

Kazimierz Twardowski*, Jacek Traple*

O KOMPAKCJI UTWORÓW GEOLOGICZNYCH**

1. UWAGI WSTĘPNE

Kompakcja, rozumiana zazwyczaj jako mechaniczne zagęszczanie utworów geologicznych (osadów, gruntów, skał) pod wpływem nadkładu, jest jednym z najważniejszych procesów diagenetycznych. Przy tym terminem „diageneza” określa się ten etap cyklu geologicznego, który następuje po utracie przez osady kontaktu z wodami powierzchniowymi; najogólniej mówiąc – trwający od depozycji osadu aż do etapu jego metamorfozy, a ściślej – tzw. anchimetamorfozy [3–5]. Trwa on do czasu wejścia osadów w strefę temperatur i ciśnień charakterystycznych dla metamorfizmu lub, w przypadku wcześniejszej inwersji tektonicznej basenu, do czasu ponownego znalezienia się w strefie kontaktu z wodami powierzchniowymi (etap telogenezy). W opisie procesów diagenetycznych odróżnia się często wczesną, czyli niskotemperaturową, diagenezę (*Early, Low-Temperature*) od głębokiej diagenezy (*Burial*), która ma miejsce w temperaturach zdecydowanie wyższych od powierzchniowych – do temperatury rzędu 200–250°C, przyjmowanej umownie jako granica metamorfizmu regionalnego [13].

Pojęciem o znaczeniu zbliżonym do diagenezy jest lityfikacja. Nie jest ono ściśle zdefiniowane i w potocznym rozumieniu oznacza zespół procesów przemieniających luźny osad utwardzony (skałę osadową). Wspomnieć też trzeba o stosowanym przez niektórych badaczy pojęciu „epigeneza”, które właściwie odpowiada terminowi „diageneza” i które jest przeciwstawiane pojęciu „litogeneza”, odnoszącemu się do stadium gromadzenia się osadu.

Granice etapów przemian postsedymentacyjnych są umowne i mało ostre, dlatego klasyfikacja obserwowanych zjawisk nie zawsze jest jednoznaczna.

Procesy diagenetyczne są natury fizycznej (kompakcja, migracja wód porowych) oraz chemicznej (rozpuszczanie i krystalizacja minerałów, wymiana jonowa, modyfikacja składu i struktury istniejących minerałów). Z chemicznego punktu widzenia diageneza polega na oddziaływaniu roztworu porowego na skałę. Z tego powodu środowiska diagenezy dzieli się na zdominowane przez roztwór (systemy otwarte) oraz zdominowane przez skałę

* Wydział Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków

** Praca wykonana w ramach badań statutowych Wydziału Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków

(systemy zamknięte). Czyste piaskowce kwarcowe są na ogół przykładem pierwszego systemu, zaś ilowce to najlepszy przykład systemu zdominowanego przez skałę.

Postęp diagenetyki jest wynikiem nakładania się zmian geometrycznych i mineralogicznych (kompakcji mechanicznej i chemicznej). Ich zakres jest uzależniony od pierwotnego składu osadu, warunków jego depozycji i warunków, w jakich przebiega jego diagenetyka.

Wskutek przeobrażeń geometrycznych, wynikających z grawitacyjnego nacisku nadkładu na utwór, następuje wzrost jego gęstości objętościowej, reorientacja i zagęszczenie upakowania materiału detrytycznego, redukcja miąższości warstw oraz zmniejszenie porowatości i przepuszczalności. Mogą też występować deformacje plastyczne lub pękanie ziaren, a także dehydratacja lub żelifikacja niektórych składników.

Przebiegająca równolegle tzw. kompakcja chemiczna, prowadząca do diagenetycznych przeobrażeń mineralogicznych, wiąże się z rozpuszczeniem i redystrybucją pierwotnych składników utworu. Obejmuje ona głównie takie zasadnicze procesy diagenetyczne, jak: cementacja, rozpuszczanie, neomorfizm, przeobrażenia oraz zastępowanie minerałów [8, 9, 13]. Wykazują one istotny wpływ na właściwości fizyczne utworów w trakcie ich pograżania się do znacznych głębokości, nawet większych niż 9000 m [4, 7].

