

ZMIANY PRĘDKOŚCI PODŁUŻNEJ FALI ULTRADŹWIĘKOWEJ PODCZAS ŚCISKANIA OSIOWEGO W WARUNKACH WYSOKICH CIŚNIEŃ I TEMPERATUR W WYBRANYCH RODZAJACH SKAŁ

CHANGES OF LONGITUDINAL ULTRASONIC WAVE VELOCITY DURING AXIAL COMPRESSION UNDER CONDITIONS OF HIGH PRESSURES AND TEMPERATURES IN THE SELECTED TYPES OF ROCKS

ARTUR DZIEDZIC¹, JOANNA PINIŃSKA¹

Abstrakt. W artykule przedstawiono wyniki badań zmian prędkości podłużnej fali ultradźwiękowej w zmiennych warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury podczas wykonywania testów trójosiowego ściskania w komorze termociśnieniowej. Badania przeprowadzono na 6 rodzajach skał o różnej genezie, symulując w laboratorium 8 poziomów głębokościowych, od warunków powierzchniowych do głębokości ok. 3,5 km. Wyniki badań wskazują, że wraz z modelowanymi warunkami głębokościowymi zmieniała się prędkość propagacji ultradźwiękowej fali podłużnej, mierzonej w kierunku zgodnym z naprężeniem głównym. W zależności od litologii zmiany te są zróżnicowane: od kilku procent w bazaltach sudeckich do ponad 200% we fliszowych, słabo zdiagenezowanych piaskowcach ciężkowickich. Zbliżone prędkości fali rejestrowane w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury w znacząco odmiennych litologicznie skałach mogą utrudniać tym samym jednoznaczne ustalanie granic geologicznych na podstawie badań geofizycznych, w których fale sprężyste stanowią narzędzie analizy budowy wglębnej litosfery. Z badań wynika również, że większy przyrost prędkości propagacji fali zachodzi w trakcie wzrostu ciśnienia okólnego w komorze (etap I) niż w trakcie osiowego ściskania w ustabilizowanych warunkach ciśnienia i temperatury (etap II). Prowadzona równolegle analiza deformacji przedkrytycznej wykazała też, że maksymalna prędkość fali nie zawsze występuje na tym samym poziomie naprężenia, co ustalony w jej wyniku próg makrodylatacji. Obserwacja ta dowodzi, że prędkość fali sprężystej nie zależy wyłącznie od stanu kompaktacji ośrodka skalnego, ale również od jego stopnia spękania i fazy deformacji, w jakiej się on znajduje.

Słowa kluczowe: prędkość fali, ultradźwięki, geofizyka, trójosiowe ściskanie, odkształcalność skał.

Abstract. The article presents the research results on changes in longitudinal ultrasonic wave velocity under variable conditions of high pressure and temperature during triaxial compression conditions in thermo-pressurized chamber. The study was conducted on 6 varieties of rocks of different lithological origin in a laboratory simulated 8 levels of depth, from the surface to approximately 3.5 km depth. The results have shown that, with the modeled depth longitudinal wave propagation, the velocity changes depend on the lithology of the rock. The changes are varied: from a few percents in basalts from the Sudetes to over 200% in the flysch Ciężkowice sandstones, but the changes according the depth are irregular. It has observed that under high pressure and temperature, the similar wave velocity can be recorded in significantly different rocks. Therefore the setting of clear boundaries based on geological and geophysical surveys, in which elastic waves are a tool to analyze geological structure of the lithosphere will have to be interpreted very carefully. The research also has shown that the dominant growth rate of the wave velocity occurs during the compaction under unstable loading and temperature conditions (stage I) rather than during axial compression in the stable conditions (stage II). Conducted parallel analysis of deformation paths and the longitudinal waves changes under the loading, also have shown that the maximum speed of the wave does not always occur at the same stress level as determined on the deformation curve at the threshold of macrodilatancy. This observation proves that the elastic wave velocity depends not only on the compaction of the rock, but also on very complex rock structure reconstruction under deformation process. Under high load and temperature in each rock body different, heterogenous distribution of a stress-field within the polymineral rocks and in a single mineral is created. The degree of cracking at the deformation phases is also different.

