

Kiedy osad zamienia się w skałę? Może nie tak głęboko, jak się uważa...

Jurand WOJEWODA¹ & Henryk WOJEWODA²

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Maksy Borna 6, Wrocław;
e-mail: jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl

² Instytut Fizyki, Politechnika Wroclawska, Wyspiańskiego 27, Wrocław (emeryt)

Trzy wielkości fizyczne określają przede wszystkim warunki, w jakich zachodzą **procesy geologiczne w przestrzeni geologicznej**: ciśnienie, temperatura i czas. Kierunek oraz intensywność procesów geologicznych, w tym **diagenezy** (lityfikacji) osadów, w dużej mierze zależy od cech geometrycznych przestrzeni geologicznej, jak jej niejednorodność, czy anizotropia, oraz od właściwości fizycznych ośrodka geologicznego, jak jego gęstość, czy przewodnictwo cieplne. Przyjmuje się, że w trakcie tzw. **diagenezy pogrzebiowej** (ang. *burial diagenesis*) ciśnienie i temperatura rosną wraz z głębokością pogrzebania zgodnie z **modelem geostatycznym**. Zgodnie z nim zakładając tzw. „**gradient geotermiczny**”, na podstawie wskaźników podgrzania przyjmuje się, że przemiana osadu w skałę osadową następuje na określonej głębokości p.p.t. Takie założenie dotyczy jednak układów, których strumień ciepła nie jest niczym ograniczony i przestaje być słuszne gdy ponad osadami, w których zachodzi diageneza znajdzie się ośrodek o znacznie niższym właściwym przewodnictwie cieplnym. Jeżeli taka „izolacja” jest dostatecznie gruba, następuje znaczące „spowolnienie” strumienia cieplnego. Taka sytuacja następuje, kiedy ponad osadami siliciklastycznymi pojawia się ciągła pokrywa wapieni (współczynniki przewodnictwa cieplnego **K** dla piasku i wapienia wynoszą odpowiednio 0,007 i 0,002 [cal/cm*°C*s]) (Stenz & Maciewicz, 1964). Obszary zbudowane z piaskowców i wapieni cechują się również różnymi gradientami geotermicznymi (odpowiednio 0,03 i 0,01 [°C /km], (wg. Holmes, 1965). Zgodnie z prawem transportu ciepła Fouriera: $[Q = -K*(\Delta T/\Delta x)*S*t]$ (gdzie: **Q** – energia cieplna przewodzona przez powierzchnię **S** w czasie **t**, $\Delta T/\Delta x$ – gradient temperatury w kierunku prostopadłym do powierzchni), przyjmując, że czas przepływu ciepła jest dłuższy w układzie warstwowym, niż w układzie jednorodnym [$t_1 = k*(t_2 + t_3)$] (gdzie: **k** – „**współczynnik spowolnienia przepływu ciepła**”), dochodzi do kumulacji ciepła i tym samym wzrostu gradientu w ośrodku „izolowanym” (Fig. 1). Dla potrzeb przedstawionego dalej modelu przyjęto, że przepływ ciepła w przestrzeni geologicznej podlega prawu Fouriera **jakościowo**, a gradient geotermiczny w ujęciu wektorowym ma ogólną postać $\nabla T = [i \rightarrow] (\Delta T/\Delta x)$ (gdzie: $[i \rightarrow]$ jest wersorem). Zatem, gdy operujemy czasem geologicznym, **w takim samym przedziale czasu może nastąpić identyczne „podgrzanie” osadu zarówno wskutek jego pogrzebania na koniecznej głębokości (model geostatyczny), jak i znacznie płycej wskutek przykrycia go izolatorem**. Zależność wartości gradientu geotermicznego $[\nabla T]$ od **k** określa wzór: $[\nabla T_2] = 1/n [\nabla T_1 - K_3/K_1 * (1-k) * \nabla T_3]$. Poniżej zestawiono wartości ∇T_2 dla osadów siliciklastycznych (**K₁**) przykrytych wapieniami (**K₃**) w zależności od różnej wartości parametru **k**. Już przy wartości **k = 7**, wartość gradientu wzrasta o rząd wielkości, co **w modelu diagenezy geostatycznej przekłada się na konieczność przyjęcia 10-krotnie większej głębokości pogrzebania**, a w konsekwencji następującej późniejszej inwersji. **W przypadku lityfikacji z przegrzania zarówno głębokość pogrzebania, jak i późniejszej inwersji, może być znacznie mniejsza**. Warto podkreślić, że płytsza lityfikacja dopuszcza możliwość inwersji basenowej w warunkach ekstensyjnych (Fig. 2). Przeciwną możliwość do wskazanej wyżej, potwierdzają udokumentowane warunki ułatwionego przepływu ciepła, np. wskutek schłodzenia podłoża pod pokrywą lodolodu (2009 Szewczyk & Gientka, 2009).

