

## Wpływ wysokich ciśnień i temperatur na charakter deformacji piaskowców ciężkowickich w testach obciążania

Artur Dziedzic<sup>1</sup>



**Influence of high pressures and temperatures on the deformation of the Ciężkowice sandstones in loading tests.** *Prz. Geol.*, 63: 295–300.

*A b s t r a c t.* The paper presents the results of loading tests conducted on samples of the Ciężkowice sandstones, hydrocarbon collectors within the Outer Carpathians, at variable pressures ( $P$ ) and temperatures ( $T$ ), by modeling orogen conditions down to about 3.5 km below the surface. The studies show that the confining pressure ( $P$ ) and temperature ( $T$ ) influence the deformation process and the destruction character in the studied rocks. Analysis of differential stress - deformation curves and the distinguished deformation phases have shown that increase of  $P$  and  $T$  causes a smaller contribution of the compaction phase, a wider range of the elastic deformation and the presence and increase of the stable cracking phase. Non-stable cracking, initiated by the threshold of absolute dilatancy,

with increase of pressure and temperature decreases its contribution in the total differential strain  $(\sigma_1 - \sigma_3)_{max}$  with 70% at atmospheric pressure and room temperature to slightly above 10% for  $P$  and  $T$  corresponding to values at the depth of 3 km below the surface. These changes influence the destruction of the rock material, which from gentle, controlled cracking at low pressures and temperatures passes into rapid, violent destruction at high  $P$  and  $T$  levels.

**Keywords:** rock deformation and cracking, dilatancy in rocks, triaxial tests, Ciężkowice sandstones



I Ogólnopolskie Sympozjum  
Geointerdyscyplinarnych  
Metod Badawczych

Prawidłowe rozpoznanie właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowych skał występujących w górotworze wymaga stosowania w badaniach geomechanicznych metod pozwalających odwzorować rzeczywiste wartości ciśnienia ( $P$ ) i temperatury ( $T$ ), które panują na danej głębokości. Konieczne jest zatem wykonywanie testów wytrzymałościowych w złożonym stanie naprężenia z użyciem komór termociśnieniowych, w których jest możliwe śledzenie etapów deformacji i ustalenie reakcji materiału skalnego na wzrastające naprężenie różnicowe ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ). Wyznaczone na tej podstawie fazy deformacji opisują przebieg odkształcenia i pęknięcia materiału skalnego oraz wskazują zakresy naprężenia odpowiadające za poszczególne etapy zmian strukturalnych skały (Kwaśniewski, 1986a, b). Analiza krzywych naprężenie-odkształcenie pozwala także ustalić istotne parametry geomechaniczne, niezbędne przy projektowaniu zabiegów inżynierskich w górotworze, których wartości zmieniają się w zależności od warunków ciśnieniowo-termicznych (Economides & Nolte, 1989; Wepfer & Christensen, 1991; Barton, 2007 za Frazer i in., 1997).

Badania takie są szczególnie istotne w ocenie właściwości skał będących kolektorami węglowodorów, ze względu na wykonywane w nich zabiegi szczelinowania hydraulicznego. Eksploatowana na obszarze polskich Karpat fliszowych ropa naftowa występuje m.in. w warstwach piaskowców ciężkowickich i dokładne rozpoznanie właściwości geomechanicznych tych skał może być szczególnie istotne. Zabiegi takie wykonywano m.in. w złożu Iwonicz-Zdrój, gdzie warstwy ciężkowickie stanowią warstwę zbiornikową, a celem było zintensyfikowanie procesu wydobywania (Majkrzak, 2013).

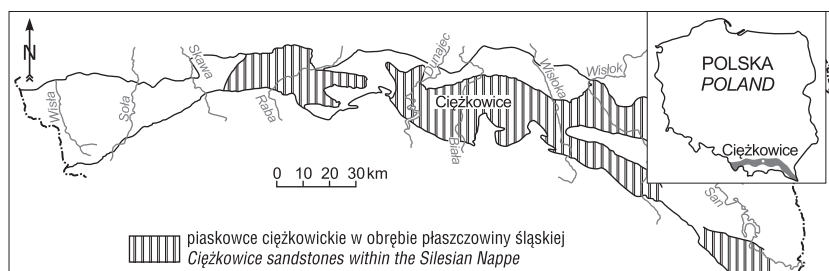
Szczelinowanie hydrauliczne jest zabiegiem zwiększającym w skale zbiornikowej objętość wolnej przestrzeni przez wytworzenie pojedynczej szczeliny bądź sieci spękań. Jego skuteczność jest w dużej mierze uwarunkowana prawidłowym rozpoznanem właściwości geomechanicznych skały złożowej i skał otaczających złożę. Istotne znaczenie mają przy tym warunki ciśnieniowo-termiczne panujące na danej głębokości w górotworze, ponieważ od nich zależy także proces deformacji i pęknięcia materiału skalnego. Występowanie pokładów złożowych w masywie skalnym na różnych głębokościach wymusza rozpoznanie tej zmienności, dlatego ważne jest, żeby badania geomechaniczne były wykonywane przy ciśnieniach i temperaturach odpowiadających warunkom rzeczywistym na danej głębokości.

Celem artykułu jest prezentacja zróżnicowania przebiegu deformacji i procesu pęknięcia piaskowców ciężkowickich w zmiennych warunkach ciśnienia i temperatury. Czynniki te wpływają na mechanizm powstawania mikroszczelin i ich propagację w strukturze materiału skalnego. Informacje o przebiegu spękań, ich zagęszczeniu i rozprzestrzenieniu mają znaczenie w poprawności i skuteczności wykonywanych zabiegów szczelinowania hydraulicznego w warstwach złożowych znajdujących się w górotworze na różnych głębokościach, ze zmianą której zmienia się ciśnienie i temperatura.

### CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁU SKALNEGO

Piaskowce ciężkowickie występują w polskich Karpatach fliszowych w jednostce śląskiej i magurskiej (Leszczyński, 1981). W płaszczowinie śląskiej obecność tych skał jest udokumentowana na większości jej obszaru. Są one uznawane za głębokowodne piaskowce masywne (Stow & Johansson, 2000) o zmiennym wykształceniu litologicznym, ławicach często przekraczających 1 m miąższo-

<sup>1</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; artur.dziedzic@uw.edu.pl.

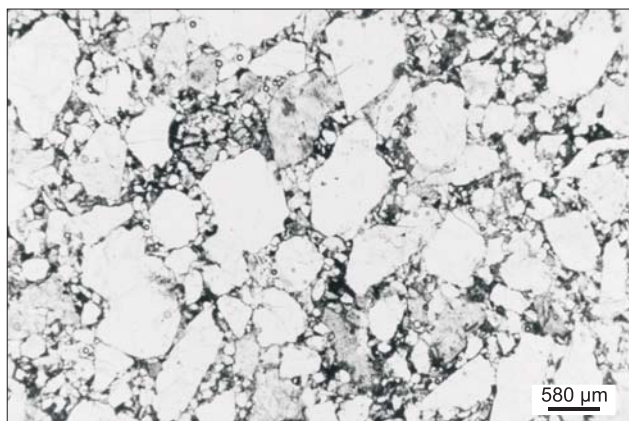


**Ryc. 1.** Rozprzestrzenienie piaskowców ciężkowickich w płaszczynie śląskiej (wg Leszczyński, 1981)

**Fig. 1.** Distribution of the Ciężkowice sandstones within the Silesian Nappe (after Leszczyński, 1981)

ści i tworzących soczewkowate ciała. Skąły te powstały w kilku cyklach sedimentacyjnych z intensywną depozycją osadów gruboklastycznych, przedzielanych okresami spokojnymi z sedimentacją pelagicznych łupków pstrych. Interpretowane są także jako osady stożka basenowego, zdeponowane w wielozestawie sekwencji niskiego stanu względnego poziomu morza (Dziadzio i in., 2006). Taka forma depozycji jest często wskazaniem kolektorskich właściwości osadu (Walker, 1978). Istotnego znaczenia nabiera w takiej sytuacji poprawne rozpoznanie właściwości fizyczno-mechanicznych skał złożowych, zmieniających się wraz z głębokością i uwarunkowanych ciśnieniem oraz temperaturą.

W przeprowadzonych testach wytrzymałościowych konwencjonalnego, trójosiowego ściskania wykorzystano materiał skalny pobrany z odsłonięcia powierzchniowego w okolicach Ciężkowic płaszczowiny śląskiej (ryc. 1). Na niewielkich odległościach w ścianie odsłonięcia jest zauważalna wyraźna zmienność facjalna osadu, słabo wysortowanego, który ma barwę jasnobrązową lub szarozółtą, a uziarnienie zmienia się od drobno- do gruboziarnistego. Badany piaskowiec pod względem genetycznym należy do klastycznych skał fliszowych, natomiast petrograficznie jest klasyfikowany jako arenit sublityczny/subarkozowy. Słabo oraz średnio obtoczone cząstki detrytyczne, wśród których podstawowym składnikiem jest kwarc, mają rozmiary od 0,06 do ponad 1 mm i są równomiernie rozmieszczone w całej masie skały (ryc. 2). W mniejszej ilości występują okruchy różnych skał kwarcowych, wulkanicznych, rzadziej węglanowych, a także ziarna częściowo przeobrażonych skaleni potasowych/plagioklazów. Wszystkie składniki detrytyczne skały są często szczelnie zlepione spoiwem żelazisto-iltystym, z lokalnie występującym spoiwem węglanowym i regeneracyjnym oraz typu masy wypełniającej.



**Ryc. 2.** Obraz mikroskopowy piaskowca ciężkowickiego  
**Fig. 2.** Microscopic image of the Ciężkowice sandstone

Piaskowce ciężkowickie są jednymi z najlepszych skał zbiornikowych w Karpatach i stanowią m.in. skałę kolektorską w złożu Osobnica, odkrytym w 1953 r. i eksploatowanym do dziś oraz w historycznym złożu Iwonicz-Zdrój, z którego nieprzerwanie od 1888 r. pozyskiwana jest ropa naftowa. Oba złoża są zlokalizowane w różnych częściach jednostki śląskiej, ale w obu z nich piaskowce ciężkowickie charakteryzują się podobnym składem petrograficznym.

W złożu Osobnica, zlokalizowanym ok. 30 km na południowy wschód od Ciężkowic występuje typowy dla jednostki śląskiej profil litologiczny, z piaskowcami ciężkowickimi przelawionymi łupkami pstrymi (Lis, 2006), a najbardziej produktywny jest III horyzont piaskowców ciężkowickich o porowatości 13% (Lis, 2006 za Masłowski i in., 1997) i, jak podaje Karnkowski (1993), o przepuszczalności 500 mD. W złożu Iwonicz-Zdrój skałą zbiornikową jest aktualnie IV piaskowiec ciężkowicki, choć początkowo ropę pozyskiwano także z III poziomu. Wykształcony jest on w postaci serii piaskowcowo-łupkowej ze zmienną zawartością części piaskowcowej, średnio- i gruboziarnistej, czasami zlepieńcowatej.