Key words: wave velocity, ultrasound, geophysics, triaxial compressive strength, deformability of rocks.

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; artur.dziedzic@uw.edu.pl; joanna.pininska@uw.edu.pl

WSTĘP

W rozpoznawaniu budowy wglębnej litosfery wykorzystywane są w szerokim zakresie metody geofizyczne, w których rejestracja zmian prędkości fal w ośrodkach skalnych jest narzędziem umożliwiającym ustalanie granic litologiczno-strukturalnych, szczególnie w profilu geologicznym. Jednakże wraz z rosnącą głębokością zmieniają się ciśnienie i temperatura panujące w górotworze, a to z kolei implikuje zmianę właściwości fizyczno-mechanicznych ośrodków skalnych, w tym także właściwości sprężystych. Istotną jest więc informacja, jak przebiegają trendy tych zmian, w jakim stopniu są one uwarunkowane głębokością, a w jakim litologią. W warunkach *in situ* ustalenie tych zależności jest trudne, posiłkować się trzeba zatem odpowiednimi metodami laboratoryjnymi. Modelowanie warunków panujących na różnych głębokościach wymusza więc stosowanie w praktyce badawczej komór termociśnieniowych.

Laboratorium Zakładu Geomechaniki UW dysponuje stanowiskiem do badań trójosiowego ściskania w komorze wysokociśnieniowej z dodatkowym, równoczesnym pomiarem prędkości ultradźwiękowej fali podłużnej (V_p) na całej ścieżce obciążenia (Dziedzic, Łukaszewski, 2010). Aparatura zintegrowana z elektronicznym systemem sterująco-rejestrującym prasy sztywnej MTS-815 umożliwia symultaniczny zapis pomiarów prędkości fali z dużą dokładnością w relacji

do wzrastającego naprężenia. Rejestracja przebiegu ścieżek deformacji osiowych, obwodowych i objętościowych wraz ze ścieżką zmian wartości V_p pozwala ustalić relacje między zmianami cech sprężystych oraz prędkością fali na istotnych progach deformacji, ze szczególnym uwzględnieniem tzw. progu makrodylatacji, wskazującego na trwałe i nieodwracalne uszkodzenia strukturalne ośrodka skalnego (Pinińska, Dziedzic, 2010).

Wykorzystując opisywane stanowisko badawcze przeprowadzono analizę zmian prędkości fali podłużnej (V_p) dla 6 odmiennych litogenetycznie skał:

- osadowe okruchowe: piaskowce ciężkowickie i krośnieńskie z obszaru Karpat fliszowych,
- osadowe – siarczanowe i węglanowe: anhydryty i dolomity z monokliny przedsudeckiej,
- magmowe – bazalty i granity z Sudetów.

Badania prowadzono przy ciśnieniu (P) i temperaturze (T) symulujących 8 poziomów głębokościowych – od warunków powierzchniowych do głębokości ok. 3,5 km, w 500 m interwałach. W badaniach wyróżniono dwa główne etapy: I – wzrost ciśnienia (P) i temperatury (T) aż do osiągnięcia zakładanych wartości, II – ściskanie osiowe w ustabilizowanych warunkach ciśnienia i temperatury.