$[k/\Delta T_2 - 1/0,03; 2/0,07; 3/0,11; 4/0,15; 5/0,21; 6/0,27; 7/0,33; 8/0,4; 9/0,48; 10/0,56]$

Fig. 1. Schemat wyjściowy dla rozwiązania przepływu ciepła pod warstwą o mniejszym przewodnictwie właściwym

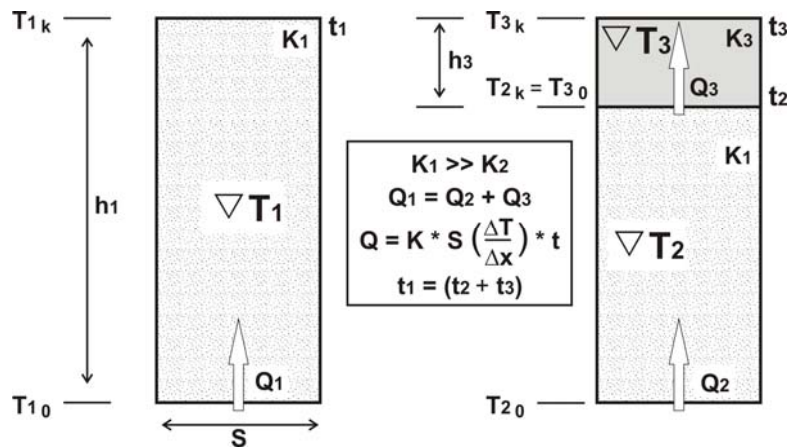
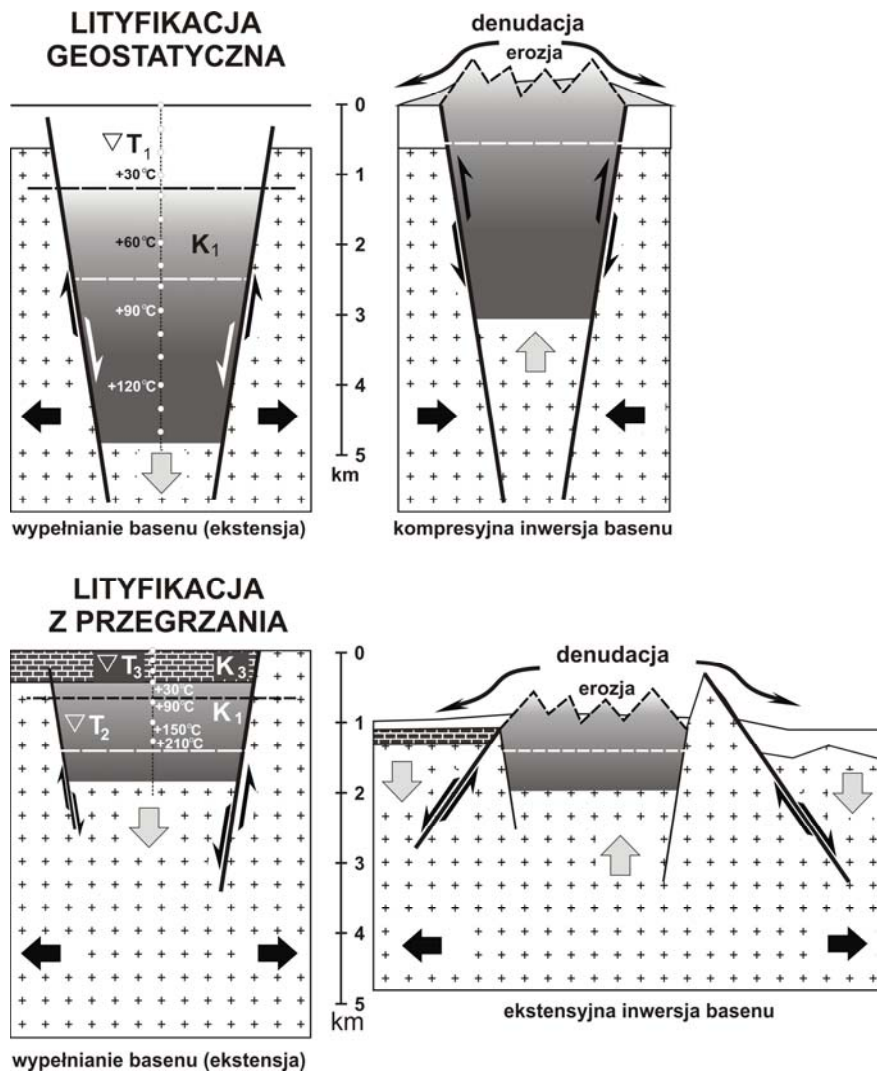


Fig. 2. Dwa różne modele lityfikacji: geostatyczny i z przegrzania



Literatura

Holmes, A., 1965. *Principles of Physical Geology*. 1288 p. Stenz, E., Mackiewicz, M., 1964. *Geofizyka Ogólna*. PWN. Szewczyk, J., Gientka, D., 2009. *Geol. Quarterly*. 53: 125–140