

PRACE NAUKOWE
**GŁÓWNEGO
INSTYTUTU
GÓRNICCTWA**



№

872

Grzegorz MUTKE

**Charakterystyka drgań wywołanych wstrząsami
górnictwymi w odległościach bliskich źródła
sejsmicznego w aspekcie oceny zagrożenia tąpnięciem**

KATOWICE 2007

**Prace Naukowe
Głównego Instytutu Górnictwa
STUDIA – ROZPRAWY – MONOGRAFIE**

Nr 872

Grzegorz MUTKE

**Charakterystyka drgań wywołanych wstrząsami
górnictwymi w odległościach bliskich źródła
sejsmicznego w aspekcie oceny zagrożenia tąpnięciem**

**CHARACTERISTICS OF NEAR-FIELD GROUND MOTION
RESULTING FROM MINING TREMORS TO ASSESSING
OF ROCKBURSTS HAZARD**

KATOWICE 2007

Rada Programowa ds. Wydawnictw: *prof. dr hab. inż. Jakub Siemek (przewodniczący), prof. dr hab. inż. Tadeusz Chmielniak, prof. dr hab. inż. Józef Dubiński, prof. dr hab. inż. Andrzej Maranda, prof. dr hab. inż. Korneliusz Miksch, prof. dr hab. inż. Joanna Pinińska, prof. dr hab. inż. Krystian Probiez, prof. dr hab. inż. Czesława Rosik-Dulewska, prof. dr hab. inż. Janusz Roszkowski, prof. dr hab. inż. Antoni Tajduś*

Komitety Kwalifikacyjno-Opiniotwórcze: *prof. dr hab. inż. Antoni Kidybiński (przewodniczący), prof. dr hab. inż. Krystyna Czaplicka, doc. dr hab. inż. Józef Kabiesz, prof. dr hab. inż. Władysław Konopko, prof. dr hab. inż. Jerzy Kwiatek, prof. dr hab. Kazimierz Lebecki, prof. dr hab. inż. Adam Lipowczan, doc. dr hab. inż. Krzysztof Stańczyk, doc. dr hab. inż. Marian Turek, doc. dr hab. inż. Jan Wachowicz, mgr Małgorzata Zielińska*

Recenzenci

*prof. dr hab. inż. Józef Dubiński
dr hab. inż. Zenon Pilecki*

Redakcja wydawnicza

Ewa Gliwa

Redakcja techniczna, korekta

*Barbara Jarosz
Małgorzata Kuśmirek-Zegadło*

ISSN 1230-2643

Printed in Poland

All rights reserved

Copyright by Główny Instytut Górnictwa

**Sprzedaż wydawnictw Głównego Instytutu Górnictwa prowadzi
Zespół Wydawnictw i Usług Poligraficznych**
tel. 032-259-24-03, 032-259-24-04, e-mail: m.kusmirek@gig.katowice.pl

Katowice, GIG 2007. Wyd. 1. Nakład 150 egz. Ark. wyd. 6,0. Format B5.
Nr 872. Cena 40,00 zł
Druk: Zespół Wydawnictw i Usług Poligraficznych Głównego Instytutu Górnictwa
Oprawa: Zakład Poligraficzny „Węlogryf”, Katowice

DEFINICJE I SYMBOLE 9

1. WPROWADZENIE..... 12

2. SEJSMICZNOŚĆ W KOPALNIACH GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO 15

3. APARATURA SEJSMOLOGICZNA DO REJESTRACJI WSTRZĄSÓW GÓRNICZYCH 17

3.1. Górnośląska Regionalna Sieć Sejsmologiczna 17

3.2. Kopalniane sieci sejsmologiczne 18

3.3. Aparatura do pomiaru drgań blisko źródła sejsmicznego 20

4. DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ WSTRZĄSÓW GÓRNICZYCH W ODLEGŁOŚCI BLISKIEJ OD OGNISKA 22

4.1. Wybrane zagadnienia emisji fal sejsmicznych..... 24

4.2. Spektralny model ogniska 27

4.3. Rodzaje obserwowanych fal sejsmicznych w kopalniach 31

4.4. Wyniki obserwacji wstrząsów górniczych zarejestrowanych blisko ogniska, w świetle badań w innych ośrodkach na świecie..... 34

5. POMIARY DRGAŃ BLISKO OGNISK WSTRZĄSÓW W KOPALNIACH GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO 39

5.1. Wyniki pomiarów na poligonach badawczych 39

5.2. Charakterystyczne cechy drgań zarejestrowanych blisko ogniska wstrząsu na poligonach pomiarowych..... 78

6. STATYSTYCZNA ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ 82

7. SPEKTRALNE PARAMETRY OGNISK WSTRZĄSÓW W GÓRNOŚLĄSKIM ZAGŁĘBIU WĘGLOWYM 90

7.1. Podstawy teoretyczne wyznaczania parametrów źródła sejsmicznego 90

7.2. Zastosowanie skalarnego momentu sejsmicznego do prognozowania maksymalnej amplitudy prędkości drgań 95

7.3. Analiza parametrów ognisk wstrząsów wywołujących i niewywołujących tąpnięcia 99

8. OCENA ZAGROŻENIA TĄPNIECIEM SPOWODOWANYM DRGANIAMI BLISKO OGNISKA WSTRZĄSU 110

8.1. Ocena zagrożenia tąpnięciem z wykorzystaniem skal empirycznych..... 111

8.1.1. Empiryczne kryterium tąpnięcia wywołanego wstrząsem w warunkach GZW 112

8.2. Analityczna ocena oddziaływania dynamicznego na wyrobisko podziemne 114

8.2.1. Modele górotworu..... 114

8.2.2. Analiza skutków tąpnięcia..... 119

8.2.3. Przykład obliczeniowy 122

8.2.4. Analiza wyników obliczeń 123

8.3. Numeryczna ocena oddziaływania dynamicznego na wyrobisko podziemne	123
8.3.1. Sposób wykonania symulacji – warunki brzegowe i początkowe	124
8.3.2. Stałe materiałowe	127
8.3.3. Wyniki obliczeń	128
WNIOSKI	133
LITERATURA	136

STRESZCZENIE

Zjawiska sejsmiczne, indukowane działalnością górnictwem oraz towarzyszące im tąpnięcia, od wielu dziesięcioleci należą do grupy groźnych w skutkach naturalnych zagrożeń górniczych występujących w kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Skutki zaistnienia tąpnięć mają często charakter katastrof, które zagrażają życiu i zdrowiu górników, a także powodują poważne straty materialne. W Polsce opracowano wiele metod i technologii profilaktycznych służących do rozpoznania, oceny i prognozy, a także zwalczania zagrożenia sejsmicznego i zagrożenia tąpnięciami. Niezwykle istotną rolę, szczególnie w rozpoznaniu i ocenie zagrożenia, odgrywają metody geofizyczne, wśród których dominują metody polegające na rejestracji zjawisk sejsmicznych, a następnie na ich specjalistycznej interpretacji i analizie. Od wielu lat, wraz z ciągłym rozwojem bazy aparaturowej i możliwości w zakresie przetwarzania rejestracji i ich interpretacji, wzrasta znaczenie metod sejsmicznych, które są powszechnie stosowane w polskich kopalniach zagrożonych tąpnięciami.

W opracowaniu przedstawiono oryginalne w skali światowej wyniki dołowych pomiarów sejsmometrycznych, uzyskane w bliskich odległościach od ognisk wstrząsów. Z uwagi na ogromną dynamikę zmian rejestrowanych parametrów, wymagania dotyczące aparatury pomiarowej są bardzo duże. Podstawowym celem badań było poznanie rzeczywistej charakterystyki drgań cząsteczek górotworu w tzw. bliskim oraz pośrednim polu falowym. Należy podkreślić, że w literaturze specjalistycznej bardzo rzadko można znaleźć pojedyncze przykłady zarówno samych rejestracji, jak i wartości parametrów opisujących dynamikę zjawiska. W szczególności informacja o wartości maksymalnej amplitudy prędkości drgań, będącej parametrem bardzo dobrze charakteryzującym efekt dynamiczny, może przyczynić się do trafniejszej oceny potencjalnego zagrożenia tąpnięciami i w związku z tym do lepszego projektowania obudowy wyrobisk górniczych z uwzględnieniem obciążeń dynamicznych pochodzących od wstrząsów.

Do zrealizowania założonego celu zostały przeprowadzone specjalistyczne obserwacje sejsmometryczne na poligonach badawczych zlokalizowanych w wybranych kopalniach węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Obserwacje te były połączone z rutynowo prowadzonymi obserwacjami sejsmologicznymi z wykorzystaniem sieci kopalnianych. Uzyskane wyniki pomiarów wyraźnie wykazały, że w odległościach bliskich od ognisk wstrząsów, drgania charakteryzują się bardzo dużymi amplitudami zarówno prędkości drgań (PPV), jak i przyspieszenia drgań (PPA). Ich analiza pozwoliła na określenie maksymalnych wartości tych parametrów w poszczególnych grupach częstotliwości, a mianowicie:

- maksymalna amplituda prędkości drgań wynosiła do 180 mm/s dla fal o dominujących częstotliwościach do 100 Hz i do 380 mm/s dla fal o dominujących częstotliwościach do 400 Hz,
- maksymalna amplituda przyspieszenia drgań wynosiła do 50 m/s² dla fal o dominujących częstotliwościach do 100 Hz i do 200 m/s² dla fal o dominujących częstotliwościach do 400 Hz,
- częstotliwość drgań dominujących na sejsmogramach rejestrowanych w skałach zbudowanych z piaskowca lub łupków wynosiła od 10 do 100 Hz, natomiast częstotliwość drgań dominujących rejestrowanych w pokładzie węgla była wyższa i wynosiła do 400 Hz.

Uzyskanie odpowiednio licznego zbioru parametrów opisujących dynamikę drgań, szczególnie prędkości PPV oraz innych parametrów charakteryzujących źródło sejsmiczne i jego położenie w stosunku do punktu rejestracji drgań, umożliwiło opracowanie ich korelacji, a następnie ocenę ich istotności. W konsekwencji ustalono te spośród nich, które mogą mieć

znaczenie w ocenie zagrożenia tąpnięciami oraz w prognozowaniu obciążeń dynamicznych na wyrobiska górnicze. Stwierdzono, że korelacja wartości prędkości drgań PPV i odległości od ogniska wstrząsu czy też energii sejsmicznej, była bardzo słaba. Lepszą natomiast była korelacja parametru znormalizowanej wartości prędkości drgań względem energii sejsmicznej (PPV/E_s) i odległości hipocentralnej R . Na podstawie linii regresji wykazano, że parametr PPV/E_s zmieniał się z odległością, zgodnie z formułą $1/R^{2,9}$, co bardzo wyraźnie potwierdzało szybki spadek dynamiki wstrząsu, szczególnie w strefie bliskiego pola falowego, jak i pola pośredniego. Wynik ten świadczy o istotnym znaczeniu drgań w bliskim polu falowym dla powstania ewentualnych skutków w wyrobiskach górniczych.

Wyraźnie lepszą korelację otrzymano także w przypadku znormalizowanego parametru ($R \cdot PPV$) i momentu sejsmicznego M_0 . Rejestrowane maksymalne wartości amplitudy prędkości drgań PPV były zbliżone do wyznaczanych za pomocą uzyskanej zależności korelacyjnej: $\log(R \cdot PPV) = 0,66 \log M_0 - 7,4$.

Analiza skutków wstrząsów w kopalniach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w postaci różnego typu i intensywności uszkodzeń wykazała, że występowały one wówczas, gdy ogniska tych wstrząsów były zlokalizowane blisko (przeważnie do 100 m) od wyrobisk. Potwierdza to fakt, że parametry drgań w tych odległościach mają decydujące znaczenie dla zaistnienia tąpnięcia, bowiem duże wartości parametru PPV są równoznaczne z występowaniem odpowiednio dużych obciążeń dynamicznych i zagrożeniem stateczności wyrobisk górniczych. W związku z powyższym, na podstawie opracowanych zależności, opracowano empiryczne kryterium potencjalnego zagrożenia tąpnięciem. Analizując udokumentowaną bazę 120 tąpnięć, jakie zaistniały w GZW w latach 1988–2006, dokonano weryfikacji powyższego kryterium, stwierdzając, że 90% wszystkich tąpnięć wystąpiło w strefie, w której prędkość drgań PPV osiągała wartości od 50 do 1000 mm/s.

W celu wykazania użyteczności zarówno uzyskanych unikalnych wyników pomiarowych, jak i korelacji parametrów charakterystycznych dla bliskich odległości od ogniska wstrząsu, podano przykłady oceny zagrożenia tąpnięciem z wykorzystaniem metod analitycznych i numerycznego modelowania. Należy podkreślić, że wyniki badań przedstawione w niniejszej pracy mogą być wykorzystywane do czasoprzestrzennego projektowania eksploatacji górniczej w warunkach prognozowanej dużej sejsmiczności górotworu, jak również do racjonalnego doboru obudowy i działań profilaktycznych zabezpieczających funkcjonalność wyrobisk i przyczyniających się do poprawy poziomu bezpieczeństwa pracy.

Słowa kluczowe: wstrząs górniczy; tąpnięcie; bliskie pole falowe; maksymalna amplituda prędkości drgań cząsteczek górotworu; maksymalna amplituda przyspieszenia drgań cząsteczek górotworu; parametry źródła sejsmicznego; obciążenie dynamiczne; empiryczne kryterium potencjalnego zagrożenia tąpnięciem.

ABSTRACT

The mining – induced seismic events and the accompanying rockbursts are known to have for decades been ranked among the natural hazards leading to the occurrence of serious effects in hard coal mines of the Upper Silesian Coal Basin. The rockburst effects very often appear to be of catastrophic nature endangering miners' health and life and also resulting in heavy material losses. A number of methods and preventative techniques for recognizing, assessing, predicting and combating the seismic and rockburst hazards have been developed as a result of the efforts undertaken by Polish science and practice.

An unusually important role, particularly as regards recognizing and assessing the hazards, play the geophysical methods, mostly those based on the recording and then on the specialist interpretation and analysis of the occurring seismic events.

In this paper, the near – field seismic survey results, regarded as being novel on a global scale, are presented. The high amplitudes of the mining tremors make extremely high demands on the seismic instrumentation. One of the essential goals of the study is to come to know the real characteristics of the so-called near – and intermediate – field ground particle motions. It is important to note that such data have only rarely been reported in the specialist literature. In particular, the information on peak particle velocity values PPV is the parameter that very well defines the dynamic effects and which can move a new quality into the sphere of both the potential rockburst hazard assessment and the excavation support designing.

To reach the planned goal of the study, the specialized seismic observations at the test sites located in selected coal mines of the Upper Silesian Coal Basin have been carried out in conjunction with the routine seismological observations performed based on the mine – operated seismic networks. The obtained measurement results show that in rock mass regions at short distances from the tremor sources, the ground motions are characterized by very high amplitude values of both the peak particle velocity (PPV) and the peak particle acceleration (PPA). In analyzing these parameters, their peak values have been determined and classified as belonging to the following frequency groups:

- peak particle velocity, PPV up to 180 mm/s when predominant frequency f_D does not exceed 100 Hz and PPV up to 380 mm/s when f_D does not exceed 400 Hz;
- peak particle acceleration, PPA up to 50 m/s² (when predominant frequency f_D does not exceed 100 Hz) and PPA up to 200 m/s² when predominant frequency f_D does not exceed 400 Hz;
- dominant ground motion records from the rocks composed of sandstones and shales contain a band of frequencies from 10 to 100 Hz, whereas dominant ground motion records from a coal seam contain a band of higher frequencies, namely from 10 to 400 Hz.

Obtaining a relatively numerous data set of the ground motions dynamics defining parameters, particularly those relating to the peak particle velocity in near-field wave (PPV) and those characterizing the seismic source and its position with respect to the recording site has created a unique chance of developing correlations between them and then the evaluation of their significance. Consequently, from among them only those were fixed which could be of importance to the rockburst hazard assessment and to the excavation dynamic load forecasting. Thus, a correlation between PPV value and hypocentral distance or seismic energy can be very poor. A better correlation could be between the normalized ground motion velocity value parameter, PPV/E_s and the hypocentral distance, R .

The regression line shows that the PPV/E_s parameter varies with the distance according to the formula $1/R^{2.9}$, which clearly confirms the rapid drop in mine tremor's amplitudes, in both the near – field and intermediate – field zones. These results inform about great importance attached to the near – field ground motions and their influence on the occurrence of possible harmful consequences in mine workings. Also, a much better correlation was obtained between another normalized parameter, $PPV \cdot R$, and the seismic moment, M_0 .

The recorded peak particle velocity (PPV) amplitudes agree well with the amplitudes determined from the equation $\log (PPV \cdot R) = 0,66 \log M_0 - 7,4$.

The performed analysis of the effects of mine tremors from the Upper Silesian Coal Basin, and of their intensity and various types of damage, clearly shows that they only occurred when the tremor sources were located close to the openings (mostly up to 100 m). These observations show that the ground motions parameters at such distances may be crucial for the occurrence of a rockburst because the high values of the PPV parameter are proportional to high dynamic stresses and underground hazards. To this end, an empirical criterion for potential rockburst hazard has been developed based on the worked out correlation dependences. In analyzing the documented database of 120 rockbursts from the Upper Silesian Coal Basin that occurred during a period from 1988 to 2006, the above mentioned criterion was verified. It has been found using relationship between $R \cdot PPV$ and M_0 , that 90% of the rockbursts occurred in the area where peak particle velocity (PPV) reached values ranging from 50 mm/s to 1000 mm/s.

To show practical applications of both the obtained unique measurement results and the correlations relating to the parameters characteristic of the near – field distances, the potential for their use in calculating the dynamic loads in mine workings is presented, including the examples of the rockburst hazard assessment using analytical methods and numerical modeling. It is important to note that the investigation results presented in this paper may be used in both the spatial and time table planning of mining operations under predicted high seismicity conditions and the rational choice of support and preventive actions ensuring functionality of mine workings and improvement in work safety level.

Keywords: mining tremor, rockburst, near-field wave, peak particle velocity, peak particle acceleration, seismic source parameters, dynamic loads, empirical criterion for potential rockburst hazard.

DEFINICJE I SYMBOLE

Wstrząs górniczy – dynamiczne wyzwolenie zakumulowanej energii odkształcenia w pewnym ograniczonym obszarze górotworu, w postaci energii kinetycznej (np. pęknięcia), która jest źródłem fal sprężystych rozchodzących się z ogniska wstrząsu.

Źródło wstrząsu – obszar górotworu stanowiący źródło fal sejsmicznych, w którym zachodzą deformacje niesprężyste.

Fala podłużna – rodzaj ruchu falowego, w którym drgania ośrodka odbywają się w kierunku rozchodzenia się fal. Sprężyste fale podłużne są związane ze zmianami objętości ośrodka.

Fala poprzeczna – rodzaj ruchu falowego, w którym drgania ośrodka odbywają się w kierunku prostopadłym do kierunku rozchodzenia się fal. Sprężyste fale poprzeczne są związane z odkształceniami postaci i mogą być spolaryzowane pionowo lub poziomo.

Fala kanałowa – fala interferencyjna, rozchodząca się jedynie w falowodzie, na przykład w pokładzie węgla, w którym prędkość propagacji fali sprężystej jest wyraźnie mniejsza od prędkości w skałach otaczających.

Bliskie pole falowe – strefa w odległości od ogniska mniejszej niż 1–2 długości fali. Radiacja sejsmiczna nie jest w nim dzielona na fale poprzeczne S i podłużne P (ruch cząsteczek ma charakter impulsowy). Charakteryzuje się bardzo dużym spadkiem amplitud drgań z odległością, od 10 do 1000 razy większym niż w polu falowym dalekim.

Dalekie pole falowe – strefa w odległości większej od ogniska niż kilka długości fali ($\beta/\omega R \ll 1$). Wyróżnia się w nim fale bezpośrednie (objętościowe P i postaciowe S) oraz wiele innych fal wynikających z przejścia frontu falowego przez niejednorodny ośrodek skalny, jak również specyficzne dla górnictwa węglowego fale pokładowe i fale chodnikowe.

Pośrednie pole falowe – strefa drgań przejściowych między bliskim i dalekim polem falowym. Charakteryzuje się większym spadkiem amplitud drgań z odległością niż w polu falowym dalekim.

Hipocentrum wstrząsu – punkt, w którym zlokalizowano wstrząs. Zamiennie używane jest pojęcie ognisko wstrząsu.

Epicentrum wstrząsu – rzut pionowy hipocentrum na powierzchnię.

Tłumienie górotworu – parametr określający zmniejszenie gęstości energii (amplitudy) fali w miarę wzrostu odległości od ogniska, niezależnie od geometrii frontu fali. Tłumienie fal sejsmicznych zależy od niesprężystych właściwości górotworu i efektu rozpraszania. Miarą tłumienia może być współczynnik tłumienia, dekrement tłumienia lub współczynnik dobroci.

Energia sejsmiczna wstrząsu – energia fal sejsmicznych wypromieniowanych przez powierzchnię źródła.