Najnowsze badania dotyczące głęboko zalegających (do 4,5 km) piaskowców wykazują, że o ich właściwościach zbiornikowych, a zwłaszcza porowatości, decydują przede wszystkim przeobrażenia związane z kompakcją mechaniczną oraz diagenetyczną cementacją [1, 2, 6].

2. UWARUNKOWANIA LITOLOGICZNE KOMPAKCJI

Kompakcji, zarówno mechanicznej, jak i chemicznej, ulegają w określonym stopniu wszystkie utwory geologiczne, jednak w zależności od charakteru litologicznego ich podatność na wpływ kompakcji i jej skutki są różne.

W przypadku utworów klastycznych (silikoklastycznych) ich pierwotne cechy (właściwości osadów) związane są ze sposobem nagromadzenia się materiału detrytycznego w określonych systemach depozycyjnych i zależą głównie od składu mineralnego i sposobu jego transportu. Przebieg dalszych etapów diagenetyki związany jest z tempem pograżania i przykrywania osadów w warunkach wzrostu ciśnienia i temperatury oraz charakterem otwartym lub zamkniętym systemu. Stopień zaawansowania przemian diagenetycznych utworów związany jest ze składem mineralnym szkieletu ziarnowego oraz z zawartością w nim składników niestabilnych, w tym w szczególności minerałów ilastych.

Kompakcja utworów piaszczystych (piasków, piaskowców) powoduje stosunkowo niewielką utratę porowatości (i zazwyczaj także przepuszczalności), zaś ich deformacje są w znacznym stopniu sprężyste (odwracalne). Zmiany porowatości piasków w pierwszym stadium konsolidacji w wyniku grawitacyjnego zagęszczania w istotny sposób zależne są od ich wysortowania. Piasek źle wysortowany początkowo jest mniej porowaty, zaś jego redukcja porowatości z głębokością jest szybsza niż w przypadku piasków wysortowanych.

Inne ważniejsze prawidłowości dotyczące kompaktacji utworów piaszczystych, opisane w licznych opublikowanych pracach [1–6, 10, 11, 12], można podsumować w następujący sposób:

- Intensywność spadku porowatości piasków i piaskowców z głębokością zależy od ich zailenia, wyraźnie rosnąc wraz ze wzrostem zawartości frakcji ilastej.
- Analiza ilościowa kompaktacji w utworach piaszczystych powinna być oparta na zmianie maksymalnej porowatości, która związana jest z porowatością czystych piasków.
- Intensywność kompaktacji piaskowców niezależnie od ich wieku wyraźnie rośnie wraz ze wzrostem wartości średniego gradientu geotermicznego badanego profilu.
- Uśrednione zależności między porowatością piaskowców i głębokością ich zalegania są przedstawiane przez różnych autorów z wykorzystaniem modeli liniowych lub wykładniczych z wyraźną preferencją wariantów liniowych.
- Kompaktacji mechanicznej piaskowców bardzo często towarzyszą wtórne procesy diagenetyczne objęte kompaktacją chemiczną.