Skały te charakteryzują się gorszymi właściwościami zbiornikowymi, ich porowatość określana jest na 10–12%, a przepuszczalność na 1,5–3,0 mD (Majkrzak, 2013). Jak podają Bromowicz i in. (2001) właściwości zbiornikowe warstw złożowych są związane z ich uziarnieniem i składem mineralnym. Wyraża się to wysokim współczynnikiem korelacji porowatości efektywnej i przepuszczalności z sumą zawartości odpornych mechanicznie składników okrucowych. Znaczenie tych składników, głównie kwarcu, jest istotne w zachowaniu porowatości międzyziarnowej w procesie kompaktacji mechanicznej.

Właściwości geomechaniczne piaskowców ciężkowickich, z racji ich dużej zmienności litologicznej, są zróżnicowane zarówno w zakresie cech fizycznych, jak i mechanicznych. Informacje zawarte w Bazie Danych Geomechanicznych (Domonik i in., 2009) wskazują, że najważniejsze parametry przedstawionych tam piaskowców ciężkowickich mogą się zmieniać nawet 12-krotnie w przypadku porowatości, a ponad 4-krotnie w przypadku wytrzymałości na ściskanie. Znacznie zróżnicowane są także wartości parametrów odkształceniowych: modułu Younga i współczynnika Poissona, których zakres zmian jest odpowiednio ponad 6- i 3-krotny.

W warunkach wysokich ciśnień i temperatur piaskowce ciężkowickie ulegają znacznej kompaktacji, a zmiany gęstości na granicy dylatacji właściwej osiągają 0,5% w warunkach ściskania trójosiowego, przy 90 MPa ciśnienia osiowego (Pinińska & Dziedzic, 2011). To silne zagęszczenie ośrodka skalnego powoduje, że prędkość podłużnej fali ultradźwiękowej mierzona w trakcie badań trójosiowego ściskania zmienia się dla tej samej próbki aż 2,5 razy względem wartości rejestrowanych w warunkach ciśnienia atmosferycznego, osiągając prawie 6000 m/s w warunkach odpowiadających 1,5 km głębokości (Dziedzic & Pinińska, 2013). W zależności od wielkości ciśnienia osiowego (P) wyraźnie zmieniają się właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowe piaskowców ciężkowickich, co uwidac-

cznia się w dużej zmienności szeregu parametrów geomechanicznych (Łukaszewski, 2013).

## METODYKA BADAWCZA

Próbki piaskowca ciężkowickiego poddano testom konwencjonalnego trójosiowego ściskania w laboratorium Zakładu Geomechaniki Uniwersytetu Warszawskiego. W wyniku badań otrzymano krzywe (naprężenie różnicowe–odkształcenie) i na ich podstawie wydzielono kolejne fazy deformacji zgodnie z fenomenologicznym opisem Hallbauera i in. (1973). Badania wykonywano w zmiennych warunkach ciśnienia okólnego ( $P = \sigma_2 = \sigma_3$ ) i temperatury (T), modelując warunki panujące w górotworze do głębokości ok. 3,5 km p.p.t.

W przeprowadzonych badaniach wykorzystano prasę hydrauliczną o wysokiej sztywności MTS-815 z elektronicznym systemem sterującym Testar II, pozwalającą na ściskanie osiowe siłą do 2700 kN. Elektroniczny system kontroli badania pozwala wykonywać testy w bardzo szerokim i niemal dowolnym reżimie sterowania zmianami naprężenia i odkształcenia. Testy wytrzymałościowe prowadzono w komorze termociśnieniowej, w pełni zgodnej z układem maszyny wytrzymałościowej, która pozwala badać właściwości geomechaniczne skał w temperaturach do 200°C i w ciśnieniu okólnym do 140 MPa. Dzięki znacznym rozmiarom komory można w niej przeprowadzać testy na próbkach skalnych o średnicy do 54 mm i wysokości do 152 mm.

Głębokościową zmienność właściwości geomechanicznych piaskowców ciężkowickich oceniano, przyjmując w konwencjonalnych badaniach trójosiowego ściskania ciśnienia okólnie (P) i temperatury (T), które odpowiadały zmianom występującym w przypowierzchniowej części skorupy ziemskiej do głębokości rzędu 3,5 km p.p.t. Jako podstawę szacowania T przyjęto gradient temperaturowy wynoszący 3°C na 100 m głębokości, a P obliczano zakładając, że co 4 m głębokości ciśnienie wzrasta o 0,1 MPa. Ustalono w ten sposób siedem poziomów głębokościowych o interwałach w granicach 0,5 km (tab. 1).

W metodyce uwzględniono również badania w warunkach ciśnienia atmosferycznego, w temperaturze pokojowej, wykonując badania jednoosiowego ściskania próbek skalnych. Porównano w ten sposób wyniki uzyskane w warunkach wysokich ciśnień i temperatur z rezultatami powszechnie wykonywanych badań geomechanicznych, które stanowią często podstawę oceny właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowych skał, niejednokrotnie także przy głębokościowej charakterystyce górotworu.

Badania wykonano na 19 walcowych próbkach skalnych (tab. 1) o smukłości 2, których średnica wynosiła ok. 50 mm, wyciętych z monolitów prostopadle do uławicenia widocznego w ścianie odsłonięcia. Przed umieszczeniem próbek w komorze termociśnieniowej, każdą z nich uzbrojono w czujniki pomiaru odkształcenia osiowego i obwodowego. Bezpośrednio na powierzchni próbki została szczelnie umieszczona folia termokurczliwa, w celu zapobieżenia iniekcji skompresowanego oleju do wnętrza próbki. Olej wykorzystywano jako medium ciśnieniowe i temperaturowe w komorze, dzięki czemu w trakcie testów utrzymywano stałe ciśnienie okólnie ( $P = \sigma_2 = \sigma_3$ ) i temperaturę (T). Badania trójosiowego ściskania wykonywano z zastosowaniem klasycznych testów pojedynczego zniszczenia (Kovari

i in., 1983), a ściskanie osiowe, ze stałą prędkością odkształcenia rzędu  $10^{-5}$ /s rozpoczynano po osiągnięciu zakładanego poziomu P i T.