Skalarny moment sejsmiczny – miara niesprężystej deformacji kosejsmicznej w źródle związana z właściwością skał oraz z wielkością poślizgu w źródle wstrząsu.

Częstotliwość narożna fal poprzecznych S lub podłużnych P – częstotliwość, przy której źródło emituje najwięcej energii sejsmicznej, obserwowana jako maksimum na spektrum prędkościowym źródła lub jako punkt, w którym przecina się niskoczęstotliwościowa część spektrum przemieszczeniowego źródła z asymptotą dla dużych częstotliwości.

Statyczny spadek naprężeń – różnica między naprężeniami w ognisku przed wstrząsem i po wstrząsie.

Tapnięcie – silne, gwałtowne i dynamiczne wyzwolenie energii sprężystej w górotworze otaczającym wyrobisko górnicze, połączone z utratą jego stateczności i gwałtownym przemieszczeniem mas skalnych do wyrobiska.

Obciążenie dynamiczne – obciążenie wywołane propagacją pola falowego.

PPD (*peak particle displacement*) – maksymalna amplituda przemieszczenia drgań cząsteczki górotworu, m; (w tekście są stosowane jednostki powszechnie używane w praktyce do opisu amplitudy drgań wstrząsu górniczego, mm).

PPV (*peak particle velocity*) – maksymalna amplituda prędkości drgań cząsteczki górotworu, m/s; (w tekście są stosowane jednostki powszechnie używane w praktyce do opisu amplitudy prędkości drgań wstrząsu górniczego, mm/s).

PPA (*peak particle acceleration*) – maksymalna amplituda przyspieszenia drgań cząsteczki górotworu, m/s²; (w tekście są stosowane jednostki powszechnie używane w praktyce do opisu amplitudy przyspieszenia drgań wstrząsu górniczego, mm/s², g).

E – moduł sprężystości, Pa;

E_s – energia sejsmiczna, J;

f – częstotliwość drgań, Hz;

f_0 – częstotliwość narożna, Hz;

F – siła przyłożona w punkcie ζ ;

F_D – częstotliwość drgań dominujących w zarejestrowanym wstrząsie, Hz;

g – przyspieszenie ziemskie, m/s²;

G_{np} – funkcja Greene’a,

k – stała, zależna od modelu źródła: dla modelu Brune’a wynosi 2,34, dla modelu Madariagi 1,32;

L – długość fali, m;

M_0 – skalarny moment sejsmiczny, N·m;

M_{pq} – tensor momentu sejsmicznego;

r – promień przekroju wyrobiska, m;

r_1 – zasięg strefy spękannej wokół wyrobiska, m;

r_2 – zasięg strefy plastycznej wokół wyrobiska, m;

r_o – zastępczy promień ogniska kołowego w modelu Brune’a, m;

r_k – współczynnik korelacji;
 R – odległość ogniska wstrząsu od punktu obserwacji, m;
 R_c – wytrzymałość na ściskanie, Pa;
 R_f – odległość od punktu obserwacji x do punktu przyłożenia siły, m;
 p – ciśnienie hydrostatyczne, Pa;
 p_0 – nośność obudowy, Pa;
 p_1 – naprężenie radialne na granicy strefy skruszonej i plastycznej, Pa;
 p_2 – naprężenie radialne na granicy strefy sprężystej i plastycznej, Pa;
 u – wektor przemieszczenia na płaszczyźnie poślizgu, m;
 u_i – wektor przemieszczenia cząsteczek górotworu;
 $\ddot{u}$ – przyspieszenie, m/s²;
 α, β – prędkość propagacji fali P, S, m/s;
 β_1 – prędkość propagacji rozrywu w źródle wstrząsu, m/s;
 γ_n i γ_n – kosinusy kierunkowe;
 δ – delta Kroneckera;
 $\Delta\sigma$ – statyczny spadek naprężeń, Pa;
 $\Delta\sigma_{poz}$ – naprężenia pozorne, Pa;
 Θ – dylatacja ośrodka sprężystego;
 μ^* i λ^* – stałe Lamego;
 ρ – gęstość objętościowa górotworu;
 σ – naprężenie efektywne równe $(\sigma_0 - \sigma_f)$, Pa;
 σ_0 – naprężenie początkowe (przed wstrząsem), Pa;
 σ_f – naprężenie w strefie sił tarcia, Pa;
 σ_t – naprężenie obwodowe, Pa;
 τ – średni czas trwania rozrywu w modelu Brune'a opisany wyrażeniem r_o/β_1 , s;
 φ – kąt tarcia wewnętrznego, stopnie;
 ω – częstotliwość kątowa, Hz;
 Ω_0 – płaski poziom niskoczęstotliwościowej części widma przemieszczenia w dalekim polu falowym dla fal bezpośrednich, m·s;
 ∇ – operator Laplace'a.

1. WPROWADZENIE

Jednym z najpoważniejszych zagrożeń naturalnych w polskich kopalniach węgla kamiennego są tąpnięcia inicjowane przez wstrząsy górotworu. Do wiarygodnej oceny zagrożenia sejsmicznego i zagrożenia tąpnięciami jest wymagana znajomość obciążeń statycznych oraz obciążeń dynamicznych w górotworze. O ile obciążenia statyczne są dość dobrze zbadane i istnieje możliwość ich wiarygodnych obliczeń, o tyle obciążenia dynamiczne wywoływane wstrząsami górotworu, szczególnie w pobliżu ich źródła, są rozpoznane bardzo słabo. Analiza materiałów archiwalnych, dotyczących tąpnięć zaistniałych w kopalniach Górnego Śląska wykazała, że przeważająca ich część była spowodowana wstrząsami o ogniskach znajdujących się do 100 m od miejsca skutków, jakie wystąpiły w wyrobiskach. Notowano również przypadki, gdy wstrząs w bliskiej odległości od wyrobiska nie powodował jego uszkodzenia, natomiast generował efekty dynamiczne zagrażające załodze górniczej. Jest tak dlatego, że amplituda prędkości drgań (i/lub przemieszczenia, przyspieszenia) tego samego wstrząsu różni się wielokrotnie w zapisach z pola dalekiego i bliskiego. W polu dalekim (daleko od ogniska wstrząsu) rejestruje się amplitudy prędkości drgań wyrażone w ułamkach milimetrów na sekundę, natomiast blisko źródła sejsmicznego wartości te mogą osiągać ponad 1000 mm/s. W związku z tym, że obciążenia dynamiczne są proporcjonalne do amplitudy prędkości drgań, to blisko źródła sejsmicznego będą one wielokrotnie większe. Wpływ wstrząsu na zniszczenie struktury górotworu lub stateczność wyrobiska podziemnego może być pomijalny w dużej odległości od ogniska (dalekie pole falowe), natomiast w małej odległości wpływ ten może być istotny. Podobnie jest w przypadku przyspieszenia drgań blisko źródła sejsmicznego i przy dużych odległościach. Przyspieszenie drgań w strefie znajdującej się blisko ogniska wstrząsu górniczego często przekracza wartość $2g$ (g – przyspieszenie ziemskie). Przy dużej długości fali, takie przyspieszenie występuje w dużej objętości górotworu i może wywołać olbrzymie siły dynamiczne, które mogą spowodować reakcję i przemieszczać nawet bardzo duże masy (także ludzi, urządzenia mechaniczne i inne przedmioty) (Dubiński, Lipowczan 1997). Efekt ten ma bezpośredni wpływ na bezpieczeństwo pracy załogi oraz na sam proces eksploatacji kopaliny i koszty jej wydobywania.

Aparatura sejsmologiczna, zainstalowana w licznych polskich kopalniach podziemnych, nie daje możliwości zarejestrowania bez przesterowania amplitud prędkości drgań powyżej kilku milimetrów na sekundę. Aparaturę taką stosuje się do bieżącej rejestracji wstrząsów i określania ich lokalizacji oraz energii sejsmicznej (obliczanej na podstawie rejestracji w polu dalekim). Specyfika sejsmologicznych pomiarów kopalnianych nie pozwala na poznanie charakterystyki drgań wstrząsów blisko źródła sejsmicznego, a tym samym uniemożliwia bezpośrednią ocenę obciążenia dynamicznego wywołanego zarejestrowanym wstrząsem. Należy jednak podkreślić, że cyfrowe rejestracje wstrząsu w polu dalekim mogą być wykorzystane do obliczania parametrów spektralnych źródła sejsmicznego, które z kolei mogą być wykorzystane do pro-

gnozowania drgań blisko tego źródła. Takie rozwiązanie jest wygodne i praktyczne, ale muszą być spełnione dwa warunki. Po pierwsze, kopalniane sieci sejsmologiczne należy wyposażyć w oprogramowanie pozwalające na obliczanie spektralnych parametrów źródła. Po drugie, należy opracować relacje skalowania między parametrami źródła sejsmicznego dla konkretnego obszaru górniczego i skorelować je z parametrami drgań rejestrowanymi blisko źródła.

Poznanie rzeczywistych charakterystyk drgań, występujących blisko źródła sejsmicznego, wymaga wykonania specjalnych zestawów aparaturowych, umożliwiających pełną rejestrację drgań o bardzo dużych amplitudach prędkości lub przyspieszenia. Pomiary należy wykonywać blisko ognisk wstrząsów, co w praktyce także nie jest łatwe. Niejednokrotnie zarejestrowanie silnego wstrząsu z bliskiej odległości wymaga wielu miesięcy oczekiwania. Pierwsze pomiary, zakończone sukcesem, zostały wykonane w polskich kopalniach węgla na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych XX w. przez pracowników Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach (Mutke 1991; Dubiński, Mutke 1993, 1993a, 1996), natomiast pierwsze udane rejestracje silnych wstrząsów górniczych blisko źródła, wykonano w 1978 roku w głębokiej kopalni East Rand Proprietary Mines w RPA (McGarr i inni 1981).

Biorąc pod uwagę powyższe informacje, określono następujące podstawowe cele badawcze:

- Opracowanie charakterystyki drgań występujących blisko źródła sejsmicznego, spowodowanych wstrząsami górniczymi w polskich kopalniach węgla kamiennego.
- Określenie możliwości prognozowania parametrów drgań blisko źródła wstrząsu, na podstawie rutynowych rejestracji wstrząsów w polu dalekim, z wykorzystaniem relacji skalowania parametrów źródła.
- Przeanalizowanie możliwości wykorzystania informacji o parametrach drgań występujących blisko źródła wstrząsów, do oceny wielkości obciążeń dynamicznych w wyrobiskach górniczych.
- Wskazanie kierunków rozwoju aparatury oraz obserwacji sejsmologicznych wstrząsów górniczych, w aspekcie prognozowania parametrów drgań w bliskich odległościach od źródła sejsmicznego.

Sformułowano następnie tezę pracy:

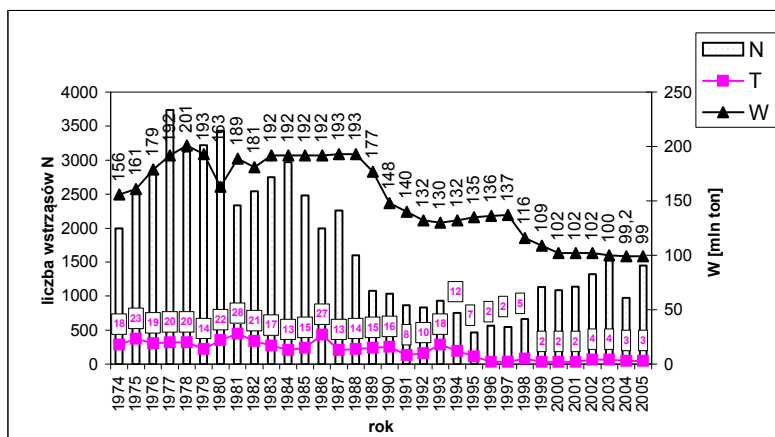
Amplitudy prędkości i przyspieszenia drgań, wywołanych wstrząsami górniczymi w odległościach bliskich od źródła sejsmicznego, są wielokrotnie większe (od 10 do 1000 razy) od amplitud drgań w dalekim polu falowym i przy określonych wartościach amplitud mogą generować obciążenia dynamiczne skutkujące tąpnięciem i uszkodzeniem wyrobiska.

Do podjęcia badań dotyczących charakterystyki drgań wywołanych wstrząsami górnictwymi w strefie blisko źródła sejsmicznego, skłoniły autora dwie ważne przyczyny:

- poznawcza – przybliżająca poznanie procesów dynamicznych zachodzących w ośrodkach skalnych,
- dążenie do poprawy bezpieczeństwa pracy załóg górniczych w kopalniach zagrożonych tąpnięciami.

2. SEJSMICZNOŚĆ W KOPALNIACH GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

Wstrząsy górotworu w kopalniach węgla kamiennego w GZW są rejestrowane w sposób ciągły od lat pięćdziesiątych ubiegłego wieku. Górnośląska Regionalna Sieć Sejsmologiczna, znajdująca się w Głównym Instytucie Górnictwa, rejestruje wszystkie wstrząsy o energii sejsmicznej od $1 \cdot 10^5$ J. Wstrząsy górotworu występują w kilku rejonach Górnego Śląska (w niecce bytomskiej, południowym skrzydle siodła głównego, niecce kazimierzowskiej, niecce ziemowickiej i niecce jejkowickiej), charakteryzujących się stosunkowo głębokim zaleganiem pokładów węgla, występowaniem grubych kompleksów piaskowcowych oraz silnie rozwiniętą tektoniką. Aktywność sejsmiczna oraz lokalizacja silnych wstrząsów ulegają okresowym zmianom, w zależności od usytuowania rejonów eksploatacji, lokalnych warunków geologiczno-górnictwowych, a także stopnia koncentracji wydobywania. Od połowy lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku, w kopalniach charakteryzujących się aktywnością sejsmiczną, wstrząsy są rejestrowane również przez lokalne kopalniane stacje sejsmologiczne. Wstrząsów wysokoenergetycznych, o energii sejsmicznej $E_s \geq 1 \cdot 10^5$ J, występuje rocznie 500–3000, przy czym energia sejsmiczna najsilniejszych z nich przekracza 10^9 J. Wstrząsy o $E_s \geq 10^7$ J są z reguły silnie odczuwane na powierzchni, a niektóre z nich mogą powodować uszkodzenia w jej zabudowie (Mutke, Stec 1997; Dubiński, Mutke 1997a, 2006; Drzęzła i inni 2001; Mutke 2004). Każdego roku w kopalniach występują łąpania, które powodują wypadki oraz skutki w wyrobiskach. Liczbę wstrząsów wysokoenergetycznych, łąpani oraz wielkość wydobywania węgla w GZW w okresie od 1974 do 2005 roku, w rozbiciu na poszczególne lata, przedstawiono na zbiorczym wykresie (rys. 1).

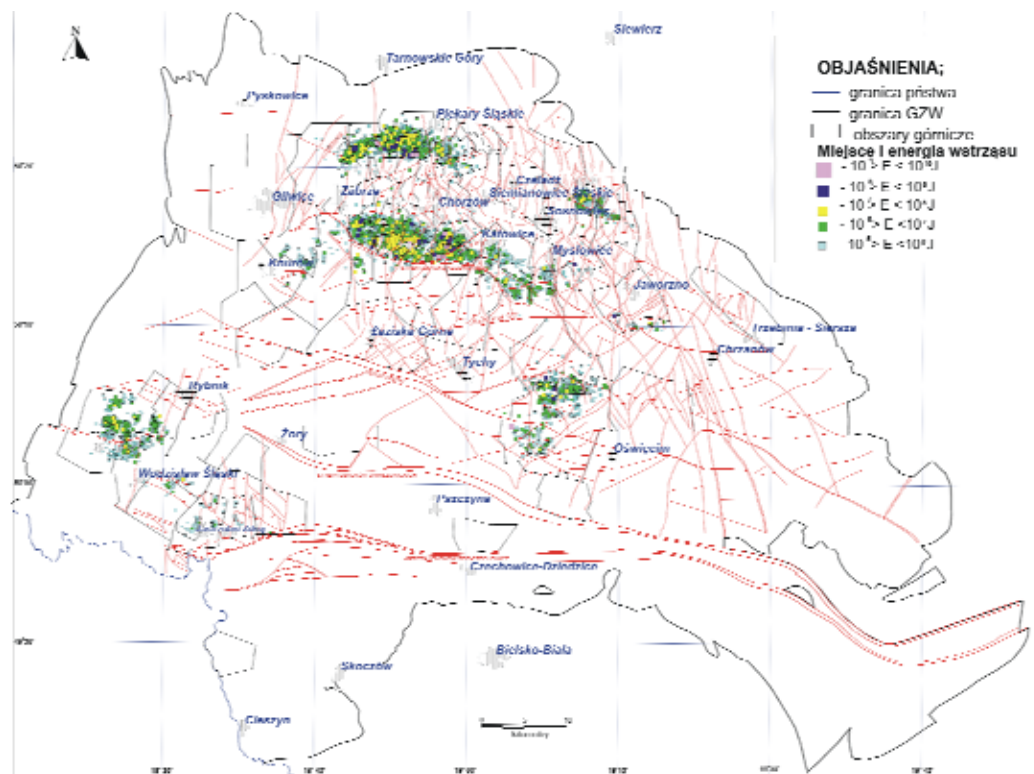


Rys. 1. Liczba wstrząsów – N (od energii sejsmicznej $1 \cdot 10^5$ J), liczba łąpani w roku – T oraz roczna wielkość wydobywania węgla – W, w GZW w latach 1974–2005

Fig. 1. Number of tremors – N ($E_s > 1 \cdot 10^5$ J), number of rockbursts – T and extraction of coal – W, in the Upper Silesia Coal Basin from 1974 to 2005

Analiza wykresu wykazała, że najwięcej wstrząsów wysokoenergetycznych wystąpiło w latach, gdy wydobywcie było największe (powyżej 150 mln ton). W okresach mniejszej aktywności sejsmicznej stwierdzono wyraźnie mniejszą liczbę wstrząsów o energii sejsmicznej rzędu 10^5 – 10^6 J, natomiast wstrząsy najsilniejsze, powyżej 10^7 J, występowały w podobnej liczbie w całym okresie prowadzonej obserwacji sejsmologicznej.

Rozmieszczenie ognisk wstrząsów wysokoenergetycznych, na tle mapy tektonicznej GZW, przedstawiono na rysunku 2.



Rys. 2. Mapa ognisk wstrząsów zaistniałych w GZW w latach 1980–2005, przedstawiona na tle tektoniki obszaru (czerwone linie odzwierciedlają uskoki)

Fig. 2. Map of distribution of strong seismic events in Upper Silesia from 1980 to 2005, presented in the background of tectonics (red lines denotes faults)

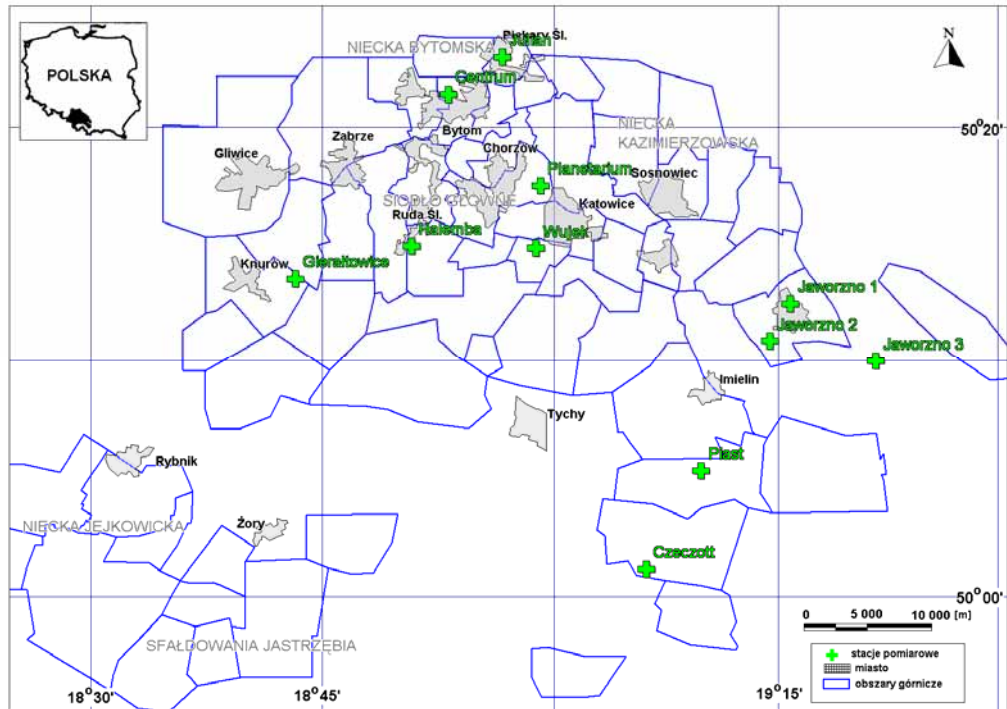
Należy zaznaczyć, że ogniska najsilniejszych wstrząsów górniczych lokalizują się najczęściej w rejonie dużych stref uskokowych, co świadczy o istotnym wpływie naprężeń tektonicznych na ich indukowanie.