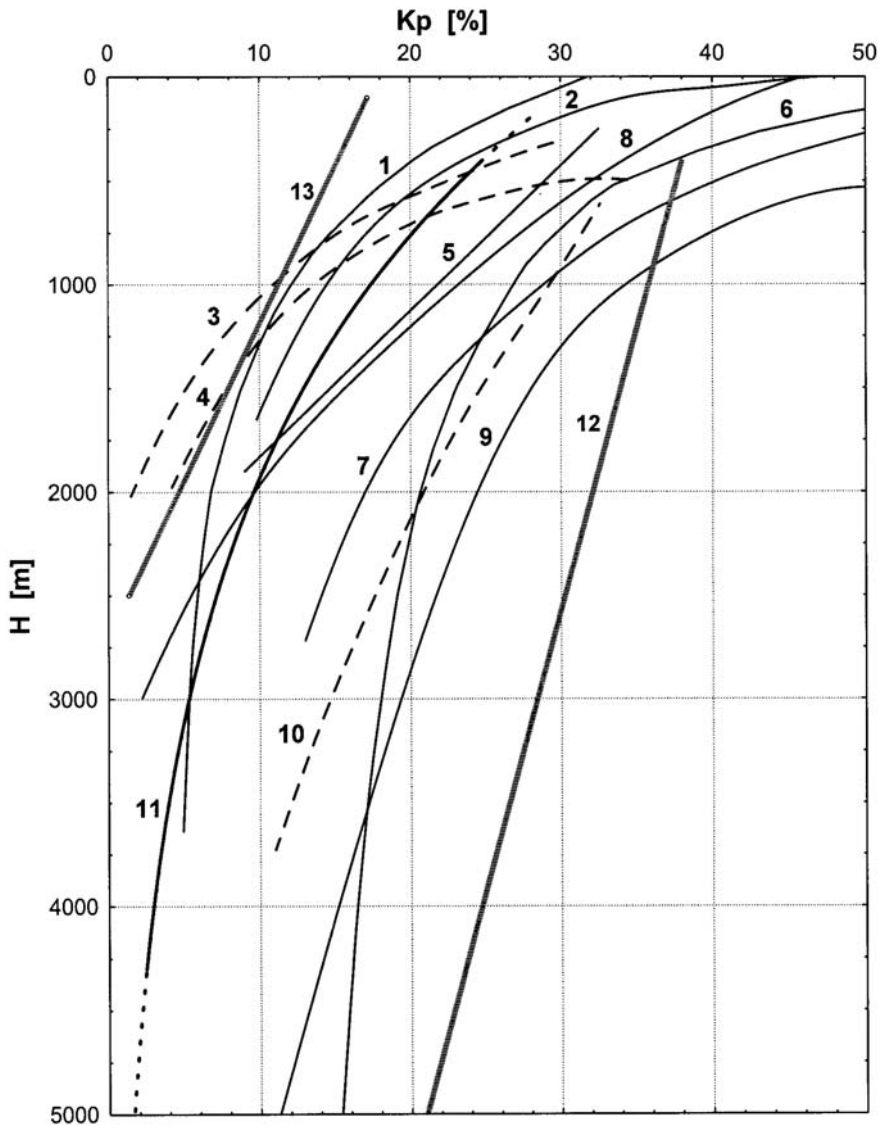
Kompaktacja utworów ilastych powoduje ciągłą znaczną utratę porowatości i przepuszczalności, zaś ich deformacje są w dużym stopniu plastyczne (niesprężyste). Utwory te dobrze nadają się do badania zjawiska kompaktacji ze względu na ich wysoką początkową ogólną porowatość, małe znaczenie innych zjawisk diagenetycznych, a także powszechne występowanie w profilach osadowych, często w postaci warstw o co najmniej kilkumetrowej miąższości. Ze względu na dużą podatność na kompaktację oraz specyficzne właściwości petrofizyczne utwory ilaste mogą być z powodzeniem wykorzystywane do charakterystyki procesu kompaktacji badanego profilu.

Wzrost kompaktacji wiąże się z grawitacyjnym wyciskaniem zawartej w utworach wody porowej. W utworach litologicznie jednorodnych wyciskanie skierowane jest ku górze. Jeśli ilaste warstwy występują przemiennie z warstwami przepuszczalnymi, wówczas kompaktacja wywołuje poziomą migrację płynów w bardziej przepuszczalnych przewarstwieniach.