Rejestracja zmian naprężenia różnicowego ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) oraz odkształceń osiowych ( $\epsilon_a$ ), obwodowych ( $\epsilon_c$ ) i objętościowych ( $\epsilon_v$ ) w trakcie testów wytrzymałościowych umożliwiła przedstawienie przebiegu badania w postaci krzywych – naprężenie różnicowe do odkształcenia, na podstawie których wydzielono kolejne fazy deformacji przedkrytycznej. Zgodnie z fenomenologicznym opisem Hallbauera i in., (1973) zmiany wewnątrz materiału skalnego pod wpływem działającego naprężenia różnicowego przebiegają w pięciu głównych fazach (ryc. 3).

W początkowym etapie deformacji w fazie kompaktacji (faza 1) ma miejsce nieliniowe odkształcanie się skały i następuje zaciskanie oraz zamykanie istniejących wewnątrz mikroszczelin. Powoduje to zmniejszenie objętości próbki, a powstałe odkształcenia są tylko częściowo odwracalne. Na krzywych (naprężenie różnicowe–odkształcenie) etap ten charakteryzuje się wyraźnie zauważalnym wygięciem początkowego odcinka.

Fazę 1 kończy próg kompaktacji (próg 1/2), po którym rozpoczyna się liniowa deformacja skały, związana ze sprężystym odkształcaniem się szkieletu mineralnego (faza 2). Na krzywych deformacji faza ta uwidacznia się liniowym przebiegiem wszystkich trzech charakterystyk. W interpretacji przyjęto 5% odchylenie od liniowości odkształceń obwodowych jako wartość graniczną (próg 2/3) wyznaczającą próg mikropeknięcia, po którym następuje nieliniowy wzrost odkształceń poprzecznych, a odkształcenia osiowe utrzymują nadal swój liniowy charakter. Jest to jednocześnie początek fazy 3, w której następuje inicjacja procesu zniszczenia skały związana z początkową, wstępną propagacją istniejących wcześniej mikroszczelin, jednak objętość próbki ciągle maleje.

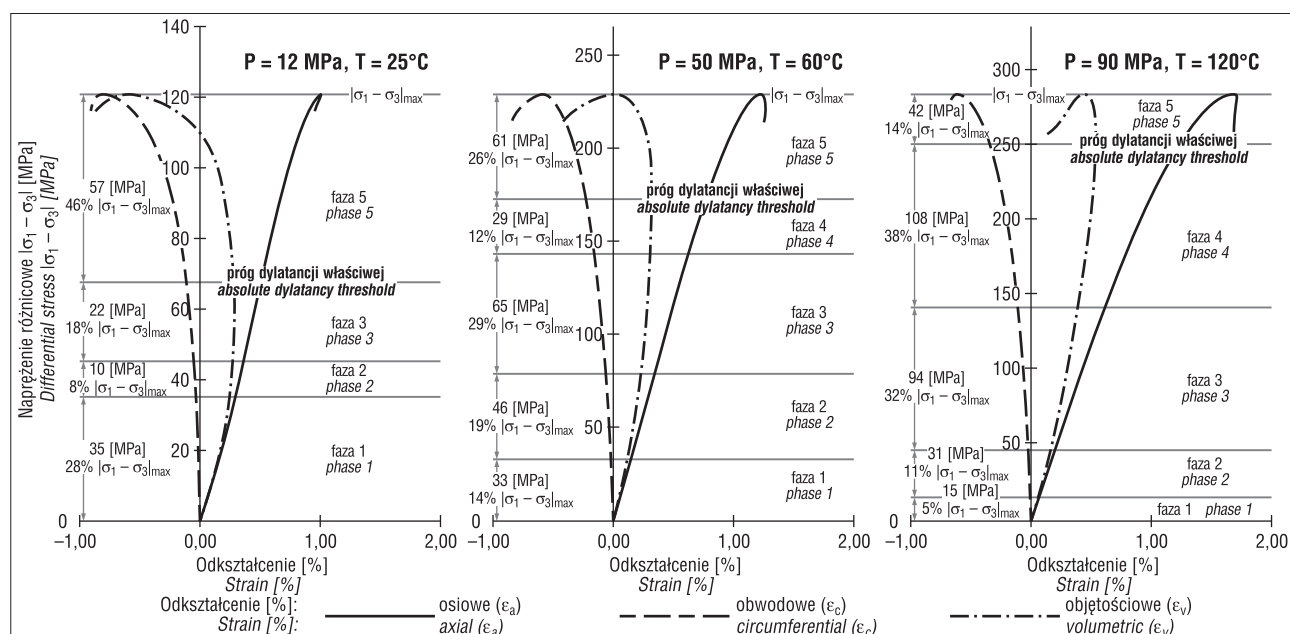
Granica fazy 3 jest próg pęknięcia stabilnego (próg 3/4) stanowiący granicę liniowości odkształceń osiowych, który w interpretacji lokalizowano przy 10% odchyleniu liniowości krzywej naprężenie różnicowe ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) – odkształcenie osiowe ( $\epsilon_a$ ). Próg ten rozdziela fazę 3 od fazy 4, gdzie wszystkie charakterystyki odkształcenia stają się nieliniowe.