3. APARATURA SEJSMOLOGICZNA DO REJESTRACJI WSTRZĄSÓW GÓRNICZYCH

Sieci sejsmologiczne do rejestracji wstrząsów górniczych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym można podzielić na regionalne i kopalniane oraz sieci stosowane doraźnie do okresowych pomiarów specjalnych (np. lokalne pomiary drgań blisko źródła sejsmicznego, wykonywane w celach badawczych). Pierwsze dwa rodzaje sieci służą generalnie do prowadzenia rejestracji sejsmologicznych wstrząsów w dalekim polu falowym. Sieć regionalna rejestruje wstrząsy z całego obszaru Górnego Śląska, natomiast sieci kopalniane ograniczają się do rejestracji wstrząsów z rejonów eksploatacji danej kopalni. Zasadniczym wymaganiem technicznym dotyczącym sieci jest automatyczna rejestracja wstrząsów z zapewnieniem wspólnej podstawy czasu dla wszystkich kanałów rejestrujących oraz ich archiwizacja. Podstawowe oprogramowanie sieci sejsmologicznych musi zapewniać poprawną lokalizację ognisk zarejestrowanych wstrząsów oraz wiarygodne obliczanie ich energii sejsmicznej.

3.1. Górnośląska Regionalna Sieć Sejsmologiczna

Górnośląska Regionalna Sieć Sejsmologiczna (GRSS) została utworzona w Głównym Instytucie Górnictwa. Pierwsze obserwacje w latach pięćdziesiątych ubiegłego wieku prowadzono z wykorzystaniem aparatury optycznej. W połowie lat siedemdziesiątych zakupiono system obserwacji w firmie Racal Thermionic. Składał się on z sejsmometrów Willmore'a, radiowej transmisji przekazywania danych z terenu oraz z analogowego rejestratora (Wierzchowska 1981). Na początku lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku, rejestrator analogowy zastąpiono rejestratorem cyfrowym produkcji GIG. Zarejestrowane wstrząsy są analizowane za pomocą specjalistycznych programów komputerowych SEJSGRAM I MULTILOK (Lurka i inni 1997). Obecnie system obserwacji GRSS składa się z trzech stanowisk trójskładowych (drgania rejestrowane w płaszczyźnie poziomej – dwuskładowe i pionowej) oraz dziewięciu stanowisk jednoskładowych (drgania rejestrowane tylko w płaszczyźnie pionowej), rozlokowanych w obszarze GZW (rys. 3). GRSS jest siecią, która rejestruje wstrząsy wysokoenergetyczne (od energii sejsmicznej 10^5 J) z obszaru całego GZW. Często są to wstrząsy, które wystąpiły poza obszarem eksploatacji górniczej, których nie zarejestrowała żadna sieć kopalniana (Mutke, Stec 1997; Stec 2001).



Rys. 3. Mapa rozmieszczenia stanowisk sejsmometrycznych Górnośląskiej Regionalnej Sieci Sejsmologicznej GIG

Fig. 3. A map showing location of seismic stations in Upper Silesia Seismic Network

GRSS jest siecią nadrzędną w stosunku do kopalnianych sieci sejsmologicznych. Ze względu na duże odległości między stanowiskami pomiarowymi, rejestracje silnych wstrząsów nie są przestawiane, co zawsze umożliwia poprawne obliczanie energii sejsmicznej. Informacje z bazy danych o wstrząsach oraz bezpośrednie cyfrowe zapisy wstrząsów są wykorzystywane, między innymi, do prowadzenia badań nad rozwojem metod sejsmologii górniczej. W niniejszym opracowaniu zapisy wstrząsów z GRSS, uzyskane w dalekim polu falowym, zostały wykorzystane do obliczania parametrów źródła sejsmicznego.

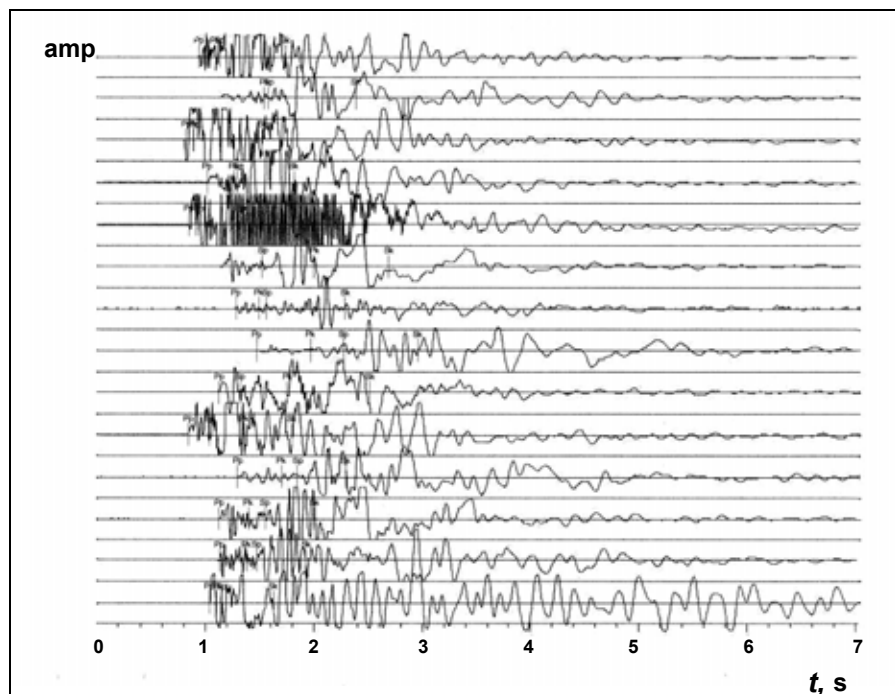
3.2. Kopalniane sieci sejsmologiczne

W kopalniach charakteryzujących się aktywnością sejsmiczną występują nie tylko wstrząsy wysokoenergetyczne, ale również dziesiątki tysięcy wstrząsów o energii sejsmicznej poniżej 10^5 J. Do rejestracji tych zjawisk są zakładane lokalne kopalniane sieci sejsmologiczne. Sieci te składają się z 10 do 20 jednostkowych, pionowych stanowisk sejsmometrycznych. Wstrząsy zarejestrowane przez kopalniane sieci sejsmologiczne są lokalizowane i jest obliczana ich energia sejsmiczna.

Obserwacje kopalniane służą głównie do oceny lokalnego zagrożenia sejsmicznego w rejonie prowadzonej eksploatacji.

Dynamika aparatury stosowanej w sieciach kopalnianych jest jednak mała i obecnie możliwa jest bez przesterowania rejestracja drgań jedynie o amplitudzie rzędu do kilku milimetrów na sekundę. Aparatura kopalniana nie nadaje się zatem do badania charakterystyki drgań w odległości bliskiej źródła sejsmicznego, gdzie amplitudy prędkości osiągają wartości kilkudziesięciu a nawet kilkuset milimetrów na sekundę.

Jak już wspomniano, wstrząsy zarejestrowane przez kopalniane sieci sejsmologiczne są jedynie lokalizowane i jest obliczana ich energia sejsmiczna. Praktycznie nie wyznacza się rutynowo innych parametrów źródła. Aby wykonywać takie pomiary należałoby sieci te zmodyfikować i zainstalować stanowiska trójskładowe oraz wprowadzić nowe programy do analizy wstrząsów. Przykładowy sejsmogram wstrząsu z sieci kopalnianej przedstawiono na rysunku 4. Można na nim łatwo zauważyć przesterowanie zarejestrowanych drgań na stanowiskach najbliższych ogniska wstrząsu. Stąd badanie drgań blisko ognisk wstrząsów wymagało zbudowania specjalnych zestawów aparaturowych.



Rys. 4. Sejsmogram prędkości drgań wstrząsu zarejestrowany w kopalni „Śląsk”

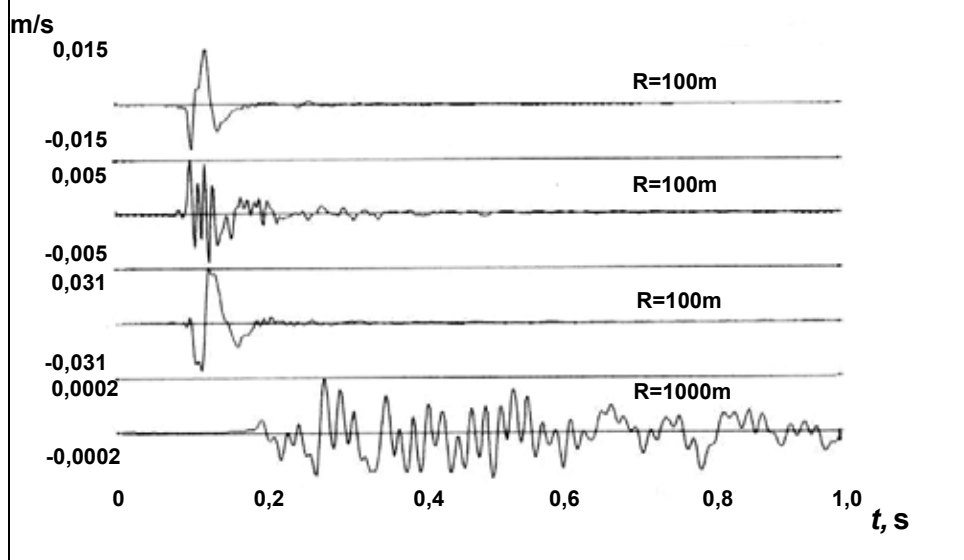
Fig. 4. Ground motion velocity of seismic tremor recorded in Śląsk Coal mine

3.3. Aparatura do pomiaru drgań blisko źródła sejsmicznego

Do wykonywania pomiarów drgań blisko źródła sejsmicznego zostały skonstruowane specjalne zestawy aparatury. Zestawy te składały się z jednej lub dwóch sond geofonowych trójskładowych oraz rejestratora. Specjalnie zaprojektowane i skonstruowane sondy geofonowe mierzyły amplitudy prędkości drgań cząsteczek górotworu. W sondach tych zastosowano geofony o częstotliwości drgań własnych 4,5 i 14 Hz, współpracujące ze specjalnie skonstruowanymi wzmacniaczami. Układ pomiarowy był tak dobrany, aby nie przesterował prędkości drgań o dużych amplitudach (rzędu kilku metrów na sekundę). Jak już wspomniano, w standardowych kopalnianych sieciach sejsmologicznych, drgania o prędkości rzędu kilku milimetrów na sekundę, są już przesterowane.

Do rejestracji drgań bliskich, na zainstalowanych poligonach badawczych, stosowano magnetofon cyfrowy firmy Earth Data, który umożliwiał zapis sygnałów w szerokim paśmie częstotliwości do 640 Hz lub do 1280 Hz. Blisko źródła sejsmicznego, największe amplitudy prędkości drgań mogą charakteryzować się częstotliwością powyżej 100 Hz. Do analizy sygnałów sejsmicznych stosowano oprogramowanie z biblioteki IASPEI – USA. Oprogramowanie to umożliwiało różniczkowanie przebiegów amplitud prędkości w celu uzyskania przyspieszenia, korektę linii bazowej, wprowadzenie charakterystyki geofonów, filtrację zero-fazową oraz analizę częstotliwościową drgań. W późniejszym okresie do obliczeń zastosowano program SEJSGRAM, opracowany w Głównym Instytucie Górnictwa (Lurka i inni 1997).

W celu zobrazowania różnicy w wymaganiach technicznych dotyczących aparatury do rejestracji drgań blisko źródła sejsmicznego oraz w dalekim polu falowym, na rysunku 5 przedstawiono sejsmogram wstrząsu, jaki wystąpił w kopalni „Śląsk”. Impuls sejsmiczny, zarejestrowany w odległości 100 m od ogniska, charakteryzował się amplitudą prędkości drgań 30 mm/s, czyli 150 razy większą od amplitudy prędkości drgań zarejestrowanej w odległości 1000 m od ogniska wstrząsu. Zatem na odległości dziesięciokrotnie większej amplituda prędkości zmniejszyła się aż 150 razy. Widać więc wyraźnie, że standardowa kopalniana sieć sejsmologiczna nie jest w stanie zarejestrować drgań o wartości 30 mm/s bez przesterowania. Drugim ważnym elementem obserwacji drgań prowadzonych blisko źródła jest stosowanie sond trójskładowych. Pozwalają one na przedstawienie drgania w układzie przestrzennym. Na rysunku 5 wyraźnie jest widoczna różnica wielkości zarejestrowanej amplitudy prędkości drgań w trzech kierunkach (pierwsze trzy kanały). Dodatkowo można zauważyć, że składowa pionowa drgań (drugi kanał pomiarowy) charakteryzuje się wyraźnie mniejszymi amplitudami prędkości oraz innym charakterem zapisu w stosunku do składowych poziomych. Stosowanie do obserwacji drgań blisko źródła sejsmicznego tylko składowej pionowej mogłoby tutaj prowadzić do błędnych wniosków.



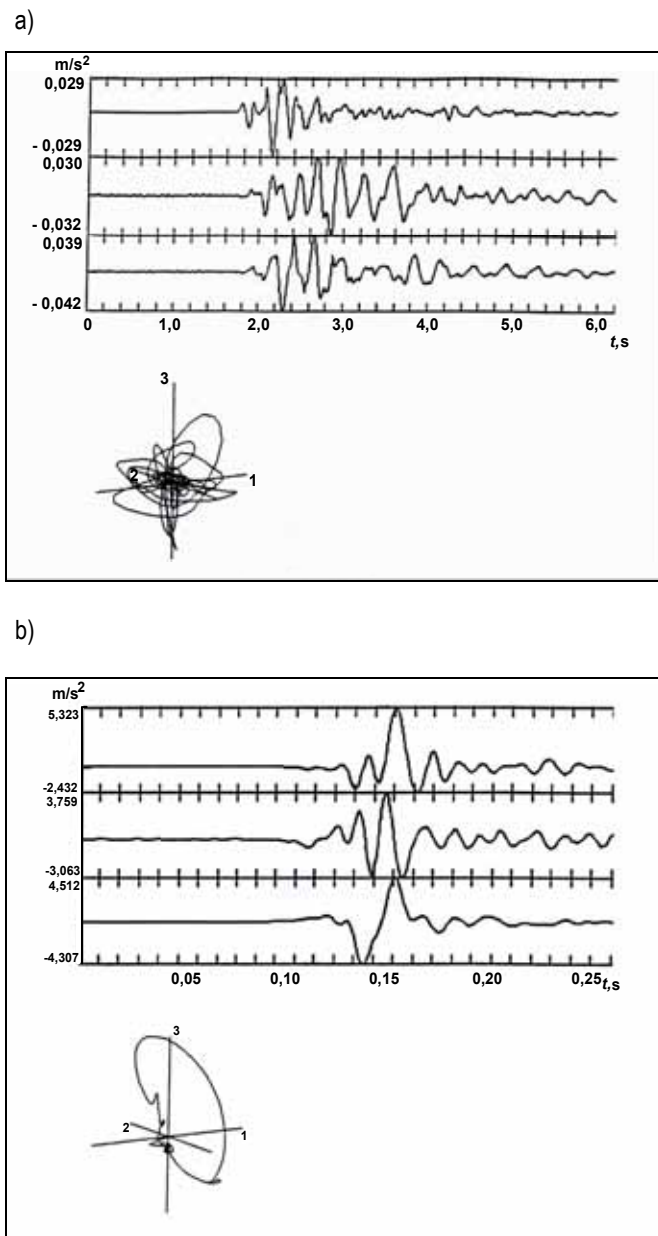
Rys. 5. Sejsmogram wstrząsu, zarejestrowanego na stanowisku trójskładowym w odległości bliskiej ($R = 100$ m) oraz na stanowisku dalekim ($R = 1000$ m) w kopalni „Śląsk”

Fig. 5. Ground motion velocity of mine tremor registered on three axial geophones in the near field ($R = 100$ m) and vertical component recorded in the far field ($R = 1000$ m) in Śląsk mine

4. DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ WSTRZĄSÓW GÓRNICZYCH W ODLEGŁOŚCI BLISKIEJ OD OGNISKA

Drgania zarejestrowane blisko ogniska wstrząsu różnią się zasadniczo od drgań w polu dalekim. Na rysunku 6 przedstawiono zapis tego samego wstrząsu z odległości bliskiej ogniska ($R < 300$ m) oraz z dużej odległości od ogniska ($R = 1100$ m). W odległości bliskiej ogniska zapis wstrząsu miał charakter impulsu i wysokie amplitudy przyspieszenia drgań (ponad 500 mm/s^2), natomiast w odległości dalekiej rejestracja nie przypominała już oddziaływania impulsowego, a ruch falowy był dużo bardziej złożony. Ponadto, występowało bardzo silne tłumienie amplitud drgań, co spowodowało ich wielokrotne zmniejszenie. Jest to ogólna prawidłowość ruchu falowego, którą potwierdzają zarówno teoretyczne rozwiązania równania falowego (Aki, Richards 1980; Ben-Menahem, Singh 1981; Niewiadomski 1997), jak i wyniki pomiarów sejsmometrycznych (McGarr i inni 1981; McGarr 1991, 1993; Mutke 1991, 2002; Kuzmenko i inni 1993; Dubiński, Mutke 1996; Ogasawara 2002; Satoh 2002; Kidybiński i inni 2005).

Dotychczas do prognozy stateczności wyrobisk podziemnych w kopalniach Górnego Śląska, dane wejściowe opisujące obciążenia dynamiczne były przyjmowane na podstawie relacji empirycznych, opracowanych dla wstrząsów spowodowanych strzelaniami (Kidybiński 1992). Zastosowanie takiego rozwiązania wymuszał brak rzeczywistych danych o charakterystyce drgań wywołanych wstrząsami górniczymi w odległościach bliskich od ogniska. Mechanizm ognisk wstrząsów, spowodowanych odpalaniem MW, jest z reguły inny od wywołanych naturalnymi wstrząsami górotworu. Należy także wspomnieć o badaniach dynamicznego oddziaływania na obudowy górnicze, jakie prowadzi się w GIG na specjalnym stanowisku pomiarowym, na którym obciążenie dynamiczne wywołuje swobodnie opuszczana masa. Takie przyłożenie udarowej siły dynamicznej nie oddaje jednak w pełni rzeczywistych sił spowodowanych wstrząsem górniczym. Znajomość parametrów drgań, występujących w strefie blisko ogniska, wywołanych wstrząsami górniczymi, powinna umożliwić weryfikację dotychczas stosowanych rozwiązań. Ich korelacja z parametrami drgań, rejestrowanymi rutynowo w dalekim polu falowym, pozwoli z kolei na prognozowanie obciążeń dynamicznych powstających blisko źródła sejsmicznego.



Rys. 6. Rejestracja przyspieszenia drgań i odwzorowanie ruchu cząsteczek górotworu w przypadku tego samego wstrząsu górniczego: a – w dużej odległości od ogniska (małe przyspieszenia, złożony ruch cząsteczek), b – w małej odległości od ogniska wstrząsu (duże przyspieszenia, impulsowy ruch cząsteczek)

Fig. 6. Three components of ground acceleration and particle motion for the same event in the far field – a (low acceleration, complex particle motion) and in the near field – b (high acceleration, particle motion is similar to impulse)

4.1. Wybrane zagadnienia emisji fal sejsmicznych

Podstawę wiedzy o przebiegu procesu trzęsienia Ziemi (również wstrząsu górniczego) stanowi między innymi obserwacja fal sejsmicznych. Rejestruje się zazwyczaj pole prędkości w różnych kierunkach i w różnych odległościach od ogniska. Opis tego pola za pomocą wybranych modeli źródła sejsmicznego pozwala na badania procesów związanych ze wstrząsami górotworu przy użyciu określonych parametrów fizycznych. Z reguły fizycznym opisem źródła wstrząsu może być sposób działania pojedynczej siły lub pary sił. Obserwacje sejsmometryczne wskazują na podobieństwo fal emitowanych z ognisk wstrząsów górniczych i trzęsień Ziemi. Możliwe jest więc wykorzystanie wiedzy o mechanizmach źródeł trzęsień Ziemi do analizy wstrząsów górniczych (McGarr 1984; Gibowicz 1984; Gibowicz, Kijko 1994; Wiejacz 1995; Gibowicz i inni 1996; Zuberek i inni 1996; Dubiński i inni 1999; Stec 1999, 2005). Wstrząsy wysokoenergetyczne są możliwe do opisanie za pomocą modelu podwójnej pary sił i są związane z procesami ścinania w źródle, natomiast wstrząsy słabsze mają z reguły mechanizm eksplozyjny lub implozyjny i są opisywane modelem pojedynczej siły.

Fale sejsmiczne są generowane przez niesprężyste deformacje w źródle wstrząsu. Wektor przemieszczenia w źródle może być wyrażony przez tensor momentu sejsmicznego i funkcję Greene'a (Aki, Richards 1980)

$$u_n(x, t) = M_{pq} \frac{\partial G_{np}}{\partial \zeta_q} \quad (1)$$

gdzie:

M_{pq} – tensor momentu sejsmicznego,

G_{np} – funkcja Greene'a,

$u(x, t)$ – przemieszczenia wywołane działaniem pojedynczej siły skoncentrowanej w punkcie ζ .