Charakterystyka procesu kompaktacji utworów ilastych była tematem wielu publikacji. Prezentowane w nich modele kompaktacji uwzględniają z reguły zarówno efekty kompaktacji mechanicznej (z ekspulsją intergranularnych płynów porowych), jak i zjawiska diagenetyczne związane z kompaktacją chemiczną (głównie z cementacją, rekrystalizacją i rozpuszczaniem). Z najbardziej znanych modeli kompaktacji utworów ilastych, opisanych m.in. w pracach [4, 10], wymienić można modele L.F. Athy'ego (1930), H.D. Hedberga (1936), K. Terzagiego i W.H. Fertla (1948), J.M. Wellera (1959), M.C. Powersa (1967), J.M. Bursta (1969), N.C. Dutta (1983).

Niektóre z wymienionych modeli przedstawione są graficznie na rysunku 1 w formie zależności między porowatością i głębokością zalegania utworów ilastych. Na tym samym rysunku naniesione są również uśrednione przez wielu autorów empiryczne zależności dotyczące różnych regionów geologicznych i różnych skał, w tym także piaskowców. W odniesieniu do utworów ilastych zdecydowanie dominują zależności krzywoliniowe, przy czym obserwuje się między nimi czasem bardzo duże różnice. Przedział zmienności porowatości badanych utworów dotyczący ustalonej głębokości ich zalegania osiąga wartości rzędu 20%.

Prawdopodobnie jest to związane z bardzo zmiennym składem mineralogicznym utworów, w tym zmiennej zawartości różnych minerałów skałotwórczych, zwłaszcza różnych minerałów ilastych i substancji organicznej, a także z różnym wiekiem utworów.



Rys. 1. Zależność między porowatością i głębokością zalegania utworów ilastych według różnych autorów (Rieke, Chilingar (1974), w [4, 10], ze zmianami); krzywe: 1 – Athy’ego (1930); 2 – Hosoi (1963); 3 – Prošlakov (1960); 4 – Meade (1966); 5 – Hedberg (1936); 6 – Magara (1968); 7 – Weller (1959); 8 – Foster, Whallen (1966); 9 – Dickinson (1953); 10 – Ham (1966); 11 – miocen rejonu Przemysła [14]; 12 – piaskowce trzeciorzędowe Luizjany (USA) – Atwater, Miller (1968), w [4]; 13 – piaskowce miocenu Przedgórz Karpát w [11]

Kompakcja utworów węglanowych jest zróżnicowana w zależności od zawartości w nich ilastego i piaszczystego materiału. Niektóre węglany zachowują się podobnie jak utwory ilaste, jednak większość z nich wykazuje bardzo małą kompakcję mechaniczną. Dlatego też deformacje utworów węglanowych cechują się dużym zróżnicowaniem i zmiennością. Zależą przede wszystkim od facji początkowych oraz intensywności i typu zjawisk diagenetycznych [3, 4, 9].

3. UNIWERSALNY MODEL KOMPAKCJI

Próby ilościowego opisu procesu kompakcji znane są już od dawna – praktycznie od badań H.C. Sorby’ego (1908) [8]. Początek współczesnych badań dotyczących kompakcji wiąże się z osobą L.F. Athy’ego, który w 1930 r. ustalił związek między gęstością (lub porowatością) a głębokością zalegania utworów ilastych w północno-wschodniej Oklahomie i częściowo w Teksasie (na podstawie pomiarów gęstości ponad 2200 próbek) [4, 10].

Po raz pierwszy proces kompakcji skał porowatych nasyconych wodą został opisany w 1944 r. przez K. Terzagiego [4]. Na podstawie wyników badań laboratoryjnych ustalił on m.in., że odkształcenie skał określane jest przez naprężenie (ciśnienie) tzw. efektywne, zwane też różnicowym (wyraża się poprzez różnicę ciśnień nadkładu i płynu porowego), zaś równanie opisujące spadek porowatości skał wraz ze wzrostem głębokości ich zalegania ma postać wykładniczą.