**Tab. 1.** Wartości ciśnienia okólnych (P) i temperatur (T) modelujące w konwencjonalnych testach trójosiowego ściskania przyjęte poziomy głębokościowe

**Table 1.** The values of confining pressures (P) and temperatures (T) modeling the adopted depth levels in the conventional triaxial compression tests

Wariant badawczy <i>Research variant</i>	Liczba próbek <i>Number of samples</i>	Modelowana głębokość p.p.t. [km] <i>Modeled depth bgl [km]</i>	Ciśnienie okólnie (P) [MPa] <i>Confining Pressure (P) [MPa]</i>	Temperatura (T) [°C] <i>Temperature (T) [°C]</i>
1	3	0	0	22
2	3	0,5	12	25
3	2	1,0	25	30
4	3	1,5	37	45
5	2	2,0	50	60
6	2	2,5	62	75
7	2	3,0	75	90
8	2	3,5	90	120





**Ryc. 3.** Krzywe deformacji z badań trójosiowego ściskania w różnych warunkach ciśnienia okólnego (P) i temperatury (T) z zaznaczonymi fazami deformacji

**Fig. 3.** The deformation curves from the triaxial compression tests under differential confining pressure (P) and temperature (T) with marked phases of deformation

we, co wskazuje na zaawansowany proces stabilnej propagacji spękań.

Maksimum odkształceń objętościowych wyznacza próg dylatacji właściwej (makropęknięcia, próg 4/5), zaznaczający się wyraźną nieliniowością przebiegu krzywych deformacji. Rozpoczyna on fazę 5, w której następuje niestabilny rozwój spękań, doprowadzający w konsekwencji do zniszczenia i utraty stabilności struktury próbki skalnej.

## REZULTATY BADAŃ

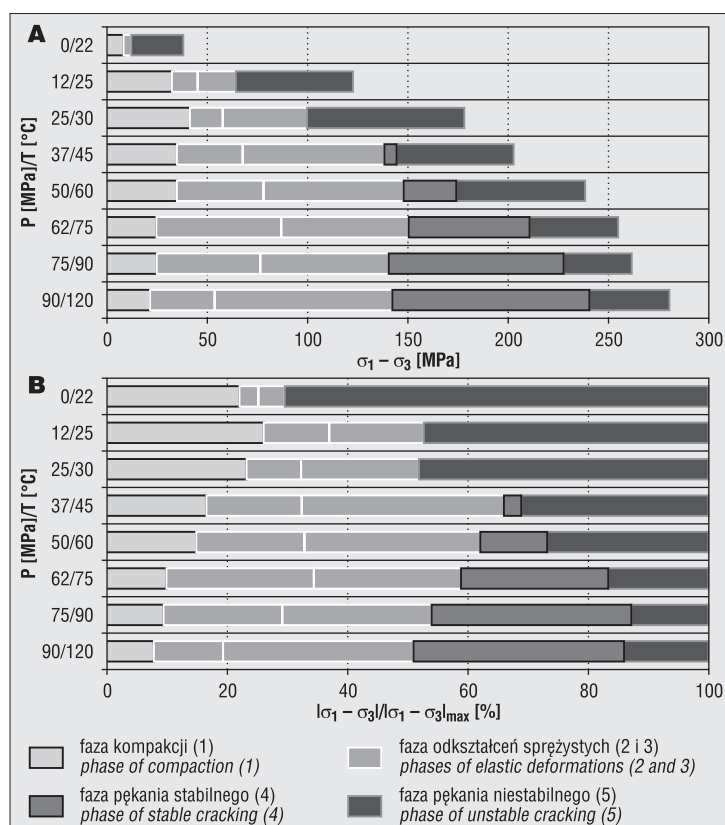
W warunkach ciśnienia atmosferycznego, w stanie powietrznosuchym, badane piaskowce ciężkowickie osiągają średnio 38 MPa wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie. Przy ciśnieniu okólnym wytrzymałość tych skał wzrasta do ponad 120 MPa już przy  $P = 12$  MPa i sukcesywnie się zwiększa, średnio do 280 MPa przy najwyższych stosowanych ciśnieniach i temperaturach ( $P = 90$  MPa i  $T = 120^{\circ}\text{C}$ ). Ten obserwowany w badaniach wzrost wytrzymałości na ściskanie jest związany także ze zmieniającymi się zakresami naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) w kolejnych fazach deformacji przedkrytycznej (ryc. 4).

Początek zaawansowanego pęknięcia, interpretowany na krzywych naprężenie–odkształcenie jako górne ograniczenie fazy liniowości odkształceń osiowych (faza 3), począwszy od warunków odpowiadających głębokości 1,5 km p.p.t. ( $P = 37$  MPa,  $T = 45^{\circ}\text{C}$ ) do modelowanej głębokości 3,5 km p.p.t., występuje przy ok. 150 MPa naprężenia różnicowego. Ten stały poziom  $|\sigma_1 - \sigma_3|$  na progu fazy 3 może wskazywać na istnienie ograniczonej odkształcalności szkieletu mineralnego, niezależnej od wzrastających P i T. Na krzywych deformacji pojawia się faza pęknięcia stabilnego (faza 4), nie rejestrowana przy mniejszych wartościach ciśnienia okólnego i temperatury. Sukcesywnie zwiększa ona swój udział w całości naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\text{max}}$ ), aż do największej modelowanej głębo-

kości 3,5 km p.p.t. W tych warunkach faza 4 obejmuje średnio 100 MPa, co odpowiada ok. 35% całości  $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\text{max}}$ .