PRZEBIEG ZMIAN PRĘDKOŚCI FALI PODŁUŻNEJ W MIARĘ ROSNĄCEGO NAPRĘŻENIA

Ścieżki przebiegu prędkości fali podłużnej (V_p) były monitorowane w pełnym zakresie stosowanej symulacji: ciśnienie ogólne $P = \sigma_2 = \sigma_3$ wzrastające od 0 do 90 MPa, temperatura T wzrastająca od temperatury pokojowej (22–25°C) do 120°C. W etapie I (warunki niestabilnego P i T) prędkość fali rośnie monotonicznie, aż do osiągnięcia zakładanego poziomu ciśnienia i temperatury. W etapie II (stabilne P i T oraz wzrastające naprężenie dewiatorowe) prędkość fali uzyskuje swoje maksimum (V_{pmax}) przy pewnej, granicznej wartości naprężenia. Po jej przekroczeniu następuje tłumienie fali związane z pojawieniem się szczelin i z coraz bardziej zaawansowaną destrukcją materiału. Stan naprężenia, przy którym prędkość fali jest maksymalna, nie zawsze jest równoczesny z osiągnięciem progu makrodylatacji rejestrowanym na krzywych deformacji i nie jest w ten sposób jego jednoznacznym wskaźnikiem. Zależnie od rodzaju skały oraz stanu naprężenia i temperatury, maksymalny wzrost prędkości fali bądź poprzedza wystąpienie progu makrodylatacji (fig. 1a), bądź jest w stosunku do niego opóźniony (fig. 1b). Wydaje się zatem, że pomiary prędkości są bardziej czułym narzędziem rejestrującym początek destrukcji w postaci mikrospekkań lub wtórne upakowanie spekanych ziaren mineralnych niż ekstensometryczne pomiary odkształceń.

Szczegółowe analizy wykazują, że główny przyrost prędkości fali (ΔV_p) zachodzi w etapie I, w czasie wzrostu ciśnienia (P) i temperatury (T), czyli związany jest z kompaktacją materiału skalnego (fig. 2). W etapie tym ma miejsce przeciętnie 60–80% wzrostu prędkości, chociaż w zależności od lokalnych warunków P i T spotyka się także wartości niższe. Na ogół większa głębokość symulowana wyższymi wartościami P i T generuje większy przyrost prędkości, lecz niekiedy spotyka się lokalne maksima (np. w anhydrytach i dolomitach) w warunkach odpowiadających głębokości około 2000–2500 m. Zatem wzrost ΔV_p wraz z głębokością nie przebiega liniowo. W bazaltach już w etapie I ujawnia się wpływ pęknięcia i występuje trend odwrotny, gdyż od głębokości 500 m obserwuje się stopniowy, aczkolwiek nieregularny, spadek przyrostu prędkości i coraz mniejszy udział tego etapu w całości zmian V_p .

Zmiany prędkości fali w etapie II przebiegają z różną dynamiką, zależną od fazy deformacji skały. W rozważanych warunkach trójosiowego ściskania główny wzrost prędkości rejestruje się głównie w fazie kompaktacji oraz w fazie odkształceń sprężystych. Jednak od symulowanych warunków głębokościowych powyżej 1500 m w większości skał prędkość fali ultradźwiękowej, wskutek kompensacji naprężeń