Pełny ilościowy opis procesu nieodwracalnych zmian porowatości skał z głębokością, który traktować można jako model kompakcji mechanicznej skał o uniwersalnym charakterze, przedstawiony jest w pracy [3].

W ogólnym przypadku deformacje i zmiany właściwości fizycznych skał rozpatruje się w zależności od:

- naprężenia efektywnego

$$\sigma_{ef} = \sigma - p_p \quad (1)$$

- ciśnienia porowego (ciśnienia płynu wypełniającego przestrzeń porową skały) p_p ,
- temperatury T ,

przy czym σ to średnie normalne naprężenie, odzwierciedlające ciśnienie górotworu (ciśnienie wyżej zalegających skał).

Przy zmianie naprężenia efektywnego zachodzi objętościowa deformacja scementowanego szkieletu skały, przenoszącego obciążenia nadkładu. Pod wpływem zmieniającego się ciśnienia porowego dodatkowo zachodzi deformacja minerałów, budujących szkielet skały. Przy wzroście temperatury ulegają intensyfikacji wtórne procesy, zmieniają się właściwości mechaniczne minerałów i zachodzą ich termiczne odkształcenia.

Aby ocenić średnie normalne naprężenie σ w dowolnej elementarnej objętości warstwy, konieczna jest znajomość trzech głównych składowych normalnych naprężeń w tej objętości. Przy tym zwykle zakłada się, że siły grawitacyjne wywoływane ciężarem wyżej zalegających utworów są dominujące i to one określają stan naprężeń nieskończonych po-

ziomych sprężystych warstw. Wskutek osiowej symetrii poziome główne normalne naprężenia wzdłuż osi x i y są wówczas równe i stanowią część pionowego głównego normalnego naprężenia

$$\sigma_x = \sigma_y = k \sigma_z \quad (2)$$

gdzie:

$k = \nu / (1 - \nu)$ – współczynnik bocznego nacisku (parcia),
 ν – współczynnik Poissona badanej skały.

W typowych warunkach, gdy ν zmienia się w granicach od 0,2 do 0,3, współczynnik k osiąga wartości od 0,25 do ok. 0,43, a więc składowe poziome $\sigma_x = \sigma_y$ są znacznie mniejsze od składowej pionowej σ_z .

W takim przypadku średnie normalne naprężenie można oszacować

$$\sigma = \frac{1}{3} \cdot (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) = \frac{1}{3} \cdot (1 + 2k) \cdot \sigma_z \quad (3)$$

Na dużych głębokościach nieodwracalne deformacje skał są podobne do plastycznych, przy których wszystkie główne normalne naprężenia są równe. W takich warunkach $k \rightarrow 1$ i równanie (3) można zapisać w formie tzw. równania geostatyki

$$\sigma = \sigma_z = g \cdot \sum_{i=1}^n h_i \cdot \rho_{sk,i} \quad (4)$$

gdzie:

h_i – miąższość i -tego litologicznie jednorodnego interwału o gęstości objętościowej skał $\rho_{sk,i}$ przy ich pełnym nasyceniu wodą,
 g – przyspieszenie ziemskie.

Normalne ciśnienie porowe

$$p_p = g \cdot \sum_i h_i \cdot \rho_{w,i} \quad (5)$$

gdzie $\rho_{w,i}$ to gęstość wody porowej w interwale h_i .

Równania (4) i (5) pozwalają określić efektywne naprężenie dla warstwowego ośrodka

$$\sigma_{ef} = \sigma - p_p = g \cdot \sum_i h_i \cdot (\rho_{sk,i} - \rho_{w,i}) \quad (6)$$

Wykorzystując średnie wartości gęstości skał i wody dla danego profilu

$$\sigma_{ef} = g \cdot (\bar{\rho}_{sk} - \bar{\rho}_w) \cdot H \quad (7)$$

gdzie H to głębokość zalegania skał.