Występowanie fazy pęknięcia stabilnego jest związane z pękaniem bardziej wytrzymałego detrytus mineralnego, głównie ziaren kwarcu oraz litoklastów. W warunkach odpowiadających mniejszym głębokościom ziarna te relokowały się wzdłuż powierzchni spękań w spoiwie, natomiast po osiągnięciu naprężenia różnicowego rzędu 150 MPa inicjują się w nich mikroszczeliny. Ciśnienie okólne powyżej 40 MPa ogranicza przypuszczalnie rozwój spękań spoiwa i zmniejsza się tym samym tempo odkształceń obwodowych ( $\epsilon_c$ ). Jednocześnie intensyfikuje się kompaktacja, powstrzymana wcześniej wytrzymałością ziaren. Na krzywych deformacji jest to widoczne przez zwiększający się zakres odkształceń osiowych ( $\epsilon_a$ ) powodujących ciągle zmniejszanie objętości próbki. Dalszy wzrost naprężenia różnicowego wymusza pęknięcie ziaren i w pierwszej kolejności inicjują się spękania na krawędziach ziaren większych i słabszych, a po ich zniszczeniu strefy naprężeń przenoszą się na ziarna o mniejszych rozmiarach. Ciągły przyrost naprężenia różnicowego sukcesywnie wywołuje pęknięcie szkieletu mineralnego, aż do jego znacznej defragmentacji. Zostaje osiągnięta granica dylatacji właściwej ( $\sigma_{TD}$ ) i stosunkowo szybko następuje trwałe i ostateczne zniszczenie struktury skały wzdłuż pojedynczej powierzchni pęknięcia.

Przy niższych wartościach ciśnienia okólnego (P) i temperatury (T) pęknięcie ma charakter bardziej stabilny, uwiadczenia się na krzywych deformacji szybszym wzrostem objętości próbki i wystąpieniem dylatacji właściwej przy mniejszych wartościach naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{TD}$ ). Jest to przede wszystkim efekt pęknięcia słabszego spoiwa, co powoduje lokalną przebudowę struktury i wzajemne przemieszczanie się ziaren mineralnych wzdłuż powstających powierzchni poślizgu. Rozwój mikrospeknię w spoiwie jest stosunkowo wolny i trwa aż do ostatecznego, całkowitego zniszczenia.



**Ryc. 4.** Średnie wartości naprężeń różnicowych ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) na granicach faz deformacji dla kolejnych poziomów głębokościowych: **A** – wartości bezwzględne w MPa, **B** – procentowy udział zakresu naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) w poszczególnych fazach odniesiony do maksymalnego naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ )

**Fig. 4.** Average values of differential stress ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) on the threshold of deformation phases for successive levels of depth: **A** – absolute values in MPa, **B** – percentage of the range of differential stress ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) in the individual phases as related to the maximum differential stress ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ )

W warunkach jednoosiowego ściskania faza niestabilnego pęknięcia (faza 5) obejmuje prawie 30 MPa przyrostu naprężenia, co odpowiada aż 70% całości naprężenia niszczonego  $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ . Tak duży udział fazy 5 świadczy o strukturze skały podatnej na pęknięcie, ale jednocześnie zniszczenie materiału nie następuje w sposób szybki i gwałtowny. W przestrzeni międzyziarnowej pojawiają się liczne nieciągłości o charakterze lokalnym, łączące się stopniowo w bardziej rozległe mikroszczeliny. Niewielki wzrost ciśnienia okólnego ( $P$ ), w tym wypadku do 12 MPa, zmniejsza jednak znacząco udział fazy pęknięcia niestabilnego do ok. 50% maksymalnej wartości naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ ) i ta tendencja spadkowa jest kontynuowana przy dalszym wzroście  $P$  i  $T$ .

Zmiany warunków ciśnieniowo-termicznych wpływają również na różnicowanie wcześniejszych etapów deformacji przedkrytycznej. Wraz ze wzrostem  $P$  i  $T$  zmniejsza się zakres naprężenia różnicowego wywołującego kompaktację w fazie 1, ponieważ proces ten zachodzi w coraz większym zakresie na etapie przyrostu ciśnienia okólnego w komorze przed rozpoczęciem ściskania osiowego. Niemniej jednak wartości  $|\sigma_1 - \sigma_3|$  na etapie kompaktacji w fazie 1 są w przypadku badanych skał i tak dość znaczące, dochodząc w warunkach najmniejszych ciśnień i temperatur średnio do 40 MPa, a następnie zmniejszają się wraz ze wzrostem modelowanej głębokości do ok. 20 MPa w warunkach

kach odpowiadających 3,5 km p.p.t. Konsekwentnie zmniejsza się również udział tej fazy w całości maksymalnego naprężenia różnicowego z ok. 25% do prawie 10%  $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ .

W warunkach ściskania jednoosiowego przy ciśnieniu atmosferycznym, udział fazy kompaktacji jest zbliżony do obserwowanego przy najniższych stosowanych ciśnieniach okólnych:  $P = 12$  i  $25$  MPa. Jednak w testach jednoosiowych bardzo szybko następuje przejście od kompaktacji (faza 1) do fazy pęknięcia niestabilnego (faza 5). Brak ciśnienia okólnego wyraźnie sprzyja propagacji spękań, co ogranicza zakres odkształceń szkieletu ziarnowego. Istotne jest, że już przy  $P = 12$  MPa fazy 2 i 3 obejmują ponad 30 MPa  $|\sigma_1 - \sigma_3|$ , co odpowiada prawie 25% udziałowi odkształceń szkieletu w całości naprężenia różnicowego. W warunkach modelowanej głębokości 1,5 km p.p.t. zakres przyrostu naprężenia różnicowego w obu fazach odkształceniowych przekracza średnio 100 MPa, czyli ponad 50%  $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$  i stopniowo się zmniejsza w warunkach większych głębokości, ale w niewielkim zakresie.