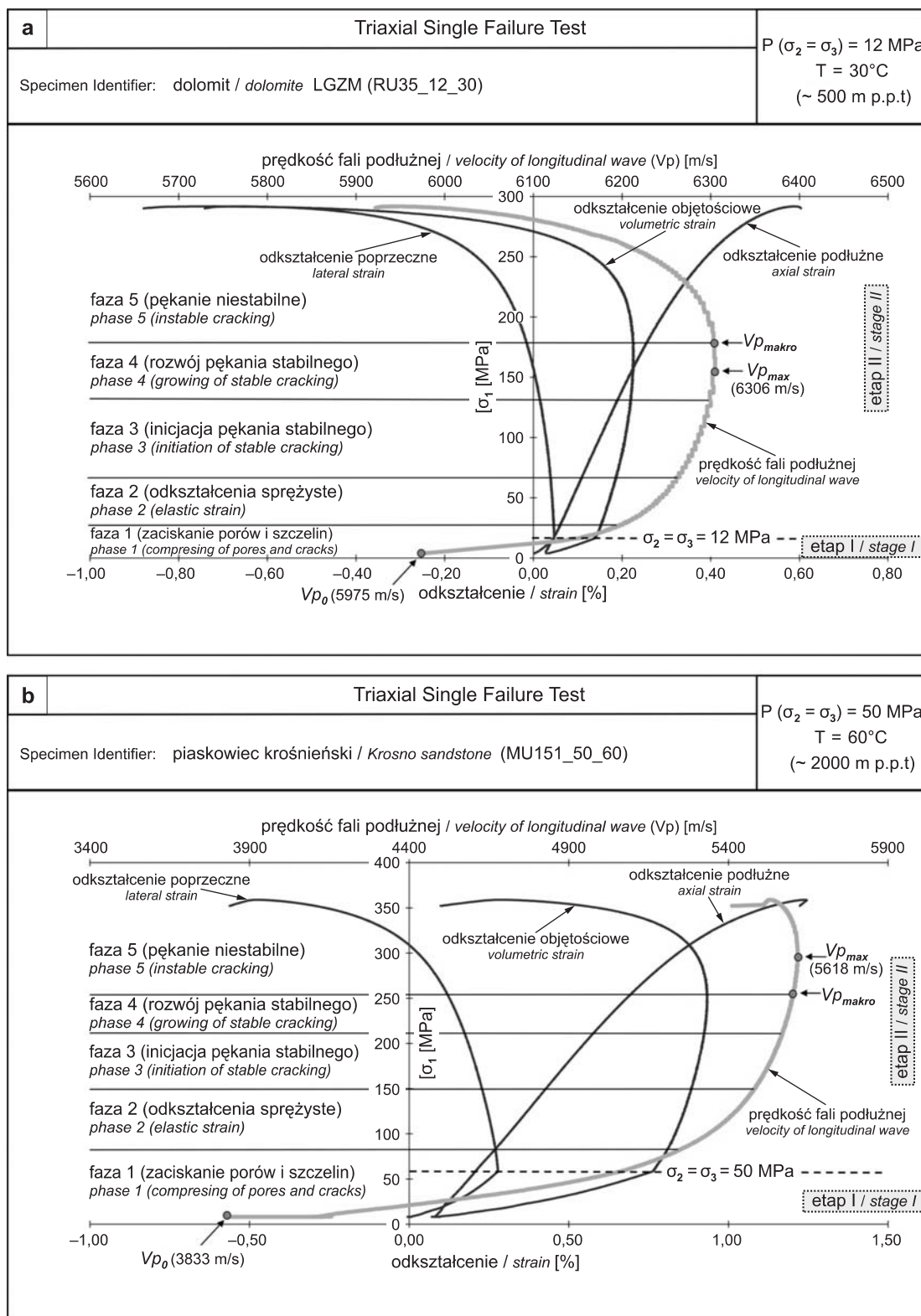


Fig. 1. Przykłady charakterystyk deformacji i ścieżek zmian prędkości fali podłużnej w warunkach rosnącego naprężenia, wskazujące różną relację prędkości maksymalnej (V_{pmax}) do prędkości mierzonej na progu makrodylatancji (V_{pmax}): **a** – tłumienie fali przed progiem makrodylatancji w dolomicie, próbka RU35, **b** – wzrost prędkości na progu makrodylatancji w piaskowcu krośnieńskim, próbka MU151

Examples of characteristics of deformations and paths of changes velocity of longitudinal waves under load showing various relation of maximum velocity (V_{pmax}) to the velocity on the macrodilatacy threshold of (V_{pmax}): **a** — attenuation of wave under threshold of macrodilatacy in dolomite, sample RU35, **b** — increase in wave velocity on threshold macrodilatacy in Krosno sandstone, sample MU151