Zakładając, że gęstość minerałów budujących skały w niewielkim stopniu zmienia się z głębokością, a zmiany objętości skały dV zachodzą głównie w wyniku zmniejszania się jej przestrzeni porowej odkrytej $dV_{p.o}$

$$dV \approx dV_{p.o} \quad (8)$$

można uzyskać równanie różniczkowe określające prawidłowości mechanicznej kompaktacji skał osadowych

$$dK_{p.o} \approx -\beta_{sk} \cdot K_{p.o} \cdot (1 - K_{p.o}) \cdot (d\delta_{ef}) \quad (9)$$

gdzie β_{sk} to współczynnik kompaktacji lub nieodwracalnego zagęszczenia (konsolidacji) skały, definiowany

$$\beta_{sk}(t, T) = -\frac{1}{V_{p.o}} \cdot \frac{dV_{p.o}}{d\sigma_{ef}} = -\frac{1}{V_{p.o}} \cdot \frac{dV_{p.o}}{(\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_w) \cdot dH} \quad (10)$$

gdzie $\bar{\gamma}_{sk}$, $\bar{\gamma}_w$ to średnie wartości ciężaru właściwego odpowiednio skał i wody dla badanego profilu.

Wartości współczynnika β_{sk} zależą od litologii i struktury skały, a także od czasu kompaktacji osadu t i jego temperatury T , tj. od konkretnych warunków geologicznych. Największe wartości osiąga on w przypadku skał ilastych i margli, natomiast najmniejsze – dla piaskowców kwarcowych i zbitych wapieni. W niewielkim stopniu maleje ze wzrostem głębokości, tak, że w celach praktycznych można operować jego średnimi wartościami dla określonych litotypów skał. Najczęściej współczynnik β_{sk} przyjmuje wartości $(15 \div 50)10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$.

Całkując równanie (9) uzyskuje się wyrażenie opisujące nieodwracalne zmiany porowatości skał osadowych z głębokością

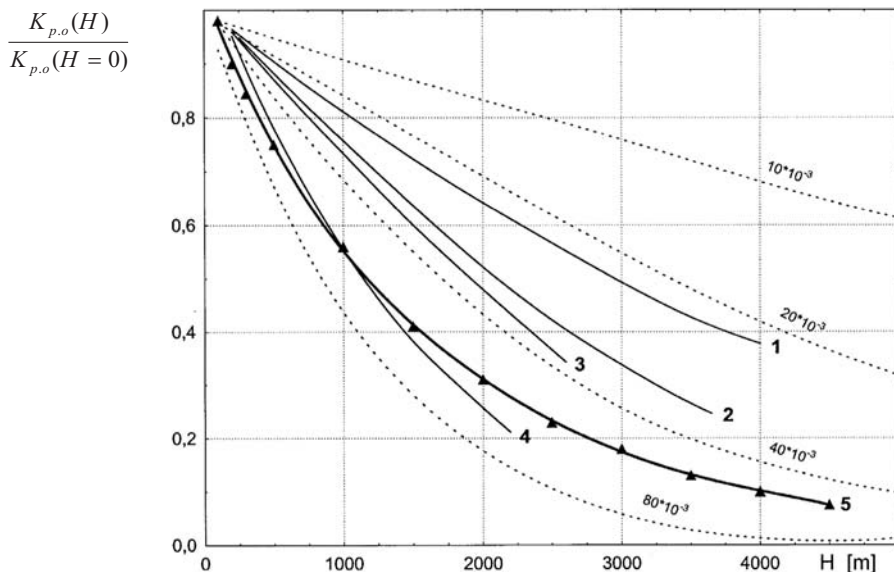
$$\frac{K_{p.o(H)}}{K_{p.o(H=0)}} = \frac{\exp[-\beta_{sk}(t, T) \cdot (\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_{wz}) \cdot H]}{1 - K_{p.o(H=0)} \cdot \{1 - \exp[-\beta_{sk}(t, T) \cdot (\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_{wz}) \cdot H]\}} \quad (11)$$

gdzie $K_{p.o(H)}$ i $K_{p.o(H=0)}$ to porowatości odpowiednio na głębokości H i na powierzchni.