Jawną postać funkcji Greene'a, dla nieskończonego jednorodnego ośrodka jako przemieszczenie $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ powodowane przez pojedynczą siłę F przyłożoną w punkcie $\zeta = 0$ i w czasie $\tau = 0$ oraz działającą w kierunku $\mathbf{x}_m$, podał Stokes (Aki, Richards 1980)

$$u_n(x, t) = \frac{1}{4\pi\rho} (3\gamma_n\gamma_m - \delta_{nm}) \frac{1}{R_1^3} \int_{R_1/\alpha}^{R_1/\beta} \tau' F(t - \tau') d\tau' + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \gamma_n\gamma_m \frac{1}{R_1} F(t - \frac{R_1}{\alpha}) - \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} (\gamma_n\gamma_m - \delta_{nm}) \frac{1}{R_1} F(t - \frac{R_1}{\beta}) \quad (2)$$

gdzie:

R_1 – odległość od punktu obserwacji $\mathbf{x}$ do punktu przyłożenia siły,

γ_n i γ_m – cos kierunkowe dla wektora $\mathbf{x} - \zeta$,

δ – delta Kroneckera,

α i β – prędkości fali P i fali S w ośrodku o gęstości objętościowej ρ ,
 t – czas w którym obserwuje się położenie punktu $\mathbf{x}$,
 τ' – moment czasu przyłożenia siły w źródle w punkcie ζ ,
 F – siła.

Pierwszy człon w równaniu (2) opisuje tzw. bliskie pole, a drugi tzw. pole dalekie (oddzielnie dla fali P i dla fali S). W polu bliskim największe wartości amplitudy występują w małych odległościach od ogniska. Przemieszczenie $\mathbf{u}$ odnosi się zarówno do fali P, jak i S, chociaż nie zawsze jest możliwe rozdzielenie składowych fali P i S. Względna wartość różnych wyrażeń w funkcji Greene'a zależy od odległości R_1 między punktem przyłożenia siły a punktem obserwacji. Radiacja – pierwsze wyrażenie – (pole bliskie) przebiega według R^{-2} i dominuje w obrazie falowym, gdy $R \rightarrow 0$; pozostałe wyrażenia, związane z polem dalekim, zachowują się według relacji R^{-1} i stają się w obrazie falowym dominujące, gdy $R \rightarrow \infty$.

Jak wspomniano, sieci sejsmologiczne w praktyce rejestrują drgania w dalekim polu falowym. Należy jednak zauważyć, że w kopalniach głębinowych istnieje możliwość instalacji odbiorników drgań pod ziemią i dlatego, chociaż dzieje się to niezwykle rzadko, jest możliwe uzyskanie pomiarów z pola bliskiego. Z reguły odległość odbiornika od źródła wstrząsu jest na tyle duża, że „wychodzi” się już z rejestracjami poza „czyste” bliskie pole falowe i w miejscu rejestracji nawet blisko ogniska jest już ono zaburzone innymi drganiami.

W przypadku silnych wstrząsów ma się najczęściej do czynienia z radiacją równoważną podwójnej parze sił, gdzie dominują w źródle procesy ścinania (Gibowicz 1984; McGarr 1984; Dubiński i inni 1991, 1994, 1999; Zuberek 1992; Wiejacz 1996; Stec 1992, 1999). Przy przyjęciu tensora momentu sejsmicznego $\mathbf{M}$ jako wartości stałej na całej powierzchni źródła, której liniowy rozmiar jest mały w porównaniu do długością fali, wektor przemieszczenia wywołany działaniem podwójnej pary sił, opisaną tensorem $\mathbf{M}_{pq}$, w źródle można wyrazić równaniem (3) (Aki, Richards 1980; Niewiadomski 1997)

$$\begin{aligned}
 u_n(x, t) = & R_1 P^{near} \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{R_1^4} \int_{R_1/\alpha}^{R_1/\beta} \tau M_{pq}(t - \tau) d\tau + \\
 & + R_1 P^{inter(\alpha)} \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{R_1^2} M_{pq}(t - \frac{R_1}{\alpha}) - R_1 P^{inter(\beta)} \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{R_1^2} M_{pq}(t - \frac{R_1}{\beta}) + \\
 & + R_1 P^{far(P)} \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{R_1} \frac{d}{dt} M_{pq}(t - \frac{R_1}{\alpha}) - R_1 P^{far(S)} \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{R_1} \frac{d}{dt} M_{pq}(t - \frac{R_1}{\beta})
 \end{aligned} \quad (3)$$

W powyższym wzorze, RP^{near} jest radiacją w bliskim polu falowym, która przebiega według $1/R^4$. $RP^{inter(\alpha)}$ i $RP^{inter(\beta)}$ są czynnikami radiacji w polu pośrednim, zmieniającymi się z odległością proporcjonalnie do $1/R^2$. Odpowiednio dla fali P i S, $RP^{far(P)}$ i $RP^{far(S)}$ są czynnikami radiacji w polu dalekim dla fali P i S, charakteryzującymi się zmianą z odległością zgodnie z $1/R$. Składowe tensora momentu sejsmicznego

go są proporcjonalne do uśrednionego przemieszczenia cząstek w źródle. Pochodne składowych tensora po czasie, opisujące kształt impulsu przemieszczeniowego w polu dalekim, są proporcjonalne do średnich prędkości cząsteczek w źródle wstrząsu. W praktyce, człon związany z polem pośrednim jest mały w polu dalekim.

W przedstawionym rozwiązaniu założono uproszczenia dotyczące zarówno charakterystyki ośrodka skalnego, jak również mechanizmu ogniska wstrząsu i ruchu cząsteczek ośrodka w wybranej płaszczyźnie. Rozwiązanie równania falowego pozwala jednak na poznanie fizyki ruchu falowego i ocenę różnic w jego charakterystyce w odległościach bliskich i dalekich od ogniska wstrząsu. Czytelny staje się fakt inicjacji procesu niszczenia ośrodka skalnego tylko w wyniku wstrząsów bliskich. Amplitudy drgań maleją bowiem szybko przy relacji proporcjonalnej do $1/R^2$ lub $1/R^4$. Jak dowodzą obserwacje empiryczne, zniszczenia górotworu występują bowiem tylko z dużymi wartościami amplitud prędkości drgań (PPV) lub przyspieszenia drgań (PPA).

Również liczne badania drgań, powstających w efekcie eksplozji materiałów wybuchowych, wskazały na wyraźną różnicę zapisów dla pola bliskiego i dalekiego. Obszerny materiał z pomiarów empirycznych tego typu drgań jest przedstawiony w monografii (Kuzmienko i inni 1993), w której autorzy zaprezentowali wykresy wskazujące na bardzo duże amplitudy prędkości drgań, rejestrowane blisko miejsca eksplozji. W pojedynczych przypadkach rejestrowane amplitudy prędkości drgań przekraczały wartość 1000 mm/s w odległości do 10 m od miejsca eksplozji, podczas gdy w odległości 100 m ta sama eksplozja wywoływała drgania wynoszące 10 mm/s.

Johnson i Sammis (2001) opisali efekt utworzenia się w skałach strefy spękań, spowodowanej falami sejsmicznymi po eksplozji. Podali przykłady zarejestrowanych drgań oraz wyniki modelowania oddziaływania pola falowego wywołanego eksplozją na potencjalny rozwój strefy spękań ośrodka skalnego. Wyniki te wykazały, że rozmiar strefy spękań ośrodka po eksplozji był związany z promieniem szczeliny inicjującej pęknięcie. Przykładowo, dla szczeliny o promieniu 0,001 m, strefa spękania ośrodka objęła 45 m, a dla szczeliny inicjującej o promieniu 0,1 m, strefa spękań wyniosła 150 m. Obraz falowy sporządzony na podstawie obliczeń teoretycznych wykazał, że zawiera on składową pochodzącą od eksplozji oraz drugą falę związaną z rozwojem spękań wokół miejsca inicjacji eksplozji, która osiągała amplitudy prędkości ponad 200 mm/s. Obecność strefy zwiększonych naprężeń w ośrodku skalnym powodowała zwiększenie strefy spękań. Autorzy doszli również do ważnych w praktyce wniosków, że zwiększenie efektywnego rozmiaru obszaru źródła powoduje zmniejszenie się efektywności radiacji fal wysokoczęstotliwościowych w polu dalekim. Głównym efektem większego promienia szczeliny inicjującej rozryw skał jest zwiększenie się objętości strefy spękań wokół źródła sejsmicznego i wzmocnienie składowych niskoczęstotliwościowych. Ten proces może odróżniać rejestracje większości wstrząsów górniczych od grupy zjawisk, które wywoływały tąpnięcie. W efekcie wstrząsy, które spowodowały tąpnięcie, powinny charakteryzować się mniejszymi częstotliwościami narożnymi.

Z teoretycznej analizy emisji fal sejsmicznych ostatecznie dochodzi się do ważnego w praktyce podziału pola przemieszczeń na część bliską – tzw. pole statyczne oraz część daleką – tzw. pole dynamiczne (Brune 1970, 1971). Rejestrowane w polu dalekim amplitudy drgań, są wielokrotnie mniejsze od amplitud drgań cząstek w polu bliskim. Z opisanej emisji fal sejsmicznych wynika, że przyrost naprężeń dynamicznych (proporcjonalnych do maksymalnej amplitudy prędkości drgań cząsteczek, PPV), powinien bardzo silnie zależeć od odległości hipocentralnej. Zagroženiem dla wyrobisk górniczych powinny być wstrząsy, które obejmują wyrobiska znajdujące się w strefie pola bliskiego i pośredniego. Przy takim podejściu do zjawiska tąpnięć, jednym z najważniejszych zadań kopalnianej sieci sejsmologicznej, jest precyzyjna lokalizacja ognisk wstrząsów w układzie przestrzennym (Lurka i inni 1997; Dubiński i inni 2004; Mutke i inni 2005). Drugim ważnym zadaniem jest rejestracja drgań na stanowiskach trójskładowych, w celu przestrzennej obserwacji ukierunkowanych drgań.

4.2. Spektralny model ogniska

W poprzednim rozdziale zostały przedstawione podstawy teoretyczne emisji fal sejsmicznych w polu bliskim, pośrednim i dalekim, wyprowadzone przy założeniu jednorodnego i izotropowego ośrodka oraz przyjęciu modelu źródła sejsmicznego (jedna skoncentrowana siła w źródle i podwójna para sił z momentem). W rzeczywistości przemieszczenia w ognisku przebiegają w przestrzeni, a niejednorodności ośrodka skalnego powodują, że proces przemieszczania mas skalnych odbywa się skokowo. Na podstawie przedstawionego rozwiązania można jednak z całą pewnością wnioskować o istnieniu dwóch różnych pól przemieszczeń, tzn. pola bliskiego i dalekiego (jak również pola pośredniego między przejściem z pola bliskiego w dalekie). Obliczanie przemieszczeń w polu dalekim i bliskim, na podstawie rozwiązań przedstawionych w poprzednim rozdziale, jest jednak niezwykle skomplikowane. Wskazuje to na stosunkowo małą przydatność tej metody do rutynowego prognozowania drgań w odległościach bliskich od ogniska.

Duże znaczenie w inżynierskiej, rutynowej prognozie drgań w odległościach bliskich od ogniska wstrząsu, może mieć model ogniska opracowany przez Brune'a (1970, 1971). Opisuje on przemieszczenie, prędkość i przyspieszenie w polu bliskim w funkcji czasu, z uwzględnieniem efektywnego spadku naprężeń w czasie wstrząsu, oraz spektra przemieszczeń w polu bliskim i dalekim. Brune przyjął założenie, że naprężenia efektywne mogą nadać przyspieszenie masom górotworu w czasie tworzenia się dyslokacji. Model ten charakteryzują wstrząsy o mechanizmie ścinającym, jednak jak wykazały badania (Gibowicz 1984; Zuberek 1992; Zuberek i inni 1996; Wiejacz 1996; Mutke, Stec 1997; Stec 1999; Dubiński i inni 1999), większość silnych wstrząsów górniczych w GZW charakteryzuje się właśnie takim mechanizmem. W modelu Brune'a przyjęto, że impuls naprężeniowy jest przyłożony natychmiastowo do powierzchni dyslokacji. Pozwala on również na oszacowanie spadków naprężeń, naprężeń efektywnych oraz rozmiarów źródła, przez porównanie obserwowanych

spektrów sejsmicznych ze spektrami teoretycznymi. Duże znaczenie praktyczne modelu Brune'a wynika z jego powszechnego stosowania w praktyce. Do wyznaczenia promienia zastępczego ogniska kołowego oraz spadku naprężeń wystarczy dysponować rejestracjami drgań w dalekim polu falowym. Pierwsze wyniki analiz spektralnych dla wstrząsów górniczych wykazały, że proste modele Brune'a, Madariagi czy Haskell'a mogą być z powodzeniem stosowane do określania parametrów źródła (Smith i inni 1974; Spottiswoode, McGarr 1975; Gibowicz i inni 1984; Hinzen 1982). Większość teorii źródła sejsmicznego wykazuje, że spektrum przemieszczenia w polu dalekim jest stałe dla małych częstotliwości (Aki 1967; Brune 1970; Madariaga 1976).

W modelu Brune'a, impuls naprężeniowy generuje czystą falę ścinającą skierowaną prostopadle do powierzchni dyslokacji. W czasie powstawania dyslokacji, powierzchnia uskoku całkowicie odbija fale poprzeczne, rozchodzące się prostopadle do niej.

Początkowy impuls naprężeniowy wynika wprost z warunków brzegowych (Brune 1970)

$$\sigma(x, t) = \sigma H(t - x/\beta) \quad (4)$$

gdzie:

$H(x)$ – funkcja Heavisida, o własnościach:

$$\begin{aligned} H(t) &= 0 & t < 0 \\ H(t) &= 1 & t > 0 \end{aligned}$$

σ – naprężenie efektywne ($\sigma_0 - \sigma_f$), Pa;

σ_f – naprężenie w strefie sił tarcia, Pa;

σ_0 – naprężenie początkowe, Pa;

β – prędkość fali, m/s.

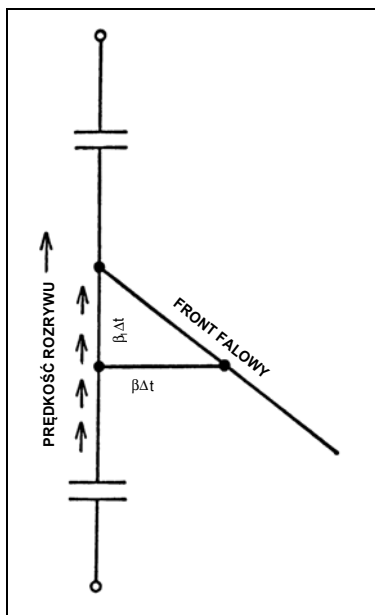
Przemieszczenia styczne u , odpowiadające pierwszemu warunkowi, otrzymuje się po scałkowaniu wyrażenia $\sigma = \mu \partial u / \partial x$; dla $x = 0$ wynoszą one (Brune 1970):

$$u = 0 \quad t < 0 \quad (5)$$

$$u = (\sigma/\mu)\beta t \quad t > 0$$

Dla punktu obserwacji znajdującego się w pobliżu środka dyslokacji, przemieszczenie cząsteczki jest opisane wzorem (5). Początkowa prędkość drgań cząsteczek górotworu w pobliżu środka dyslokacji, wyraża się w modelu Brune'a zależnością (Brune 1970)

$$\dot{u} = \frac{\sigma}{\mu} \beta \quad (6)$$



Rys. 7. Propagacja rozrywu w czasie Δt i impuls fali ścinającej propagujący na zewnątrz dyslokacji (Brune 1970)

Fig. 7. Rapture travel in time Δt and impulse of shear wave radiated outside of dislocation (Brune 1970)

Dla małych interwałów czasu Δt , kiedy dyslokacja propaguje wzdłuż płaszczyzn z prędkością β_1 , impuls fali ścinającej propaguje od płaszczyzny z prędkością β . Masy ρV skał (V jest objętością obliczoną przy podstawie trójkąta dla jednostkowego wymiaru pionowego – boki trójkąta: $\beta_1 \Delta t$ – wzdłuż płaszczyzny dyslokacji i $\beta \Delta t$ – prostopadłe do płaszczyzny dyslokacji – rys. 7), są przyspieszane przez siłę $\sigma \beta_1 \Delta t$ przyłożoną do powierzchni dyslokacji. Przyspieszenie wynosi wówczas (Brune 1970)

$$\ddot{u} = \text{siła/masa} = 2\sigma/(\rho\beta\Delta t) \quad (7)$$

Dla nieskończenie małych Δt , przyspieszenie jest bliskie nieskończoności, ale dla skończonych mas i dla mniejszych częstotliwości jest wartością skończoną. Jak podaje Brune, dla dyslokacji o długości 300 m ($\Delta t = 0,1$ s, przy częstotliwości ~ 10 Hz – długość fali ~ 300 m) i dla spadku naprężenia w ognisku 10 MPa, wartość przyspieszenia blisko powierzchni dyslokacji osiąga wartość około 2g. W przypadku trzęsień i wstrząsów górniczych ma się do czynienia również z bardzo dużymi przyspieszeniami, ale tylko przy bardzo dużych częstotliwościach (Δt w powyższym wzorze występujące w mianowniku, będzie wówczas bardzo małe). Potwierdzają to rejestracje wstrząsów z kopalń Górnego Śląska (Mutke 1999, 2001). Jeśli w powyższym przykładzie uwzględnimy $\Delta t = 0,01$ (częstotliwość dominująca fal 100 Hz), to wówczas przyspieszenie mogłoby wynieść około 20g (dla małych rozmiarów ogniska, a tym samym dla małych objętości górotworu, którym jest nadawany ruch). Przyspieszenie to można również obliczyć dla ograniczonego przedziału częstotliwości (Brune 1970):

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{\sigma}{\mu} \beta \int_{-\omega_s}^{\omega_s} e^{i\omega t} d\omega \quad (8)$$

$$\ddot{u}(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{\sigma}{\mu} \beta \int_{-\omega_s}^{\omega_s} e^{i\omega t} d\omega = \frac{1}{\pi} \frac{\sigma}{\mu} \beta \omega_s \left(\frac{\sin \omega_s t}{\omega_s t} \right) \quad (9)$$

Prędkość drgań cząsteczek będzie się zmniejszać i osiągnie zero dla długich czasów, w porównaniu z czasem, jaki otrzyma się po podzieleniu odległości od krawędzi dylatacji do punktu obserwacji, przez prędkość fali poprzecznej β . Efekt ten w przybliżeniu obrazuje wyrażenie (Brune 1970, 1971):

$$u(x=0, t) = \left(\frac{\sigma}{\mu} \right) \beta \tau (1 - e^{-t/\tau}) \quad (10)$$

$$\dot{u}(x=0, t) = \left(\frac{\sigma}{\mu} \right) \beta e^{-t/\tau} \quad (11)$$

gdzie:

$$\tau = r_o / \beta_1, \text{ s;}$$

r_o – promień zastępczego kołowego ogniska wstrząsu, m;

β_1 – prędkość propagacji rozrywu, przyjęta 0,7 β , m/s.

W dalszej części opracowania maksymalne amplitudy prędkości drgań cząstek górotworu, opisane wzorem (11), będą oznaczane przez PPV.

Według modelu Brune'a, dla skończonego źródła wstrząsu, pole dalekie oznacza dużą odległość, najlepiej o co najmniej rząd wielkości większą w porównaniu z rozmiarami źródła. Do oszacowania odległości od ogniska obszaru, w którym rozpoczyna się dalekie pole falowe, Brune (1976) przyjął następujący warunek

$$\beta / \omega R \ll 1$$

gdzie:

β – prędkość propagacji fali S, m/s;

ω – częstotliwość kątowna, Hz;

R – odległość hipocentralna, m.

W praktyce oznacza to, że dla silnych wstrząsów górniczych dalekie pole falowe ma początek około 500–1500 m od ogniska, a dla wstrząsów słabszych – odległość ta wynosi około 100–500 m.

W efekcie model Brune'a wskazuje na związek amplitudy przemieszczenia, prędkości i przyspieszenia drgań, z efektywnym spadkiem naprężeń w źródle wstrząsu i z czasem propagacji fali.

4.3. Rodzaje obserwowanych fal sejsmicznych w kopalniach

W sejsmologii górniczej, podobnie jak w sejsmologii ogólnej, wyróżnia się dwie podstawowe grupy fal sejsmicznych: fale przestrzenne i fale powierzchniowe.

Podstawowe rozwiązanie równania falowego dla fal przestrzennych (bezpośrednich), opisujące rozchodzenie się zaburzenia w postaci dylatacji lub w postaci zaburzenia opisanego przez rotację, jest następujące (Marczak, Zuberek 1994):

$$(\lambda^* + 2\mu^*)\nabla^2\theta = \rho \frac{\partial^2\theta}{\partial t^2} \quad (12)$$

$$\rho \frac{\partial^2 \text{rot} u_i}{\partial t^2} = \mu^* \nabla^2 (\text{rot} u_i) \quad (13)$$

gdzie:

μ^* i λ^* – stałe Lamego,

Θ – dylatacja ośrodka sprężystego,

u_i – wektor przemieszczenia, m,

ρ – gęstość górotworu, kg/m³,

∇ – operator Laplace’a.