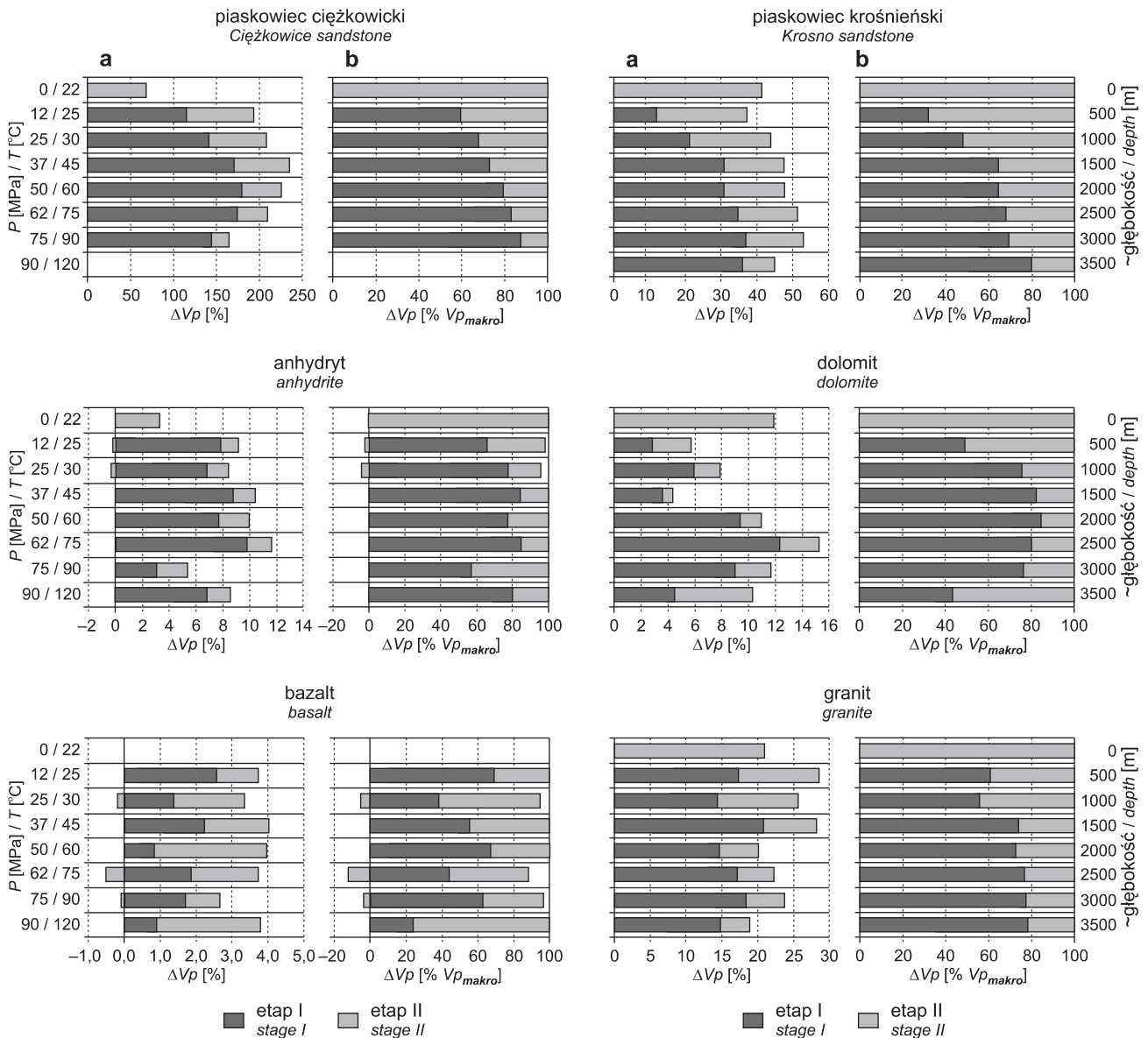


Fig. 2. Diagramy zmian średnich wartości prędkości fali podłużnej w I i II etapie badań w poszczególnych rodzajach skał: a – przyrosty ΔV_p , b – procentowy udział etapu I i II w całości zmian prędkości

Diagrams of changes of average values of longitudinal wave velocity in stage I and stage II in different rocks:

a – increases ΔV_p , b – percentage of stage I and II in the total velocity changes

wewnętrznych i zewnętrznych, wzrasta również w fazie pękania stabilnego (fig. 3).