Równanie (11) dobrze opisuje nieodwracalne zmiany porowatości skał osadowych z głębokością, co ilustruje rysunek 2.

Należy zauważyć, że wyrażenie (11) jest najbardziej ogólną postacią równania konsolidacji skał osadowych, słuszną dla szerokiego zakresu głębokości. W literaturze znanych jest wiele innych wyrażen, opisujących w sposób bardziej przybliżony związki statystyczne między porowatością i głębokością zalegania skał osadowych. Na przykład jeśli zaniebda się zmianę całkowitej objętości skały, tj. $dV/V=0$, to rozwiązując odpowiednie równanie różniczkowe, otrzymuje się [3]

$$K_{p.o(H)} \approx K_{p.o(H=0)} \cdot \exp[-\beta_{sk}(t, T) \cdot (\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_w) \cdot H] \quad (12)$$



Rys. 2. Nieodwracalny spadek współczynnika porowatości odkrytej $K_{p.o}$ skał osadowych z głębokością H (wg [3], ze zmianami):

- – teoretyczne krzywe, wyliczone wg równania (3.11) dla różnych wartości β_{sk} przy $K_{p.o}(H=0)=0,3$ oraz średnich gęstościach skały i wody porowej przyjętych $\bar{\rho}_{sk} = 2,5 t / m^3$ i $\bar{\rho}_w = 1,1 t / m^3$,
- – praktyczne uśrednione zależności dla:
 - 1 – wapieni Północno-Wschodniego Przedkawkazja;
 - 2 – piaskowców Północno-Wschodniego Przedkawkazja;
 - 3 – margli azowsko-kubańskiego zapadliska;
 - 4 – trzeciorzędowych skał ilastych Wenezueli;
- – 5 – uśredniona zależność dla miocenkich skał zbiornikowych rejonu Przemyśla wg [14].

Parametr krzywych – współczynnik nieodwracalnego zagęszczenia skały β_{sk} , MPa^{-1} .

Dla skał danego typu litologicznego w określonym profilu geologicznym wartość

$$\beta_{sk}(t, T) \cdot (\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_w) \approx const = c \quad (13)$$

i równanie (12) przyjmuje postać często spotykaną w literaturze (nazywaną czasem empirycznym równaniem Athy'ego)

$$K_{p.o(H)} = K_{p.o(H=0)} \cdot \exp(-c \cdot H) \quad (14)$$

Jeśli ograniczamy rozwinięcie funkcji eksponencjalnej w równaniu (12) do pierwszego składnika, otrzymamy jeszcze bardziej przybliżoną zależność liniową

$$K_{p.o(H)} \approx K_{p.o(H=0)} \cdot [1 - \beta_{sk}(t, T) \cdot (\bar{\gamma}_{sk} - \bar{\gamma}_w) \cdot H] \quad (15)$$

a z wykorzystaniem (13)

$$K_{p.o(H)} \approx K_{p.o(H=0)} \cdot (1 - c \cdot H) \quad (15a)$$

Jak wykazują badania (np. [3]), wartości współczynnika β_{sk} niezależnie od wieku skał intensywnie rosną wraz ze wzrostem średniej wartości gradientu geotermicznego skał w badanym rejonie, zwłaszcza w odniesieniu do skał niezailonych.