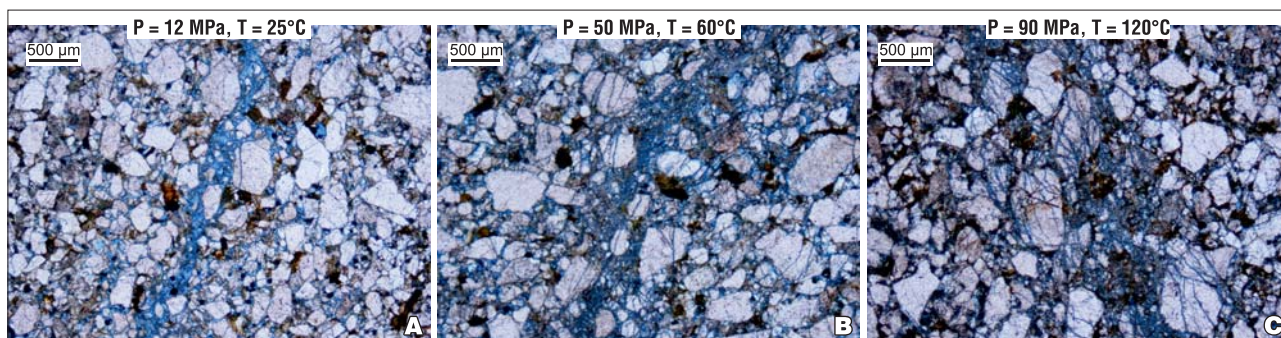
Odzwierciedleniem tych zróżnicowanych procesów pęknięcia są, widoczne w obrazach mikroskopowych puste przestrzenie w strukturze materiału, których rozprzestrzenienie zmienia się w zależności od warunków ciśnieniowo-termicznych (ryc. 5). W przypadku zniszczenia przy niższych wartościach  $P$  i  $T$  mikrospeknięcia występują bardzo licznie, przede wszystkim w strefach międzyziarnowych (ryc. 5a), nawet w dalszej odległości od głównej powierzchni zniszczenia. Wzrost ciśnienia i temperatury powoduje ograniczenie zasięgu rozprzestrzenienia się mikroszczelin w spoiwie. Zwiększa się natomiast ich obecność w ziarnach mineralnych (ryc. 5b) i w najbardziej skrajnych warunkach ciśnieniowo-termicznych tworzą one sieć licznych, ukierunkowanych spękań o ograniczonym przestrzennie rozmieszczeniu, koncentrując się w pobliżu głównej szczeliny zniszczeniowej (ryc. 5c).

## PODSUMOWANIE

Dla poprawienia efektywności wydobywania złóż z pokładów roponośnych często wykonuje się zabiegi szczelinowania, których celem jest zwiększenie porowatości skały i udrożnienie jej struktury. Opisywane piaskowce ciężkowiekie z Karpat fliszowych są kolektorami węglowodorów, np. w złożach Osobnica i Iwonicz-Zdrój, gdzie najbardziej produktywne warstwy występują na głębokościach od 600 do ponad 800 m p.p.t. Z przeprowadzonych badań geomechanicznych wynika, że proces pęknięcia piaskowców ciężkowiekich jest w dużej mierze zależny od warunków ciśnieniowo-termicznych, którymi w przyjętej metodycie modelowano kilka poziomów głębokości, od odpowiadających warunkom powierzchniowym, do ok. 3,5 km p.p.t.

Przy niskich wartościach ciśnienia okólnego i temperatury proces pęknięcia jest związany głównie z rozwojem mikroszczelin w żelazisto-ilastym spoiwie otaczającym ziarna mineralne. Ma on charakter spokojnej propagacji drobnych uszkodzeń, których część stopniowo wraz ze wzrostem naprężenia różnicowego łączy się w większe struktury o charakterze integranularnym, aż do powstania pojedynczej, głównej szczeliny i trwałej utraty wytrzy-





Ryc. 5. Obrazy mikroskopowe stref pęknięć w próbkach po testach trójosiowego ściskania w różnych warunkach ciśnienia (P) i temperatury (T); A: P = 12 MPa, T = 25°C; B: P = 50 MPa, T = 60°C; C: P = 90 MPa, T = 120°C

Fig. 5. Microscopic images of the cracking zones after the triaxial tests in at different confining pressures (P) and temperature (T); A: P = 12 MPa, T = 25°C; B: P = 50 MPa, T = 60°C; C: P = 90 MPa, T = 120°C

małości. Do modelowanej głębokości rzędu 1,5 km w procesie tym nie dochodzi do większej liczby uszkodzeń ziaren mineralnych, w szczególności bardziej wytrzymałych ziaren kwarcu i w analizie krzywych (naprężenie–odkształcenie) obserwuje się jedynie fazę pęknięcia niestabilnego (faza 5), zainicjowaną progiem dylatacji właściwej.