Równanie falowe (12) opisuje odkształcenia objętości, natomiast równanie falowe (13) opisuje odkształcenia postaci. Na podstawie rozwiązania równania można więc wyróżnić fale przestrzenne, dla których ruch cząsteczek ośrodka zachodzi w kierunku równoległym do kierunku propagacji fali (fale podłużne), oraz dla których ruch cząsteczek jest prostopadły do kierunku propagacji (fale ścinania, zwane poprzecznymi).

Fale bezpośrednio podłużne są najszybsze i rozchodzą się w jednorodnym ośrodku izotropowym z prędkością opisaną równaniem

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda^* + 2\mu^*}{\rho}} \quad (14)$$

Fale poprzeczne są bezpośrednie, natomiast wolniejsze i rozchodzą się z prędkością

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu^*}{\rho}} \quad (15)$$

gdzie: α , β – prędkość propagacji, odpowiednio fali P i S, m/s.

Powyższe zależności są wykorzystywane w górnictwie do wyznaczania dynamicznych stałych sprężystości górotworu na podstawie pomiaru prędkości bezpośrednich fal podłużnych i poprzecznych.

Wyróżnia się dwie spolaryzowane prostopadle względem siebie fale poprzeczne:

- falę SV, w przypadku której ruch cząsteczek zachodzi prostopadle do kierunku propagacji i jednocześnie w płaszczyźnie pionowej przechodzącej przez źródło i punkt rejestracji,
- falę SH, w przypadku której ruch cząsteczek jest prostopadły do fali SV i zachodzi w płaszczyźnie poziomej.

Fale bezpośrednio to podstawowe typy fal rejestrowanych w górotworze pod ziemią przez stanowiska sejsmometryczne lub geofony kopalnianych sieci seismologicznych.

Drugą, podstawową grupą fal sejsmicznych są fale powierzchniowe. W sejsmologii najważniejsze znaczenie mają fale Rayleigh'a i Love'a. Fale Rayleigh'a propagują w sprężystej półprzestrzeni. Ruch cząstek ośrodka podczas ich propagacji jest określony przez sprzężenie fal P i SV, i zachodzi po torze elipsy, której dłuższa oś jest pionowa, w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Prędkości propagacji fali Rayleigh'a są nieco mniejsze niż prędkości fali poprzecznej S ($0,9\beta$). Fale sejsmiczne Love'a mogą powstawać w warstwie leżącej na półprzestrzeni. Są one wynikiem nałożenia się wielokrotnych odbić fal typu SH od stropu i spągu tej warstwy. Fale powierzchniowe są istotne w ocenie zagrożenia sejsmicznego na powierzchni terenu (Okamoto 1984).

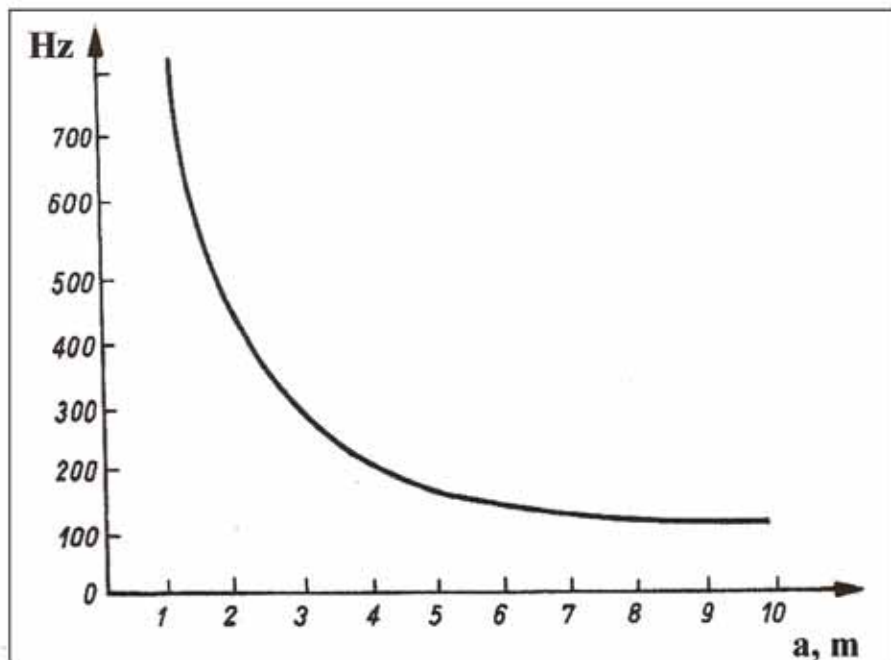
W zagadnieniach górniczych duże znaczenie mają fale kanałowe i chodnikowe, tworzące się w szczególnych uwarunkowaniach środowiska podziemnego, po „dojściu” fal bezpośrednich. Geneza i własności tych fal są podobne, jak fal powierzchniowych.

Warunkiem powstania fali kanałowej jest istnienie warstwy, w której prędkości propagacji fali P i S są mniejsze od prędkości w otaczających ją warstwach. Wyróżnia się fale kanałowe Rayleigh'a i Love'a, przy czym w badaniu mikrotektoniki pokładów węgla szczególnie użyteczna jest fala Love'a. Przy określonych warunkach brzegowych:

- ciągłości przemieszczeń na granicy dwóch ośrodków,
 - równości naprężeń lub jego składowych po obu stronach powierzchni granicznej,
- dla przyjętego modelu pokładu węgla, równanie dyspersji fali pokładowej typu Love'a, może posłużyć do sporządzenia krzywych dyspersji prędkości fazowej i grupowej (Jakóbiec-Kwaśnicka 1983; Marczak, Zuberek 1994).

Pokład węglowy jest dla fali pokładowej falowodem i jej dyssypacja energetyczna jest znacznie mniejsza niż fal bezpośrednich, a energia sygnału sejsmicznego propagowanego przez tę falę maleje z odległością, jak $R^{-1/3}$. Dzięki tak małemu tłumieniu fala może być rejestrowana na znacznie większych odległościach od źródła niż inne rodzaje fal. W przypadku fali pokładowej istnieje zależność między częstotliwością fali a grubością pokładu. Największe amplitudy rejestruje się dla ściśle określonych częstotliwości (tzw. faza Airy'ego). Fale pokładowe mogą być rejestrowane wówczas, gdy czujniki drgań są zamocowane w pokładzie węgla. W takich przypadkach amplitudy drgań w pokładzie węgla, rejestrowane po wstrząsie, są większe niż amplitudy drgań rejestrowane w skałach otaczających pokład.

Fale chodnikowe tworzą się z kolei na ociosie wyrobiska chodnikowego (Marcak, Zuberek 1994; Marcak i inni 1993). Ich badanie polega na analizie pola falowego w cylindrycznym układzie współrzędnych (Jakóbiec-Kwaśnicka, Marcak 1986). W pobliżu chodnika mogą tworzyć się fale interferencyjne, rozchodzące się wzdłuż tego wyrobiska, o drganiach odpowiadających albo fali podłużnej, albo poprzecznej. Graniczne wartości częstotliwości, przy których może się wytworzyć fala chodnikowa, w zależności od średnicy przekroju poprzecznego wyrobiska, przedstawiono na rysunku 8. Dla częstotliwości mniejszych od wyznaczonych na podstawie krzywej (rys. 8), powierzchnia wyrobiska nie jest już falowodem.



Rys. 8. Graniczne wartości częstotliwości fali cylindrycznej w funkcji średnicy chodnika a (Marcak, Zuberek 1994)

Fig. 8. Conditions generating of channel waves as a function of frequency and diameter of gallery (Marcak, Zuberek 1994)

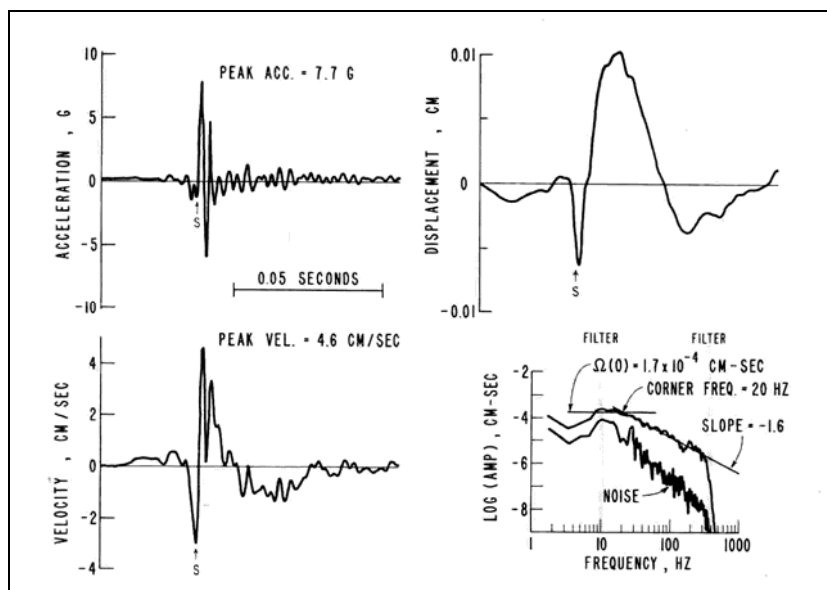
W sytuacji, gdy sonda pomiarowa rejestrująca drgania z bliskiej odległości była zainstalowana w pokładzie węgla, do kilku metrów od ociosów chodnika, wówczas mogły być rejestrowane fale chodnikowe. Przy średnicy chodnika rzędu 3 m, fale chodnikowe powinny charakteryzować się częstotliwością drgań rzędu 300 Hz.

4.4. Wyniki obserwacji wstrząsów górniczych zarejestrowanych blisko ogniska, w świetle badań w innych ośrodkach na świecie

Rozwiązanie równań ruchu falowego na podstawie liniowej teorii jest możliwe przy przyjęciu upraszczających założeń dotyczących mechanizmu źródła sejsmicznego i budowy ośrodka skalnego, a także nie są w nich brane pod uwagę silne efekty nieliniowe w polu bliskim i pośrednim. W związku z tym nie można stwierdzić, że amplitudy przemieszczenia, prędkości lub przyspieszenia drgań, będą dobrze oddawały rzeczywiste wartości tych parametrów blisko ognisk zaistniałych wstrząsów. Z rozwiązań teoretycznych można jednak wnioskować, że pole przemieszczeń dzieli się na pole bliskie i dalekie, które zdecydowanie różnią się charakterystyką. W takiej sytuacji weryfikacja rozwiązań teoretycznych może nastąpić tylko przez wykonanie dużej liczby odpowiednich pomiarów *in situ*. Dotyczy to oczywiście drgań w bliskiej odległości od źródła sejsmicznego. Pole dalekie zostało bowiem dość dobrze zweryfikowane na podstawie bardzo dużej liczby pomiarów zarówno w przypadku trzęsień Ziemi, jak i wstrząsów górniczych. Rejestracji z pola bliskiego w dalszym ciągu nie ma zbyt wiele i każde tego rodzaju udane pomiary dostarczają nowych, często zaskakujących wyników.

Na świecie, pomiarami drgań wywołanych wstrząsami górniczymi w odległości bliskiej źródła sejsmicznego, zajmowano się głównie w głębokich kopalniach w RPA. W latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych ubiegłego wieku badania takie prowadził McGarr (1991, 1993) oraz McGarr i inni (1981, 1990). Uzyskał on wiele wartościowych wyników, a jedną z ciekawszych rejestracji z głębokiej kopalni East Rand Properties przedstawiono na rysunku 9. Przyspieszenie drgań osiągnęło w przypadku tej rejestracji wartość ponad 7g (g – przyspieszenie ziemskie), a amplituda prędkości PPV wyniosła 46 mm/s. Wyniki te są zbliżone do uzyskiwanych na poligonach badawczych w GZW.

McGarr opracował liczne zależności empiryczne, wiążące amplitudy prędkości i przyspieszenia drgań z takimi parametrami, jak magnituda i moment sejsmiczny. Opracował również zależności między poszczególnymi parametrami źródła obliczonymi dla wstrząsów górniczych (tzw. relacje skalowania). Wykazał on, że relacje skalowania parametrów źródła od wstrząsów górniczych dobrze uzupełniają relacje skalowania dla trzęsień Ziemi i poszerzają je w zakresie mniejszych magnitud (McGarr i inni 1981).



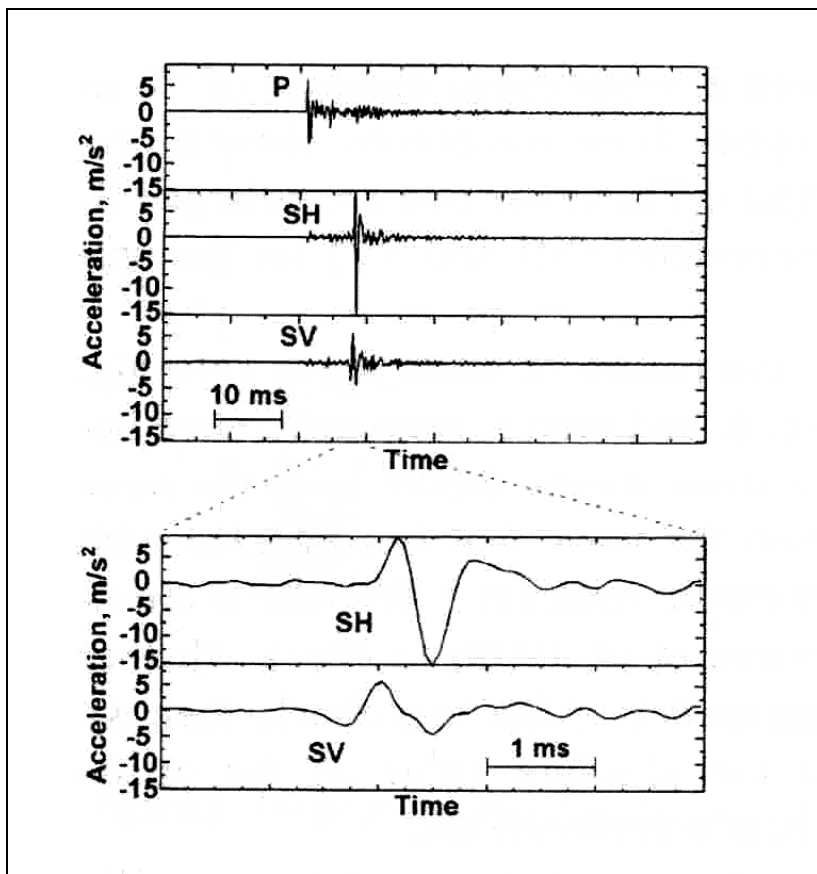
Rys. 9. Drgania składowej poziomej górotworu w kopalni złota w RPA; wstrząs o magnitudzie lokalnej $M_L = 1,45$ (E_s około $9 \cdot 10^4$ J) zarejestrowany w bliskim polu falowym (McGarr 1981)

Fig. 9. Ground motion for the horizontal component of seismic event of local magnitude $M_L = 1.45$ ($E_s = 9 \cdot 10^4$ J) recorded in near field in the gold mine (McGarr 1981)

Znaczącym osiągnięciem badań w kopalni złota East Rand Properties było potwierdzenie zależności wynikającej z modelu Brune'a, między skalowanym pikiem prędkości (R -PPV) a takimi spektralnymi parametrami źródła sejsmicznego, jak spadek naprężeń oraz rozmiar ogniska (McGarr i inni 1981).

Pod koniec lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku podobne analizy z wykorzystaniem danych z kopalni złota w RPA prowadził Ogasawara i Nagai (Ogasawara 2002a; Nagai i inni 2002b). Wybrany przykład drgań zarejestrowanych w bliskiej odległości od źródła, na poligonie pomiarowym w kopalni w RPA, przedstawiono na rysunku 10.

Przyspieszenie zarejestrowane na akcelerografie (rys. 10) ma wartość około 1,6g. Tak duże przyspieszenia zarejestrowano w paśmie dużych częstotliwości (ponad 1000 Hz), co w praktyce nie ma istotnego znaczenia dla utraty stateczności wyrobisk podziemnych.



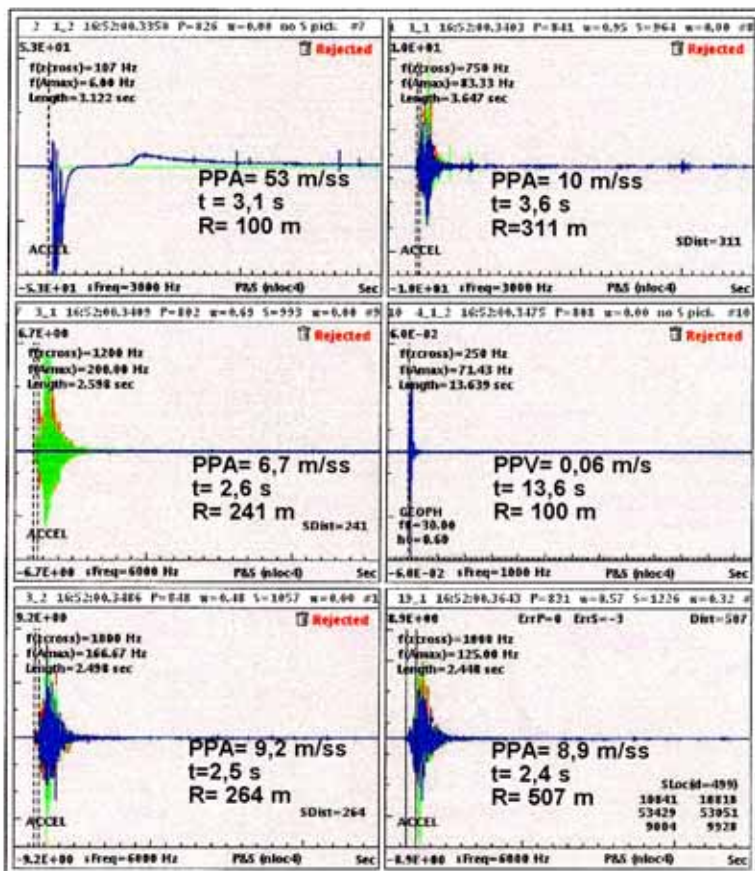
Rys. 10. Drgania górotworu w kopalni złota w RPA; wstrząs zarejestrowany w bliskim polu falowym (Nagai i inni 2002)

Fig. 10. Ground motion of seismic event recorded in near field in the gold mine (Nagai i inni 2002)

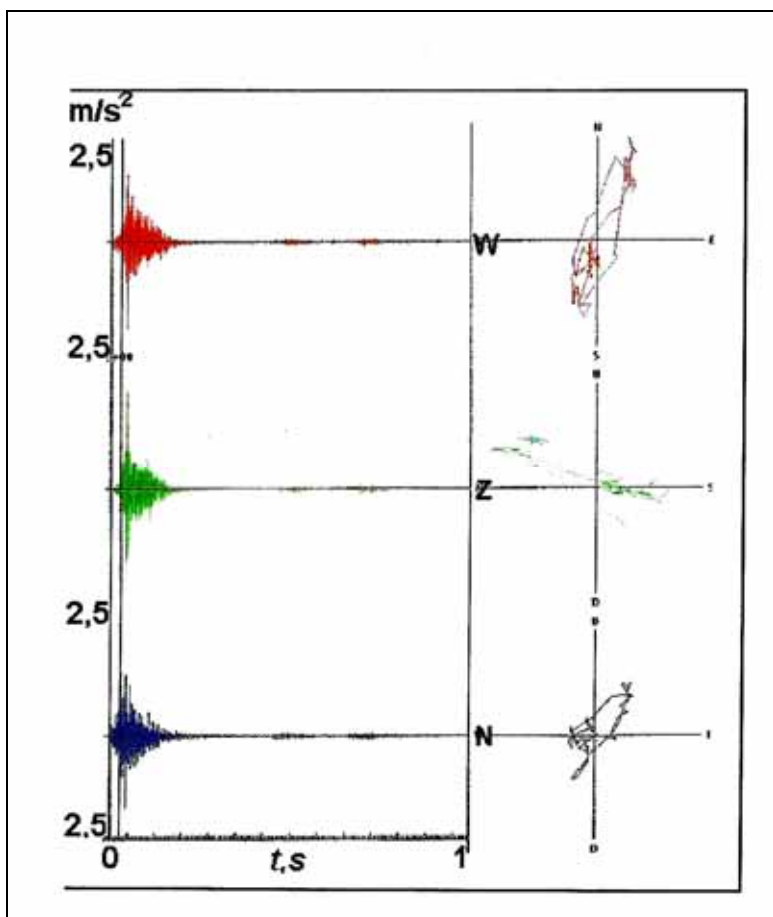
Należy zauważyć, że za granicą w kopalnianych sieciach sejsmologicznych jest stosowana aparatura o wyższej dynamice wzmocnienia jak w Polsce. Wykorzystują one nie tylko czujniki prędkości drgań (geofony), ale również akcelerometry montowane w głębokich otworach. Aparatura ta pozwala na nieprzesterowaną rejestrację drgań zarówno z bliskiego, jak i dalekiego pola. Otworowa lokalizacja akcelerometrów powoduje, że znajdują się one w pobliżu ognisk wstrząsów. Należy oczekiwać, że w niedługim czasie takie rozwiązania będą stosowane również w polskich kopalniach węgla kamiennego. Wówczas będzie możliwe rutynowe monitorowanie parametrów drgań w pobliżu ognisk wstrząsów przez sieci kopalniane. W Polsce obecnie w żadnej kopalni nie ma tego rodzaju sieci sejsmologicznej. Problem sprowadza się głównie do wysokich kosztów jej budowy, szczególnie związanych z instalacją czujników drgań w głębokich otworach.