Na tym tle nietypowe zachowanie wykazują anhydryty i bazalty. W anhydrytach, przy relatywnie niskich naprężeniach odpowiadających symulowanej głębokości 500–1000 m, rozluźnienie struktury w fazie makropęknięcia wywołuje tłumienie i spadek prędkości fali (ΔV_p przyjmuje wartości ujemne). Brak jest w tym przypadku kompensacji naprężeń, wskutek której zjawisko to zanika na większych głębokościach. W bazaltach podobne efekty pojawiają się na dużej głębokości, przy wysokich naprężeniach odpowiadających 2000–3000 m, ale w warunkach maksymalnego stosowanego ciśnienia (P) i temperatury (T) zanikają. Stąd w fazie makropęknięcia na głębokości 3500 m w bazaltach prędkość fali także przyrasta.

W anhydrytach i bazaltach występuje więc bardzo wyraźny związek zmian prędkości fali podłużnej z procesami rozluźniania i zagęszczania struktury ośrodka skalnego. Zjawiska podobne, lecz na mniejszą skalę, pojawiają się lokalnie w innych odmianach badanych skał, gdyż każdą z nich cechuje właściwy, krytyczny stan naprężenia i odkształcenia, powodujący tłumienie fali. Takemura i Oda (2004) w granicy z Inada obserwowali spadek prędkości fali, gdy naprężenie dewiatorowe osiągało 50% wartości maksymalnej. W granitach ze Strzelina, badanych w bardzo różnych warunkach stanu naprężenia i odkształcenia, nie stwierdzono jednak bezpośredniego związku wzrostu prędkości fali ze wzrostem wartości naprężenia dewiatorowego. Ogólne zmniejszenie przyrostu ΔV_p wraz ze wzrostem P i T wskazuje jednak, że