Pęknięcie stabilne (faza 4) – bezpośrednio poprzedzające próg dylatacji właściwej – pojawia się dopiero przy ciśnieniu okólnym  $P = 37$  MPa i temperaturze  $T = 45^\circ\text{C}$ , najpierw w bardzo niewielkim zakresie, a wraz ze wzrostem P i T zwiększa swoją obecność w całości maksymalnego naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|_{\max}$ ). Faza pęknięcia stabilnego (faza 4) w badanych próbkach piaskowców ciężkowickich jest związana z pękaniem ziaren mineralnych, które inicjuje się przy wartości naprężenia różnicowego ( $|\sigma_1 - \sigma_3|$ ) ok. 150 MPa. Wartość tę można traktować jako granicę wytrzymałości szkieletu ziarnowego piaskowców ciężkowickich na ukierunkowane naprężenie, ponieważ bez względu na poziom ciśnienia okólnego w komorze badawczej, występuje ona na wszystkich modelowanych poziomach głębokościowych powyżej 1,5 km p.p.t. Zmienia się jednak przedział naprężenia różnicowego w fazie 4, co należy utożsamiać z frakcyjnie uwarunkowaną inicjacją pęknięcia okruchów kwarcu, które w pierwszej kolejności pojawiają w ziarnach większych, stopniowo obejmując także ziarna o mniejszej wielkości.

W pracy zaprezentowano wyniki badań prowadzonych w Zakładzie Geomechaniki UW w latach 2007–2010 i finansowanych ze środków na naukę jako projekt rozwojowy.

Autor składa podziękowania Recenzentowi za poświęcony czas i trud przy wprowadzaniu korekt oraz jest wdzięczny za wszelkie uwagi merytoryczne i redakcyjne.

## LITERATURA

- BARTON N. 2007 – Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy. Taylor & Francis, London.
- BROMOWICZ J., GÓRNIAK K., PRZYSTAŚ G. & REMBIŚ M. 2001 – Wyniki badań petrograficznych typowych litofacji zbiornikowych fliszu karpackiego. Pol. J. Min. Res., 4: 31–76.
- DOMONIK A., DZIEDZIC A., JARZĄBKIEWICZ A., ŁUKASIAK D., ŁUKASZEWSKI P. & PINIŃSKA J. 2009 – Zintegrowany system gromadzenia, przetwarzania i wizualizacji danych geomechanicznych – Baza Danych Geomechanicznych. Górn. i Geoinż., Kwart. AGH, 33 (1): 113–123.
- DZIADZIO P.S., ENFIELD M.A., WATKINSON M.P. & PORĘBSKI S.J. 2006 – The Ciężkowice Sandstone: Examples of Basin-Floor Fan-stacking Patterns from the Main (Upper Paleocene to Eocene) Reservoir in the Polish Carpathians. AAPG Memoir, 84: 477–496.
- DZIEDZIC, A. & PINIŃSKA, J. 2013 – The elastic wave velocity in rocks under triaxial stress at high pressure and temperature. [W:] Kwaśniewski M. & Łydźba D. (red.) Rock Mechanics for Resources, Energy and Environment. CRC Press/Balkema, Leiden: 255–260.
- ECONOMIDES M.J. & NOLTE K.G. (red.), 1989 – Reservoir Stimulation. Schlumberger, Educational Services, Houston.
- FRAZER L. N., SUN X. & WILKENS R.H. 1997 – Changes in attenuation with depth in an ocean carbonate section: Ocean Drilling Program sites 806 and 807, Ontong Java Plateau. J. Geophys. Res., 102 (B2): 2983–2997.
- HALLBAUER D.K., WAGNER H. & COOK N.G.W. 1973 – Some observations concerning the microscopic and mechanical behaviour of quartzite specimens in stiff, triaxial compression tests. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 10: 713–726.
- KARNKOWSKI P. 1993 – Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. T. 2. Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. Tow. Geosynopt. GEOS AGH, Kraków.
- KOVARI K., TISA A., EINSTEIN H.H. & FRANKLIN J.A. 1983 – Suggested methods for determining the strength of rock materials in triaxial compression: revised version. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 20: 285–290
- KWAŚNIEWSKI M. 1986a – Dylatacja jako zwiastun zniszczenia skały. Cz. I. Fizykalna istota zjawiska dylatacji. Prz. Górn., 42 (2): 42–49.
- KWAŚNIEWSKI M. 1986b – Dylatacja jako zwiastun zniszczenia skały. Cz. II. Mechanizm zjawisk poprzedzających zniszczenie. Prz. Górn., 42 (6): 184–190.
- LESZCZYŃSKI S. 1981 – Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: Studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 51: 436–487.
- LIS P. 2006 – Zasoby ropy naftowej w III piaskowcu ciężkowickim w złożu Osobnica (jednostka śląska, polskie Karpaty zewnętrzne) – uwarunkowania sedimentologiczne. Prz. Geol., 54 (7): 597–604.
- ŁUKASZEWSKI P. 2013 – Odkształcalność piaskowców fliszowych w złożonym stanie naprężenia. Wyd. UW, Warszawa.
- MAJKRZAK M. 2013 – Zastosowanie analizy krzywych spadku wydobywania do oceny wielkości współczynnika szczypania złoża węglowodorów na przykładzie złoża Iwonicz-Zdrój. Nafta-Gaz, 11: 821–828.
- MASŁOWSKI E., DZIADZIO P., KUK S. & PROBUŁSKI J. 1997 – Analiza geologiczno-złożowa struktury Osobnica. Arch. PGNiG S.A.
- PINIŃSKA J. & DZIEDZIC A. 2011 – Volume density and longitudinal wave velocity changes of the Ciężkowice and Krosno flysch sandstones under high pressure and temperature in the triaxial test condition. Arch. Civ. Eng., 57 (1): 73–85.
- STOW A.V. & JOHANSSON M. 2000 – Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. Mar. Petrol. Geol., 17: 145–174.
- WALKER R.G. 1978 – Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. AAPG Bull., 62: 932–966.
- WEPFER W.W. & CHRISTENSEN N.I. 1991 – A seismic velocity-confining pressure relation, with applications. Technical note. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 28 (5): 451–456.

Praca wpłynęła do redakcji 16.06.2014 r.  
Akceptowano do druku 6.03.2015 r.