Poniżej przedstawiono przykłady drgań uzyskane z odległości bliskiej od źródła sejsmicznego, zarejestrowane przez nowoczesną sieć mikrosejsmologiczną w kopalni rudy miedzi Northparkes w Australii. Pierwszy ze wstrząsów charakteryzował się energią sejsmiczną $1,2 \cdot 10^6$ J i był jednym z silniejszych w tej kopalni (rys. 11). Na rysunku tym można zauważyć, że przyspieszenia drgań osiągały wartości od 0,5 do 0,9g, chociaż rejestrowane były w odległościach od 344 do 507 m. Równocześnie, na geofonie zarejestrowano jedynie drgania o prędkości 6 mm/s, co świadczy o wysokoczęstotliwościowym charakterze analizowanego wstrząsu. Częstotliwość narażna wynosiła ponad 37 Hz i była około dziesięciokrotnie większa od częstotliwości wyznaczanych w GZW dla wstrząsów o podobnej energii sejsmicznej.

a)



b)



Rys. 11. Wstrząs w kopalni miedzi Northparkes z dnia 07.11.2004 r., godz. 16:52: magnituda lokalna $M_L = 2,3$ ($E_s = 1,2 \cdot 10^6$ J); a – rejestracja na kilku stanowiskach sejsmicznych, b – ruch cząsteczki górotworu na jednym wybranym stanowisku pomiarowym

Fig. 11. Seismic event recorded in Northparkes mine, local magnitude $M_L = 2.3$ (seismic energy $1.2 \cdot 10^6$ J); a – registration on a few seismic stations, b – particle ground motion on chosen seismic station

Na rysunku 11 widoczna jest też bardzo silna kierunkowość drgań, co z pewnością miało wpływ na reakcję wyrobiska w zależności od jego usytuowania. Wynika stąd, że podstawę współczesnych sieci sejsmologicznych, stosowanych do oceny zagrożenia sejsmicznego w kopalniach głębinowych, powinny stanowić rejestracje trój-składowe.

5. POMIARY DRGAŃ BLISKO OGNISK WSTRZĄSÓW W KOPALNIACH GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

5.1. Wyniki pomiarów na poligonach badawczych

W polskich kopalniach węgla kamiennego i rud miedzi obserwacje sejsmologiczne są prowadzone systematycznie od połowy lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku. Dzięki tym obserwacjom dokonał się znaczący postęp w poznaniu natury zarówno wstrząsów górniczych, jak i tąpnięć. Na podstawie rejestracji sejsmologicznych można lokalizować ogniska wstrząsów, oznaczać ich energię oraz precyzyjnie określać czas wystąpienia zjawiska. W efekcie parametry te pozwalają na ocenę potencjalnego zagrożenia sejsmicznego, wyrażonego wartością aktywności sejsmicznej oraz lokalizacją strefy jej rozwoju. Na podstawie wspomnianych parametrów opracowano również odpowiednie kryteria oceny tego zagrożenia. Należy jednak zauważyć, że parametry oceny zagrożenia sejsmicznego wyznacza się na podstawie rejestracji sejsmologicznych określonych w dalekim polu falowym. Niestety, jak już wspomniano, w polskich kopalniach węgla kamiennego nie prowadzi się pomiarów przy wykorzystaniu stanowisk trójskładowych, zapewniających analizę kierunkowości drgań oraz poprawne wyznaczanie parametrów źródła sejsmicznego. Kopalniane sieci sejsmologiczne nie są również przystosowane do pełnych obserwacji drgań w obszarze znajdującym się blisko ognisk wstrząsów. W rezultacie, taki stan rzeczy nie pozwala na ocenę i prognozę dynamicznych oraz kinematycznych parametrów drgań w wyrobiskach górniczych, zlokalizowanych w strefie położonej w pobliżu źródła sejsmicznego.

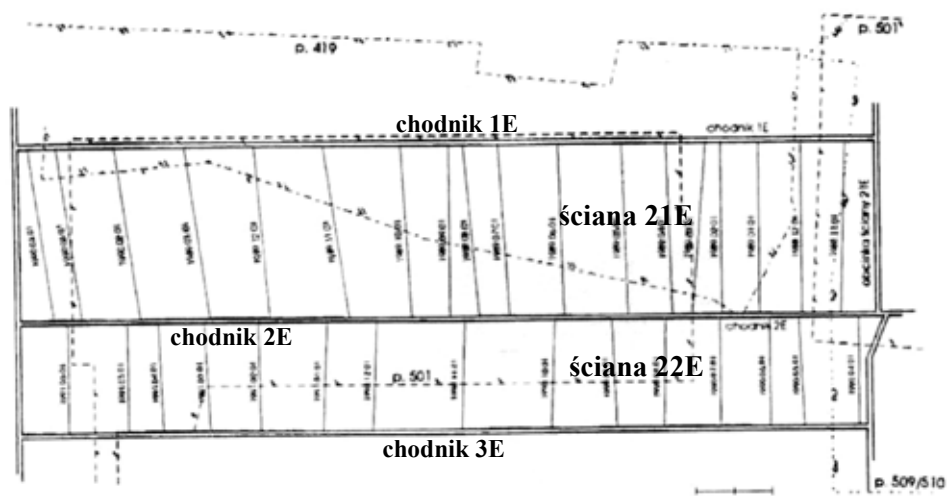
W celu rozpoznania problemu drgań występujących blisko ogniska wstrząsu, w Głównym Instytucie Górnictwa pod koniec lat osiemdziesiątych XX w., rozpoczęto pomiary ich parametrów w strefie znajdującej się blisko ogniska wstrząsu. Wymagania dotyczące aparatury pomiarowej były zupełnie odmienne niż w przypadku aparatury stosowanej standardowo w kopalnianych sieciach sejsmologicznych. Przede wszystkim sonda pomiarowa współpracująca z linią transmisji i rejestratorem cyfrowym, powinna była umożliwiać rejestrację amplitudy prędkości drgań, wynoszących co najmniej 1000 mm/s. Z kolei, charakterystyka kanału sejsmicznego powinna być płaska w zakresie częstotliwości od około 10 Hz do co najmniej 500 Hz.

Bardzo poważnym problemem w badaniach drgań w bliskim polu falowym jest zarejestrowanie wstrząsu w małej odległości od jego ogniska. W praktyce nie jest to zadanie proste i często nawet kilkumiesięczne obserwacje nie dostarczały zadowalających danych pomiarowych. Pomiary drgań w strefie bliskiej źródła sejsmicznego, oprócz skonstruowania i zainstalowania odpowiedniej aparatury sejsmometrycznej, wymagają również, aby w czasie wykonywania pomiarów znaleźć się w strefie położonej blisko ognisk wstrząsów. Prowadzenie obserwacji sejsmologicznych na takich poligonach badawczych jest procesem wymagającym długiego czasu. Dla tego też w literaturze niezmiernie rzadko znajduje się informacje o wynikach rejestracji drgań blisko ognisk wstrząsów.

W latach 1988–2003 stworzono kilka poligonów pomiarowych do rejestracji drgań w odległościach bliskich od źródła sejsmicznego, w następujących kopalniach węgla kamiennego: „Szombierki”, „Bobrek”, „Rozbark” w Bytomiu, „Nowy Wirek” i „Śląsk” w Rudzie Śląskiej oraz ZG Jadwiga w Zabrze.

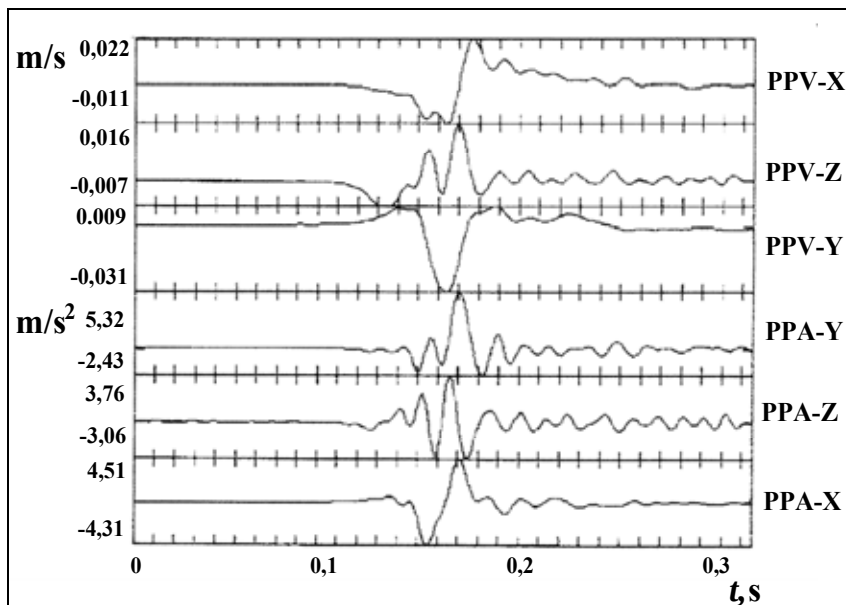
POLIGON POMIAROWY W KOPALNI „SZOMBIERKI”

Pierwsze rejestracje drgań ognisk wstrząsów górniczych wykonano na przełomie lat 80. i 90. ubiegłego wieku w kopalni „Szombierki” (Mutke i inni 1988; Mutke, Stec 1997). Rejon badań obejmował ściany 21E i 22E w pokładzie 507 z eksploatacją na głębokości 860–890 m (rys. 12). W czasie eksploatacji tych ścian wystąpiło około 4000 wstrząsów górniczych, z których 59 miało energię powyżej 10^5 J. Okres eksploatacji obejmował lata 1988–1990. Udało się w tym czasie zarejestrować tylko kilka wstrząsów z odległości bliskiej ogniska. Wykaz tych wstrząsów i zarejestrowane parametry drgań przedstawiono w tablicy 1. Na rysunkach 13 i 13a przedstawiono przykładową rejestrację wstrząsu.



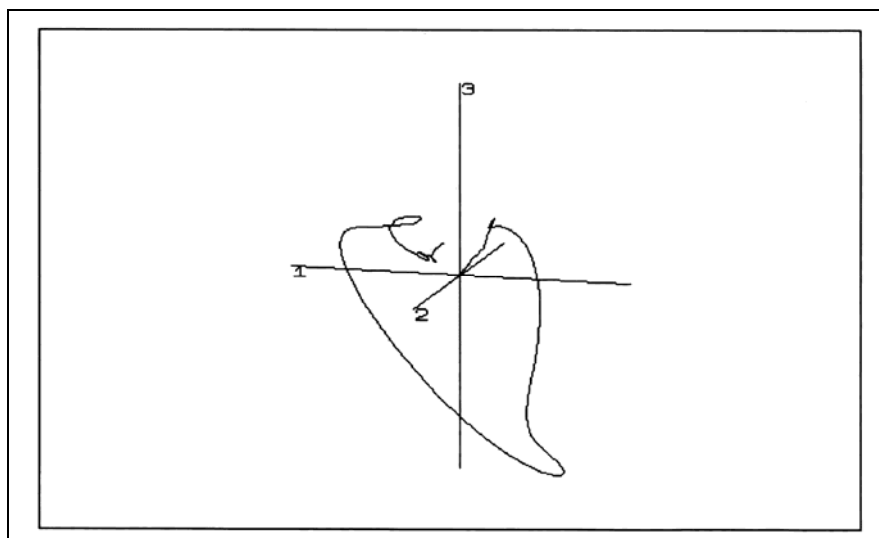
Rys. 12. Mapa górnicza rejonu ściany 21E i 22E w pokładzie 507 – poligon badawczy w kopalni „Szombierki”

Fig. 12. A map of the 21E and 22E panels in seam no 507 – Szombierki coal mine



Rys. 13. Rejestracja drgań (prędkość i przyspieszenie) – wstrząs o energii sejsmicznej $1 \cdot 10^6$ J, zarejestrowany z odległości $R = 300$ m (Dubiński, Mutke 1996)

Fig. 13. Velocity and acceleration recorded for tremor of seismic energy $1 \cdot 10^6$ J and hypocentral distance $R = 300$ m (Dubiński, Mutke 1996)



Rys. 13a. Ruch cząstki górotworu w bliskim polu falowym, odtworzony na podstawie sejsmogramu z rysunku 13 (Dubiński, Mutke 1996)

Fig. 13a. Particle motion in near field of event no 13 (Dubiński, Mutke 1996)

Tablica 1. Wyniki pomiarów z poligonu w kopalni „Szombierki” – ściana 21E | 22E

Energia sejsmiczna E_s , J	Odległość hipocentralna m	PPV dla składowej		
		X mm/s	Z mm/s	Y mm/s
$1 \cdot 10^6$	300	21,7	15,5	30,8
$4 \cdot 10^5$	210	6,2	4,2	8,5
$4 \cdot 10^5$	250	20,0	6,0	9,0
$1 \cdot 10^5$	500	8,3	5,1	8,4
$6 \cdot 10^4$	310	1,4	0,4	2,3
$3 \cdot 10^4$	390	2,0	2,0	2,4
$4 \cdot 10^4$	450	1,4	2,2	1,9
$3 \cdot 10^4$	430	1,0	2,2	1,4

W przypadku wstrząsu o energii sejsmicznej $E_s = 1 \cdot 10^6$ J, w odległości 300 m zarejestrowano drgania o prędkości PPV 30 mm/s (rys. 13) i przyspieszeniu PPA 4500 mm/s² (rys. 13), przy częstotliwościach dominujących rzędu 10–30 Hz. Drgania spowodowane tym wstrząsem swoim charakterem przedstawiają silnie ukierunkowany impuls (rys. 13a).

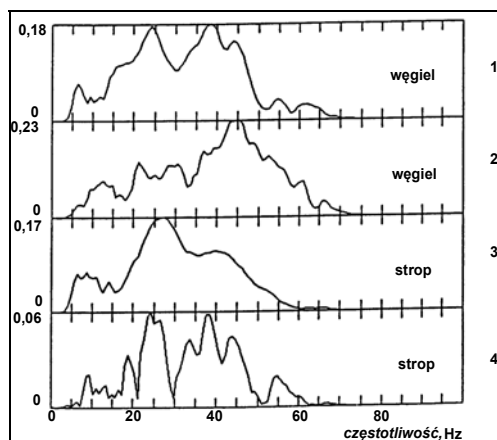
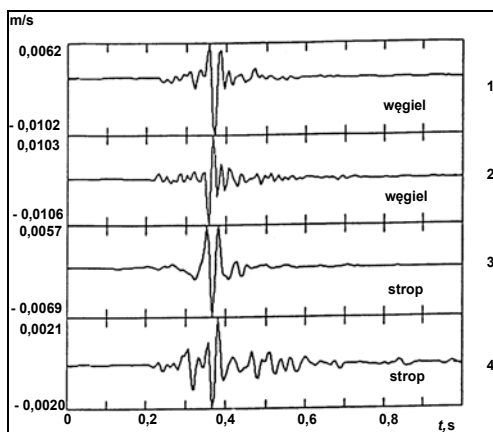
Należy podkreślić, że w kopalni „Szombierki” wykonano pionierskie pomiary drgań w odległościach bliskich od ognisk silnych wstrząsów górniczych. Pomiary te wykazały jednoznacznie, że blisko ognisk wstrząsów należy oczekiwać dużych amplitud prędkości i przyspieszenia drgań o charakterze impulsowym. Długość fali bezpośredniej, dochodzącej do wyrobisk górniczych, wynosiła ponad 100 m.

POLIGON POMIAROWY W KOPALNI „NOWY WIREK”

Poligon pomiarowy znajdował się w bloku C w pokładzie 502. Pokład 502 ma miąższość około 7 m i zalega na głębokości 700 m.

Dwuskładowe sondy pomiarowe zostały zainstalowane w Przekopie Równoległym na poziomie 711, w otworach wiertniczych usytuowanych w pokładzie węgla oraz w stropie bezpośrednim, który stanowił w tym miejscu zwężły i wytrzymały piaskowiec. Kierunek drgań rejestrowanych przez sondy zainstalowane w węglu i w piaskowcu był odpowiednio skorelowany. W ten sposób było możliwe porównywanie amplitud drgań zarejestrowanych w piaskowcu z amplitudami zarejestrowanymi po przejściu fali przez spękaną warstwę ociosu węglowego (Mutke 1998).

W latach 1995–1996 aparatura pomiarowa zarejestrowała kilkaset zjawisk sejsmicznych. Z tej grupy zjawisk wybrano 50 zapisów, które przez sieć sejsmologiczną kopalni „Nowy Wirek” zostały rozpoznane jako wstrząsy górotworu. Były to zjawiska, najczęściej o energii sejsmicznej rzędu 10^2 – 10^3 J, sporadycznie 10^4 – 10^5 J, zlokalizowane w odległościach od 200 do 60 m od sond pomiarowych. Przykładowy sejsmogram z tego poligonu pomiarowego przedstawiono na rysunku 14.



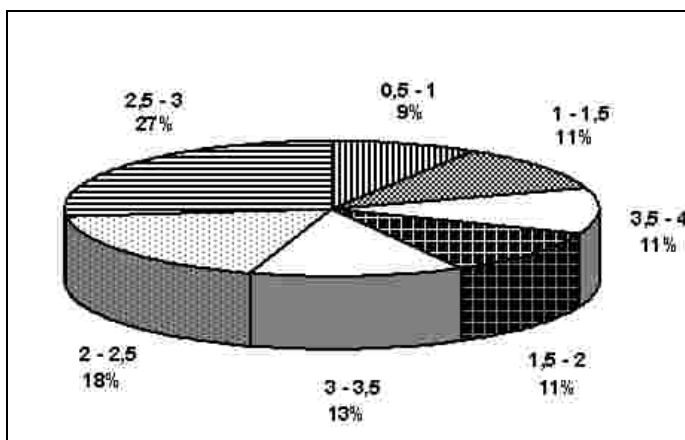
Rys. 14. Sejsmogram prędkościowy oraz spektrum FFT dla wstrząsu o energii sejsmicznej $5 \cdot 10^3$ J, zarejestrowanego 400 m od ogniska wstrząsu (kopalnia „Nowy Wirek”)

Fig. 14. Seismogram and spectrum FFT for tremor $5 \cdot 10^3$ J, recorded at testing field in Nowy Wirek coalmine (hypocentral distance: 400 m)

Amplitudy prędkości drgań rejestrowane w węglu były z reguły większe niż amplitudy w piaskowcu. Równocześnie drgania rejestrowane w węglu charakteryzowały się większymi częstotliwościami.

Dla wybranych 50 wstrząsów górotworu z rejonu ściany 21/C w kopalni „Nowy Wirek”, określono maksymalne amplitudy prędkości drgań zarejestrowane przez poszczególne sondy pomiarowe. W kolejnym etapie analizy obliczono stosunek maksymalnej amplitudy zarejestrowanej przez sondę zainstalowaną w pokładzie węgla do maksymalnej amplitudy drgań uzyskanej z zastosowaniem sondy umieszczonej w piaskowcu.

Wyniki obliczeń współczynnika wzmocnienia amplitud w spękany pokładzie węglowym przedstawiono na rysunku 15 w formie diagramu kołowego. Analiza uzyskanych wyników badań wykazała, że spękany w strefie ociosowej pokład węgla zmieniał amplitudy prędkości w stosunku do amplitudy wejściowej zarejestrowanej w warstwie piaskowca, odpowiednio od 0,8 do 3,7 razy. Średnie wzmocnienie amplitud drgań w spękany pokładzie węgla, w stosunku do amplitud zarejestrowanych w warstwie piaskowca, wyniosło 2,1. Największe wzmocnienia drgań obserwowano dla częstotliwości fali padającej w granicach 20–40 Hz, czyli częstotliwości charakterystycznych dla drgań z bliskiej odległości od ogniska wstrząsu. To niewątpliwie jeden z istotnych czynników mogących wpływać na wielkość efektu sejsmicznego w ociosie wyrobisk górniczych. Należy zauważyć, że drgania o częstotliwościach dominujących mniejszych od 20 Hz oraz o częstotliwościach większych od 50 Hz nie wywoływały zauważalnego efektu wzmocnienia. Oznacza to, że długość fali sejsmicznej odgrywa istotną rolę w ewentualnej prognozie obciążeń dynamicznych w wyrobiskach wykonanych w pokładach węglowych.