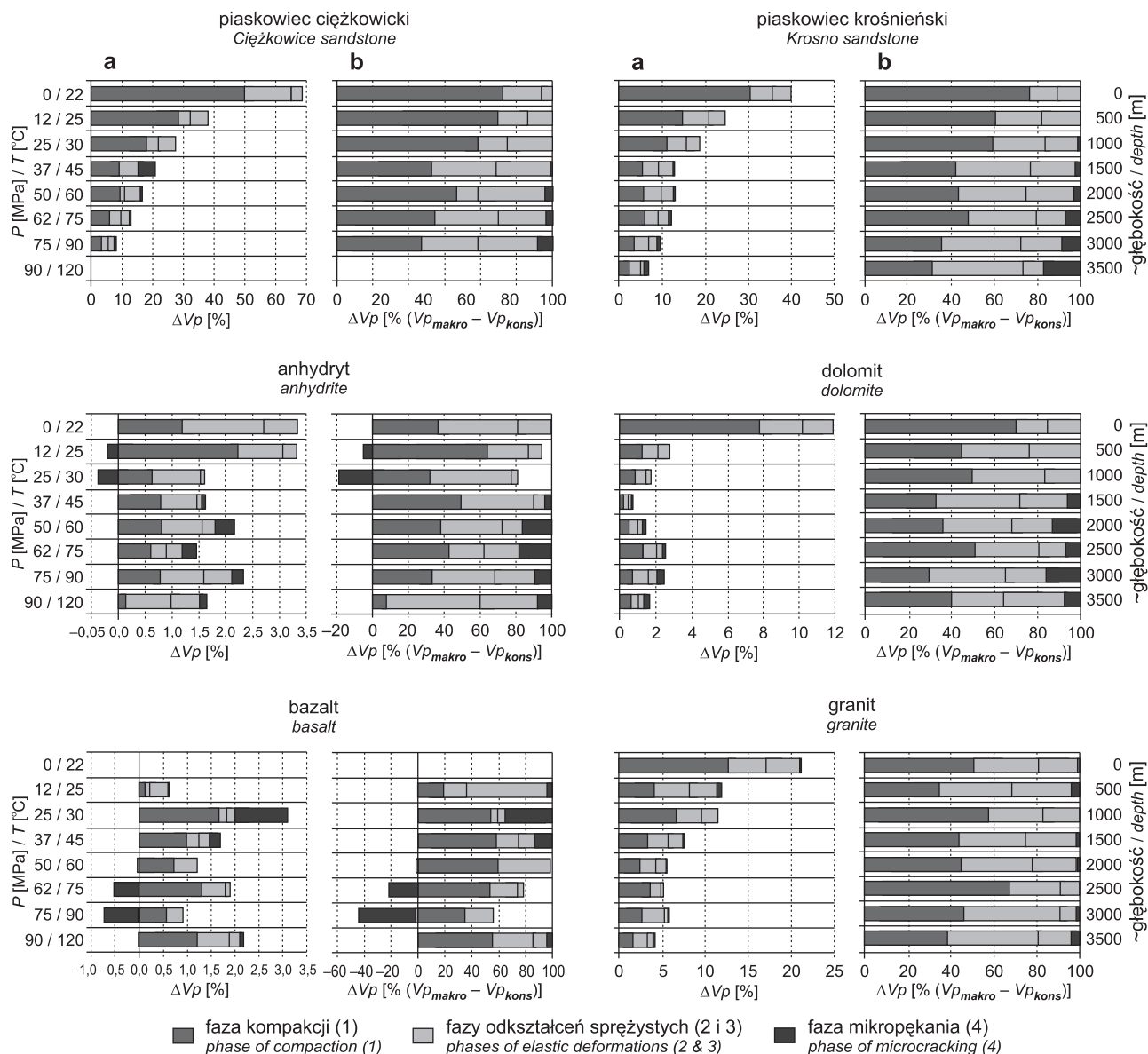


Fig. 3. Diagramy zmian średnich wartości prędkości fali podłużnej w II etapie badań w różnych odmianach litologicznych skał: a – przyrosty ΔV_p w II etapie, b – procentowy udział kolejnych faz deformacji w zmianach prędkości w II etapie

Diagrams of changes of average values of longitudinal wave velocity in stage II in different rocks: **a** – increases ΔV_p in stage II, **b** – percentage of successive deformation phases in changes of velocity on stage II

na każdej z symulowanych głębokości zaistniała w granicie pewna krytyczna wartość naprężenia dewiatorowego, przy której stan rozluźnienia struktury spowodował tłumienie fali sprężystej. Jest to więc zgodne z sugestią Karato (2008), że w każdej skale pod wpływem ciśnienia i temperatury wytwarza się lokalne, właściwe jej zróżnicowanie stanu naprężenia i odkształcenia, manifestujące się zmianą pola prędkości. Zatem, o ile daną skałę, zgodnie z prawem Bircha (1961), cechuje podstawowa prędkość falowa związana z jej średnim ciężarem atomowym, to w wyniku zmiennego pola naprężeń i temperatury, zależnie od zmieniającego się modułu odkształcenia objętościowego, w każdej odmianie skalnej inaczej będzie się kształtował obraz pola falowego. Należy również mieć na uwadze, że zróżnicowanie to pogłębiają

skutki transformacji minerałów różnie reagujących na wzrost ciśnienia i temperatury.

Jak wykazuje Galdin (1968), w określonych warunkach ciśnienia i temperatury może wystąpić inwersja zmian prędkości związana z anizotropią ośrodka. W kierunku prostopadłym do powierzchni uwarstwienia lub nieciągłości przyrosty prędkości są większe, lecz zachodzą wolniej niż w kierunku do nich równoległym.

Wpływ tych wszystkich czynników uzasadnia obserwowaną w doświadczeniach nieliniowość zmian V_p wraz z modelowaną głębokością oraz ich zależność od stanu deformacji ośrodka skalnego, wywołanego w II etapie rosnącym naprężeniem dewiatorowym w ustabilizowanych wcześniej warunkach ciśnienia i temperatury.