4. PODSUMOWANIE

Pojęcia dotyczące przemian postsedymentacyjnych osadów geologicznych dość często nie są ściśle zdefiniowane. W związku z tym klasyfikacja zjawisk diagenetycznych nie zawsze jest jednoznaczna. Przeobrażenia utworów geologicznych obserwowane przy rosnącej głębokości ich zalegania i zachodzące w warunkach wzrostu ciśnienia i temperatury są wynikiem nakładania się efektów równoległe przebiegających procesów kompaktacji mechanicznej (nazywanej geometryczną) oraz kompaktacji chemicznej (nazywanej mineralogiczną). W zależności od charakteru litologicznego, pozycji stratygraficznej oraz konkretnych warunków termicznych badanych utworów (skał), ich podatność na wpływ kompaktacji i jej skutki są różne. Kompaktacja utworów ilastych, przedstawiana w formie zależności między ich porowatością oraz głębokością zalegania, jest bardzo zróżnicowana i wykazuje ewidentnie charakter krzywoliniowy, opisywany modelem eksponencjalnym. Równocześnie utwory piaszczyste, wykazujące jeszcze większą zmienność i zróżnicowanie porowatości, opisywane są modelem liniowym (rys. 1).

W wypadku porowatych skał osadowych można polecić model opisujący nieodwracalne (plastyczne) zmiany ich porowatości z głębokością – wyrażenie (11). Wyniki modelowania wykazują dobrą zgodność z danymi empirycznymi, dotyczącymi różnych regionów geologicznych oraz różnych typów litologicznych skał (rys. 2). Na tej podstawie wyrażenie (11) można uznać za uniwersalny model kompaktacji mechanicznej skał. Przybliżone modele, uzyskane w wyniku przekształceń i uproszczeń, przedstawione są zależnościami (12)–(15). Kluczem do efektywnego modelowania procesu kompaktacji mechanicznej skał jest oczywiście właściwa ocena ich współczynnika kompaktacji (konsolidacji) β_{sk} , zdefiniowanego relacją (10).

LITERATURA

- [1] Aksamitowska A.: *Wpływ procesów diagenetycznych na właściwości zbiornikowe skał górnego, czerwonego spągowca w południowej części monokliny przedsudeckiej*. Przegląd Geologiczny, t. 53, nr 3, 2005
- [2] Biernacka J., Leśniak G.: *Kompaktacja średnio i głęboko pogrzebanych piaszczystych czerwonego spągowca z obszaru monokliny przedsudeckiej*. Przegląd Geologiczny, t. 53, nr 3, 2005

- [3] Dobrynin V.M., Vendelštejn B.J., Koževnikov: *Petrofizyka*. Izd. „Nedra”, Moskva 1991
- [4] Kiełt M.: *Geofizyka wiertnicza w poszukiwaniach węglowodorów. Strukturalne i sedymentologiczne zastosowanie otworowych profilowań geofizycznych, t. I i II*. Wydawnictwo Adam Marszałek, Toruń 2002
- [5] Kozłowska A.: *Wpływ diagenety na właściwości zbiornikowe piaskowców górnego karbonu w rejonie między Warszawą a Dęblinem*. Przegląd Geologiczny, t. 51, nr 9, 2003
- [6] Kozłowska A.: *Wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców górnego karbonu w strefie Kołobrzeg – Międzyzdroje*. Przegląd Geologiczny, t. 53, nr 3, 2005
- [7] Lorenc S.: *Diagenetyza osadów (wprowadzenie do rozważań szczegółowych)*. Przegląd Geologiczny, t. 44, nr 6, 1996
- [8] Maliszewska A.: *Wybrane zagadnienia diagenety skał klastycznych*. Przegląd Geologiczny, t. 44, nr 6, 1996
- [9] Matyszkiewicz J.: *Wybrane problemy diagenety osadów węglanowych*. Przegląd Geologiczny, t. 44, nr 6, 1996
- [10] Plewa M., Plewa S.: *Petrofizyka*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1992
- [11] Plewa S.: *Wyniki badań petrofizycznych własności skał*. Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, 105, Kraków 1977
- [12] Ryncarz T.: *Zarys fizyki górotworu*. Śląskie Wydawnictwo Techniczne, Katowice 1993
- [13] Środoń J.: *Minerały ilaste w procesach diagenety*. Przegląd Geologiczny, t. 44, nr 6, 1996
- [14] Twardowski K.: *Własności zbiornikowe skał miocenu w rejonie Przemysła*. Nafta, nr 2, 1974