Rys. 15. Diagram obrazujący ilościowo-procentowy udział współczynnika wzmocnienia amplitud prędkości drgań PPV w spękanym pokładzie węgla, w odniesieniu do drgań zarejestrowanych w warstwie piaskowca na poligonie badawczym w kopalni „Nowy Wirek” (Dubieński, Mutke 1996)

Fig. 15. Amplification of the peak particle velocity for tremors from Nowy Wirek coal mine recorded in fractured coal seam in comparison with PPV recorded in sandstone roof (Dubieński, Mutke 1996)

Prawdopodobnie wzmocnienie drgań nie było związane ani z fałą pokładową ani z fałą chodnikową (zbyt małe częstotliwości drgań w stosunku do wymiarów chodnika). Wzmocnienie to należy raczej wiązać ze zjawiskiem amplifikacji drgań, wywołanym przejściem fali przez kilkumetrową strefę spękanego węgla i skał otaczających. W przypadku występowania drgań sejsmicznych w rejonach grubych pokładów, można się liczyć z relatywnie większymi amplitudami prędkości drgań PPV, a tym samym z większymi obciążeniami dynamicznymi wyrobisk podziemnych.

POLIGON POMIAROWY W ZG JADWIGA

Pomiary w ZG Jadwiga były prowadzone w rejonie ścian 243b i 244 w pokładzie 620 (rys. 16). Wstrząsy rejestrowano z odległości średnio około 100 m od ogniska wstrząsu. Uzyskano wiele unikalnych rejestracji o wyjątkowo dużych amplitudach prędkości drgań PPV, prawdopodobnie jednych z największych, jakie zarejestrowano w świecie w przypadku wstrząsów górniczych (Mutke 1999, 2001b, 2002). Z tej właśnie przyczyny na kolejnych rysunkach 17–26 przedstawiono rejestracje wybranych wstrząsów, ze względu na ich wyjątkowość.

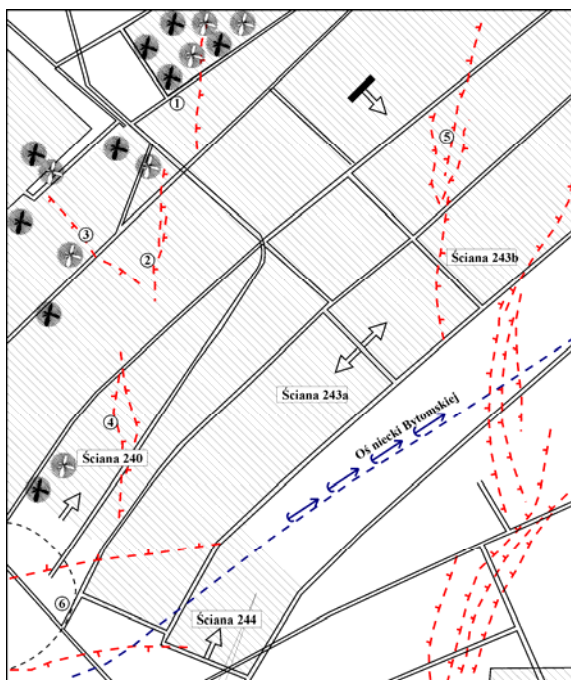
Pokład 620 w ZG Jadwiga ma grubość 1,6–2,2 m i nachylenie 0–35°. Zalega na głębokości 825–1200 m, na dnie niecki bytomskiej.

POLIGON W REJONIE ŚCIANY 243B

W okresie biegu ściany 243b (od kwietnia 1996 do maja 1997 roku) wystąpiły wstrząsy górotworu zestawione w tablicy 2. Aktywność sejsmiczna na tym poligonie była bardzo duża, co pozwoliło na rejestrację dużej liczby wstrząsów w odległościach bliskich od ognisk wstrząsów.

Tablica 2. Wstrząsy górotworu wygenerowane eksploatacją ściany 243b

Rząd energii wstrząsu, J	10^3	10^4	10^5	10^6
Liczba wstrząsów	1880	235	17	0

**Rys. 16.** Mapa pokładu 620 w rejonie poligonu pomiarowego – ZG Jadwiga (ściana 243b)**Fig. 16.** Plan of the panel 243b in seam no 620 – Jadwiga coal mine

Wstrząsy, zarejestrowane na tym poligonie, miały różną charakterystykę drgań, co szczególnie dobrze było widoczne na spektrach częstotliwościowych. Jedna grupa wstrząsów charakteryzowała się maksymalnymi drganiami, przy częstotliwościach 20–100 Hz, ale występowały również wstrząsy o największych drganiach, przy częstotliwościach 200–350 Hz.

W praktyce istotniejsze wydają się być drgania o częstotliwościach mniejszych. Amplitudy drgań wymuszają wówczas ruch wyraźnie większych mas górotworu. Przykładowo, dla częstotliwości 10–100 Hz są to masy o promieniu rzędu $1/4$ długości fali, czyli w granicach od 5 do 50 m. Przy częstotliwościach drgań fali rzędu 300 Hz są to już masy zdecydowanie mniejsze, o promieniu od 1 do 3 m. Pęd działający na wyrobisko przy porównywalnej amplitudzie prędkości drgań dla pierwszych wstrząsów, jest zdecydowanie większy niż dla drgań wysokoczęstotliwościowych, właściwych dla drugiej grupy wstrząsów.

Amplitudy prędkości drgań, zarejestrowane w stropie piaskowca, osiągały maksymalne wartości 200 mm/s, czyli wartości, przy których w różnych skalach empirycznych tworzyły się już pierwsze spękania (Langefors, Kihlstrom 1963; Dowding, Rozen 1978; Jeremik 1987; Kidybiński 1999; Mutke 1998, 2001a). Częstotliwość drgań rejestrowanych w stropie w warstwach piaskowca zawierała się w przedziale od 10 do 100 Hz.

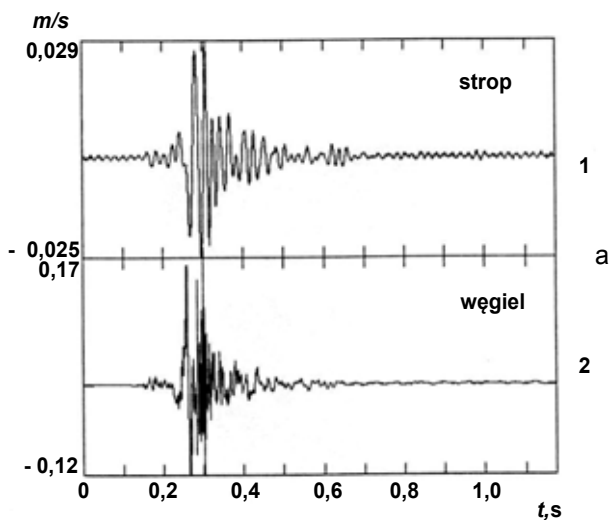
Dla dużych częstotliwości drgań, z zakresu 200–400 Hz, zarejestrowano w węglu prędkości drgań o największej amplitudzie wynoszącej 380 mm/s (rys. 19a). Na rysunkach 17b, 17d i 19b, przedstawiono amplitudy przyspieszeń drgań cząstek górotworu (PPA) otrzymane po zróżniczkowaniu przebiegów prędkościowych. Dla częstotliwości do 100 Hz uzyskiwano wartości $PPA = 50 \text{ m/s}^2$ (5g). Jeszcze większe wartości przyspieszenia można było zaobserwować przy większych częstotliwościach drgań. Na rysunku 17a przedstawiono PPA w całym zakresie rejestrowanych częstotliwości do 500 Hz. Wyniosły one aż 207 m/s^2 (ponad 20g). Z kolei na rysunku 19b przedstawiono przyspieszenia drgań dla wstrząsu o energii sejsmicznej wynoszącej tylko $8 \cdot 10^3 \text{ J}$, zarejestrowane blisko ogniska wstrząsu. Przyspieszenia te wyniosły ponad 500 m/s^2 (50g). Należy jednak zauważyć, że w zarejestrowanych drganiach przeważały fale z zakresu częstotliwości od 300 do 400 Hz. Te największe wartości PPV i PPA występowały tylko w przypadku niektórych z zarejestrowanych wstrząsów i to tylko dla drgań o dużych częstotliwościach. Drgania te nie powodowały większych problemów ze stabilnością wyrobiska chodnikowego w rejonie, w którym prowadzono ich rejestrację. Według informacji świadków wstrząsów, na poligonie w ZG Jadwiga co najwyżej występowało dynamiczne odspajanie niewielkich kawałków (płatów) węgla z ociosów chodnika. Makroskopowa obserwacja tego rodzaju skutków pozostawała w korelacji z charakterystyką fal sejsmicznych analizowanych wstrząsów (duża częstotliwość drgań, czyli krótkie fale o małej energii sejsmicznej nie stanowią zagrożenia dla stabilności wyrobiska chodnikowego). Zdecydowanie największa liczba zarejestrowanych wstrząsów z rejonu ściany 243b wykazywała dużo mniejsze amplitudy prędkości drgań, poniżej 20 mm/s.

Na rysunku 17c przedstawiono przemieszczenia drgań, po scałkowaniu przebiegu prędkościowego. Przemieszczenia te zawierały się maksymalnie w granicach 0,15–0,7 mm, przy częstotliwości dominującej na widmie w zakresie od 20 do 35 Hz.

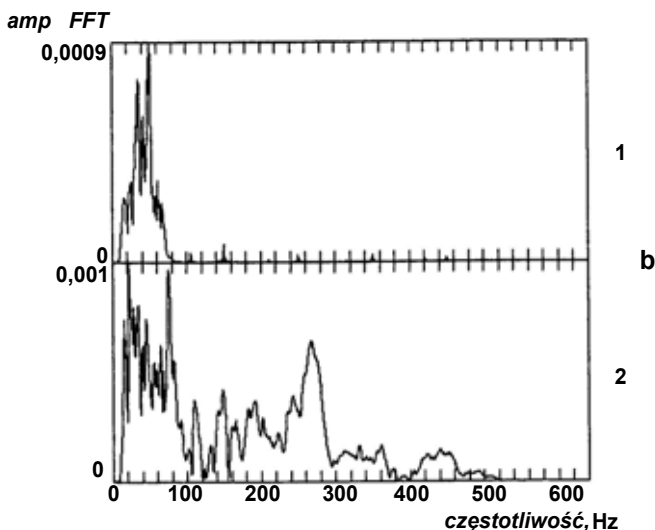
Należy jeszcze raz podkreślić, że zarejestrowane w pobliżu ociosu wyrobiska amplitudy prędkości drgań nie spowodowały znaczących skutków w wyrobisku. Były to wstrząsy silnie odczuwane przez załogę, a w przypadku niektórych zjawisk obserwowano lokalne odprężenia (dynamiczne odspajanie się i wyrzucanie węgla z ociosów). Nie jest to niespodzianką, jeżeli porówna się zarejestrowane wartości drgań PPV (100–300 mm/s) z wartościami opisanymi w różnych skalach empirycznych jako potencjalnie powodujące spękania w strukturze ośrodka skalnego.

Należy także zauważyć, że obciążenia dynamiczne mogą zaistnieć w rejonie zwiększonych naprężeń statycznych (górotwór mocno wyteżony) i wówczas współdziałanie czynnika statycznego (duże wyteżenie) i dynamicznego może dawać efekt wyraźnie bardziej niekorzystnego oddziaływania wstrząsu.

a)

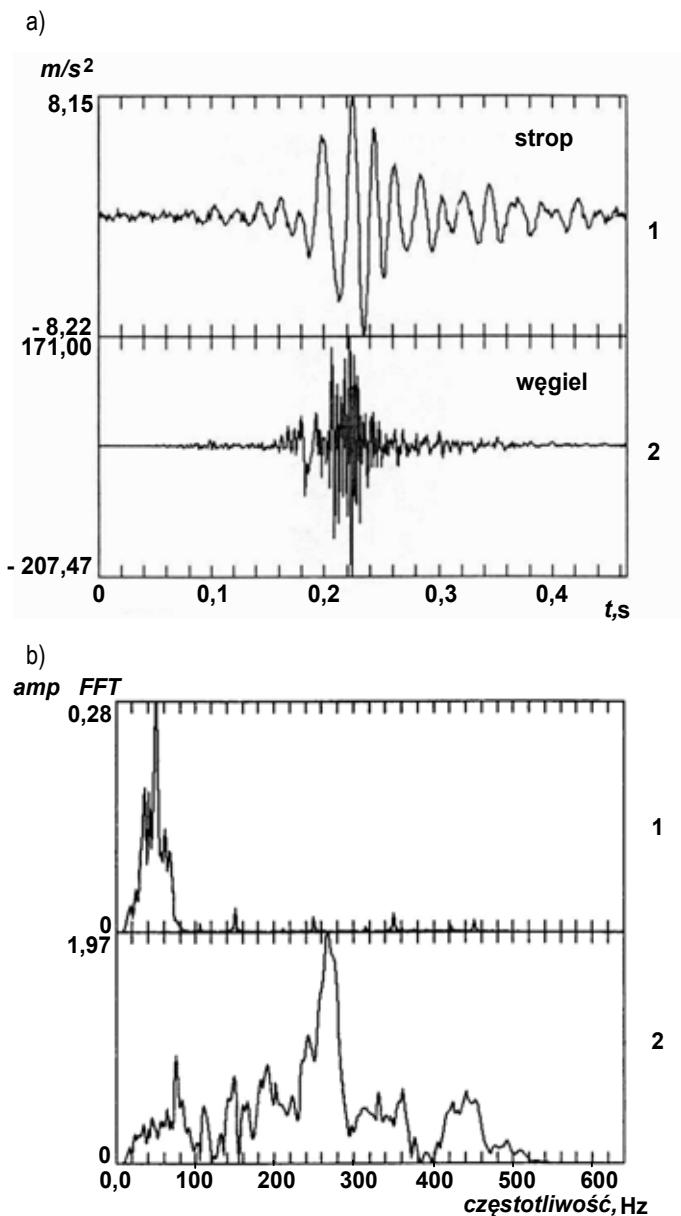


b)



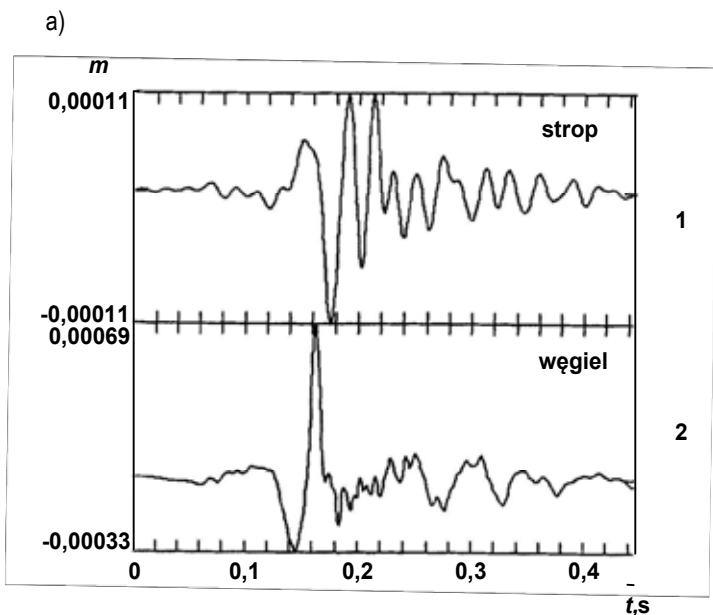
Rys. 17a. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^5$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT (Mutke 2002)

Fig. 17a. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^5$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT (Mutke 2002)



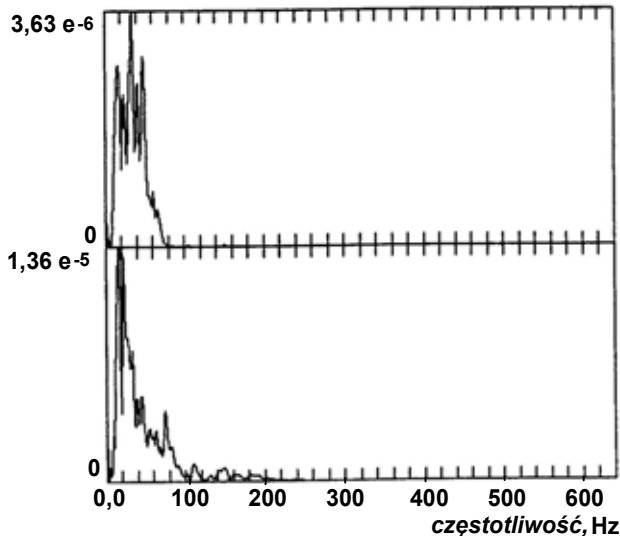
Rys. 17b. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^5$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – akcelerogram (po różniczkowaniu sygnału prędkościowego), b – spektrum FFT

Fig. 17b. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^5$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – acceleration, b – spectrum FFT



b)

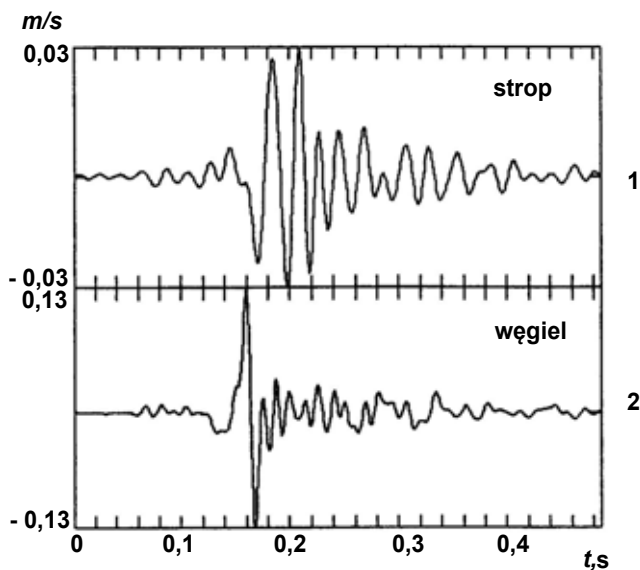
amp FFT



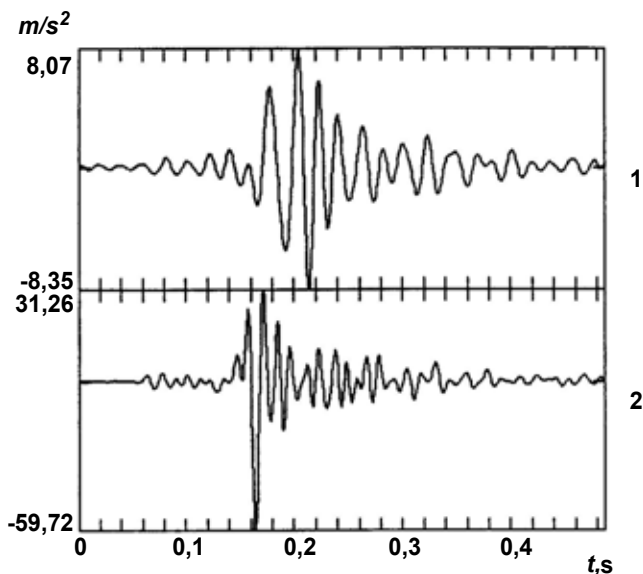
Rys. 17c. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^5$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – sejsmogram przemieszczenia drgań (po scałkowaniu sygnału prędkości drgań), b – spektrum FFT

Fig. 17c. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^5$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground displacement (obtained from numerical integration of ground velocity), b – spectrum FFT

a)

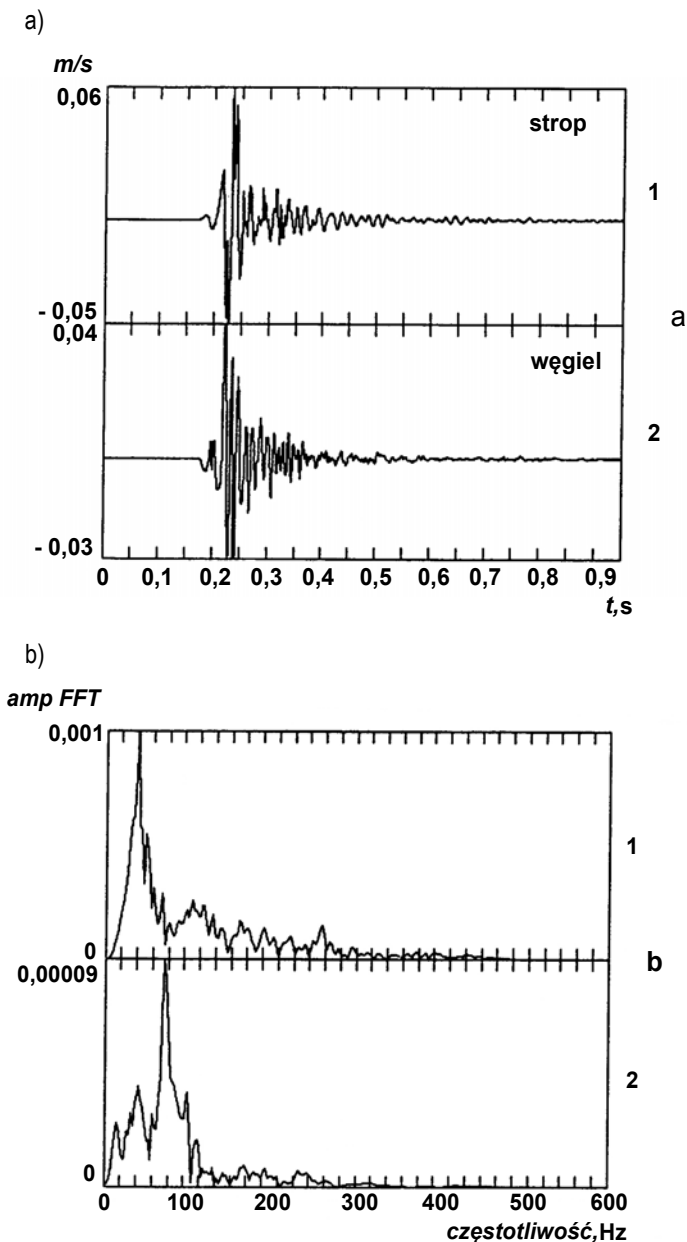


b)