Zmiany prędkości fali podłużnej w profilu pionowym oraz na tym samym poziomie głębokości w różnych fazach deformacji obserwowane w warunkach laboratoryjnych wskazują, że w strefach o podwyższonej koncentracji defektów, przy niewielkich zmianach gęstości ośrodka skalnego, pośrednio utożsamianych ze zmianami odkształcenia objętościowego, dochodzi do bardzo dużych wahań prędkości V_p . Zatem zarówno w skali laboratoryjnej, jak i w warunkach masywu skalnego pojawianiu się i zamykaniu lokalnych defektów przestrzeni porowej towarzyszą niewielkie zmiany gęstości ośrodka skalnego, ale bardzo znaczące zmiany prędkości fali. Rezultaty badań wskazują więc, tak jak sugeruje

Barton (2000, 2007), na konieczność spójnego powiązania sejsmicznych wskaźników uszkodzenia struktury z odpowiednimi wskaźnikami geomechanicznymi. Geomechaniczne badania laboratoryjne prowadzone w warunkach wysokich ciśnień i temperatur stanowią więc jeden z istotnych elementów rozpoznania i korelowania przeobrażeń strukturalnych ośrodków skalnych ze zmianami prędkości propagacji fal sprężystych.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2007–2010 jako projekt rozwojowy.

LITERATURA

- BARTON N., 2000 — Some new Q-value correlations to assist in site characterization and tunnel design. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, **39**, 2: 185–216.
- BARTON N., 2007 — Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Balkema, Rotterdam.
- BIRCH F., 1961 — The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. *J. Geoph. Res.*, **66**, Part 2: 2199–2224.
- DZIEDZIC A., ŁUKASZEWSKI P., 2010 — Pomiary fali ultradźwiękowej w badaniach trójosiowego ściskania. *Górnictwo i Geoinżynieria, Kwart. AGH*, **34**, 2: 223–230.
- GALDIN N., 1968 — On the possible density inversion in the upper mantle of the earth. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.*
- KARATO S., 2008 — Deformation of earth materials. An introduction to the rheology of solid earth. Cambridge University, New York.
- PINIŃSKA J., DZIEDZIC A., 2010 — Symultaniczne pomiary prędkości fali podłużnej oraz procesów deformacji sprężystej skał w warunkach trójosiowego ściskania w wysokich ciśnieniach i temperaturze. *W: Geofizyka w geologii i górnictwie: 86–87*. Wyd. Nauk o Ziemi, UŚl., Sosnowiec.
- TAKEMURA T., ODA M., 2004 — Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite. *Tectonophysics*, **387**: 131–150.

SUMMARY

The methods of geophysical studies based on registration of wave propagation velocity in rocks within Earth's crust are a common way of description of geological structure. However, it must be remembered that together with the change of depth, both pressure and temperature within the rock mass also change, what influences the change of rocks' properties including the elastic ones.

In the Department of Geomechanics of the Warsaw University, the studies of triaxial compression in a thermo-compression chamber were conducted, with a simultaneous measurement of changes of longitudinal ultrasonic wave's velocity (V_p) on 6 different rock samples. Through a suitable selection of values of circumferential confining pressures and temperature, 8 depth levels were modeled, from the surface level down to about 3.5 km below the surface. The studies were conducted in two stages: I – with increasing pressure ($P = \sigma_2 = \sigma_3$) and temperature (T), II – under stabilized conditions of P and T with increasing differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$). The studies indicated that changes of velocity registered along the whole path of increasing stress are highly dependent on the rock type and range from a few percents in basalts to over 200% in weakly diagenesed Ciężkowice sandstones. A dominant increase of the wave's velocity was

noted during compaction of rock material in stage I, whereas in stage II it was observed, that changes of V_p depending on the type of rock differ in subsequent stages of prefailure deformation. Depending on the conditions of the studies and lithology of the material, the maximum velocity (V_{pmax}) was registered both before and after the threshold of macrodilancy. It appears that the measurements of velocity are a more sensitive way of registering of the beginning of destruction in the form of microcracks or secondary packing of cracked mineral grains rather than extensometric measurements of deformations.

The studies have indicated, that the appearing and closing of local defects within the porous space is accompanied by small changes of density within the rock and significant changes of velocity at the same time. The results indicate the necessity of coherent connection of seismic indicators of rock structure damage with suitable geomechanical indicators. Therefore the geomechanical laboratory studies conducted under conditions of high pressures and temperatures constitute one of the most important factors of recognition and correlation of rock structural transformations with changes of velocity of elastic waves' propagation.