with respect to lithospheric and atmospheric processes and properties. *Tectonophysics*, **176**, 13–24.

PISARSKA–JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (TOM), NARTIŠS M., KRIEVÂNS M. 2015 – Seismites recording glacio–isostatic rebound after melting of the Scandinavian Ice Sheet in Latvia. *Miscellanea INGV*, **27**: 386–388.

VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA–JAMROŻY M., 2014 – Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacioisostatic rebound. *Sedimentary Geology,* **300**, 1–10.

VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA–JAMROŻY M., NARTIŠS M., KRIEVÂNS M., SOMS, J., 2015 – Seismites in Latvia–Baltica. Fucino Frequent earthquakes recorded in a section with twelve seismites at Rakuti (SE Latvia). *Miscellanea INGV*, **27**, 497–499.

VAN LOON A.J. (TOM), PISARSKA–JAMROŻY M., NARTIŠS M., KRIEVĀNS M., SOMS J., 2016 – Seismites resulting from high–frequency, high–magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio–isostatic uplift. *Journal of Palaeogeography. in press*

VAN VLIET–LANOË B., MAGARI A., MEILLIEZ F., 2004 – Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change,* **43**, 103–127.

ZIELIŃSKI T., 2014 – Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 594 pp.