Rys. 17d. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^5$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań (w paśmie częstotliwości do 100 Hz), b – akcelerogram (w paśmie częstotliwości do 100 Hz)

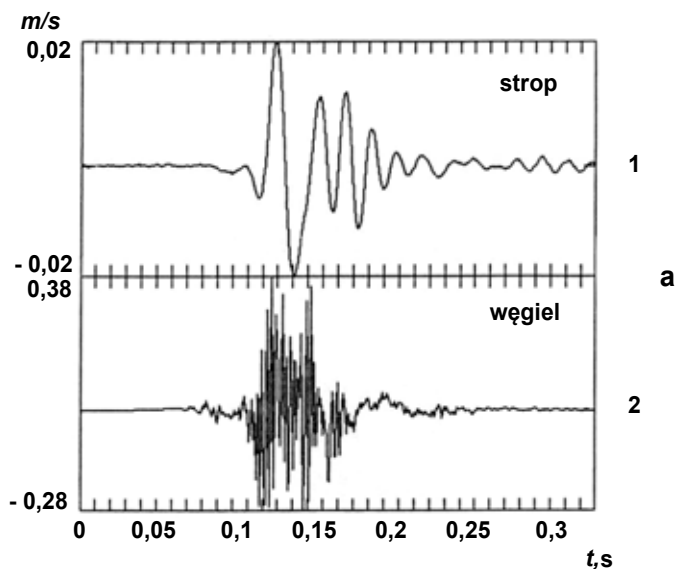
Fig. 17d. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^5$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity (frequency bandpass 4–100 Hz), b – ground acceleration (frequency bandpass 4–100 Hz)



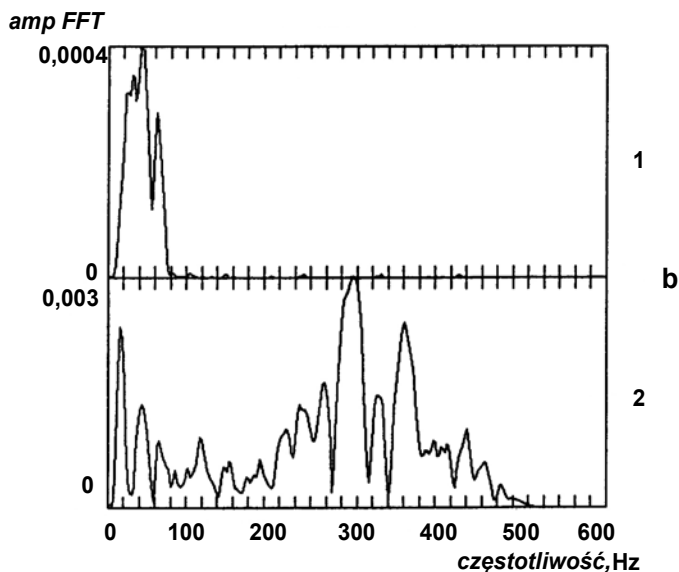
Rys. 18. Wstrząs z dnia 06.02.1997 r. o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT (Mutke 2002)

Fig. 18. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity b – spectrum FFT (Mutke 2002)

a)

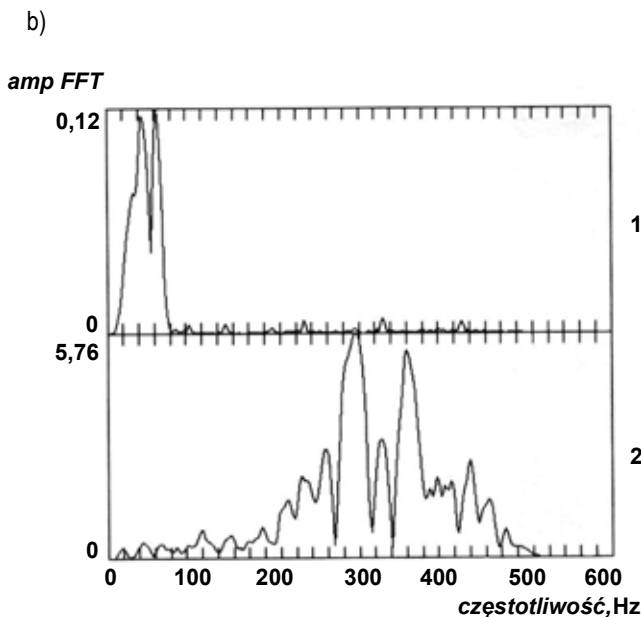
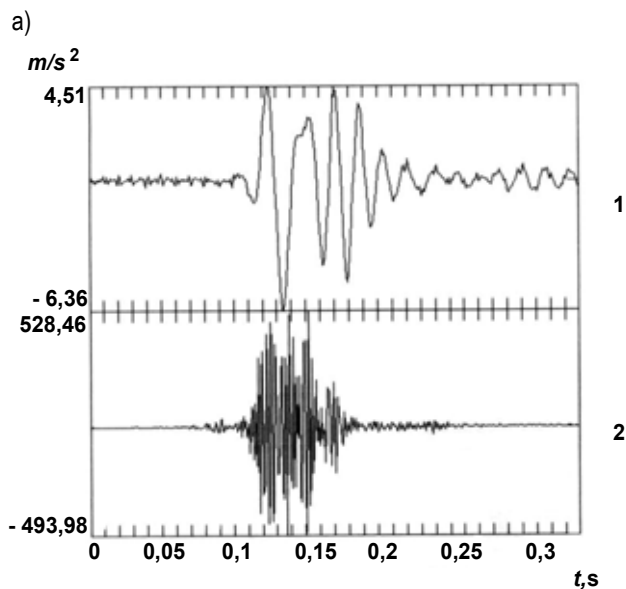


b)



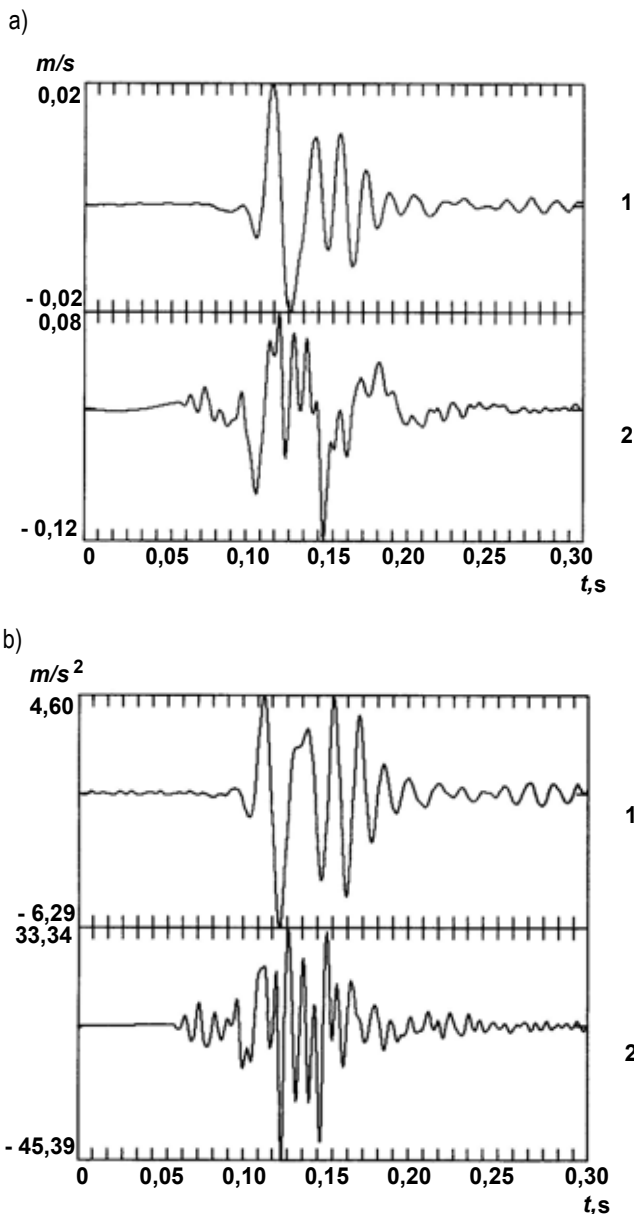
Rys. 19a. Wstrząs o energii sejsmicznej $8 \cdot 10^3$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 110$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT (Mutke 2002)

Fig. 19a. Mining tremor of seismic energy $8 \cdot 10^3$ J and at hypocentral distance 110 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT (Mutke 2002)



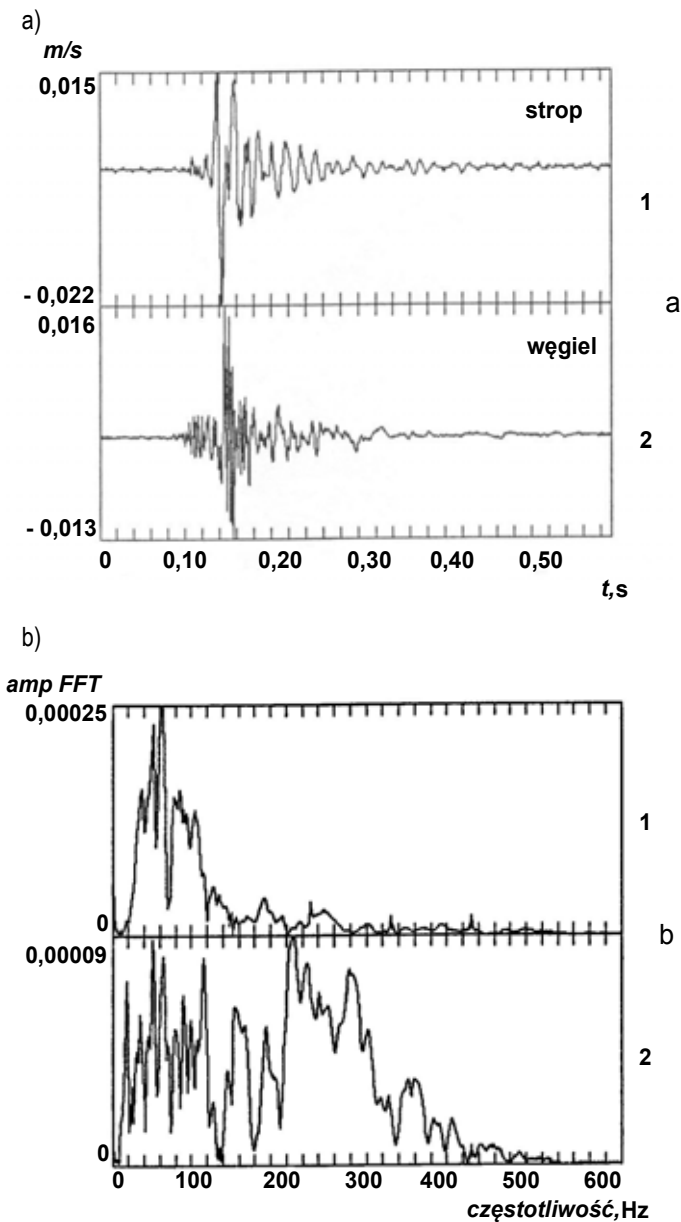
Rys. 19b. Wstrząs o energii sejsmicznej $8 \cdot 10^3$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 110$ m od ogniska: a – akcelerogram (po zróżniczkowaniu sygnału prędkościowego z rys. 16), b – spektrum FFT

Fig. 19b. Mining tremor of seismic energy $8 \cdot 10^3$ J and at hypocentral distance 110 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground acceleration (obtained from numerical differentiation of ground velocity), b – spectrum FFT



Rys. 19c. Wstrząs o energii sejsmicznej $8 \cdot 10^3$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 110$ m od ogniska: a – seismogram prędkości drgań (w paśmie częstotliwości do 150 Hz), b – akcelerogram (w paśmie częstotliwości do 150 Hz)

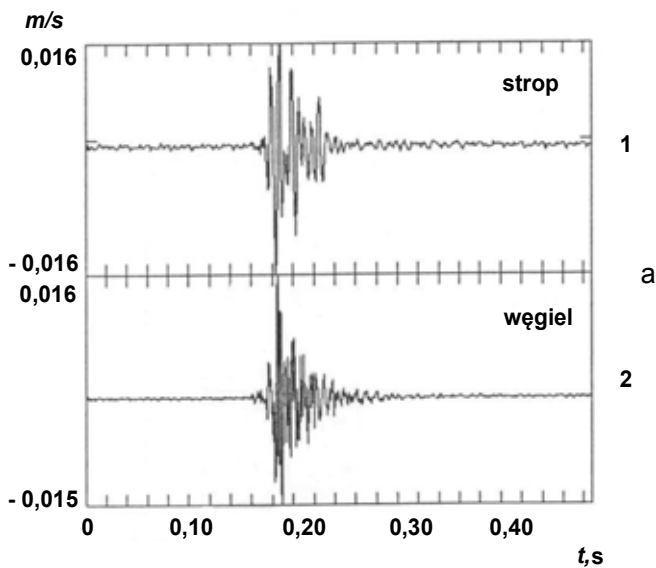
Fig. 19c. Mining tremor of seismic energy $8 \cdot 10^3$ J and at hypocentral distance 110 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity (frequency bandpass 4–150 Hz), b – ground acceleration (frequency bandpass 4–150 Hz)



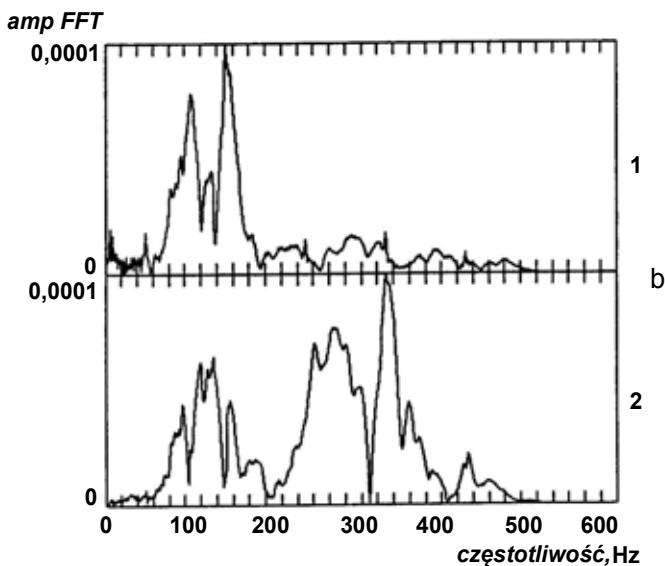
Rys. 20. Wstrząs o energii sejsmicznej $1 \cdot 10^3$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 85$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT

Fig. 20. Mining tremor of seismic energy $1 \cdot 10^3$ J and at hypocentral distance 85 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT

a)

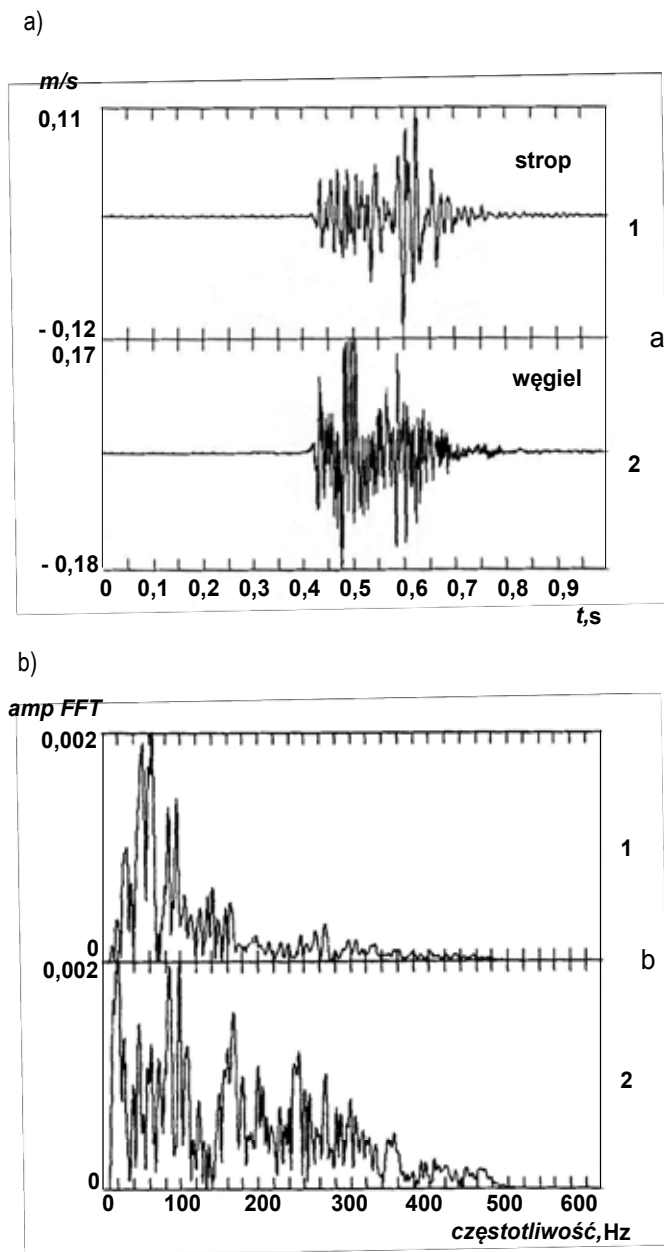


b)



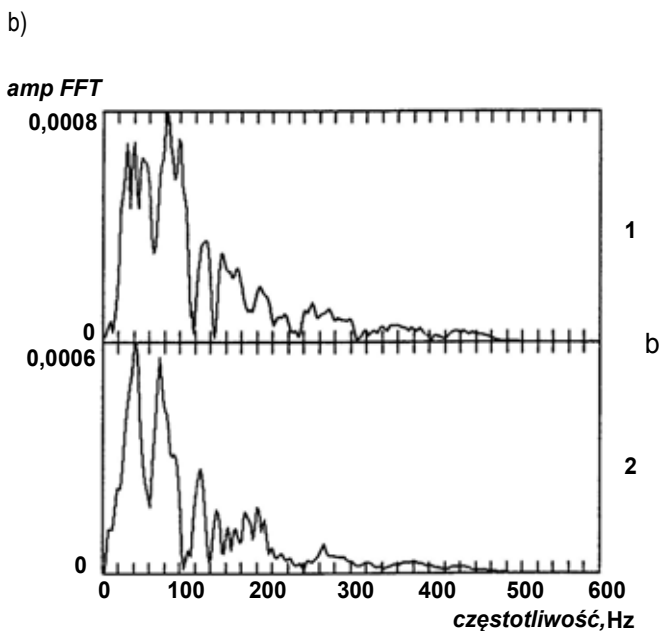
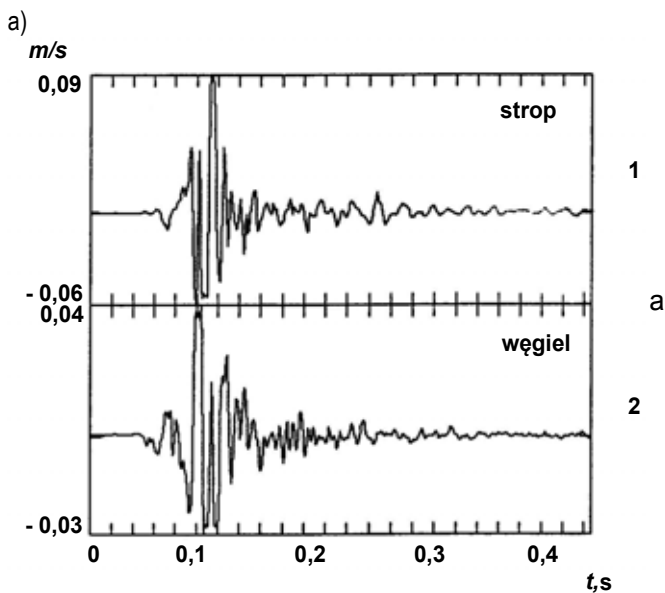
Rys. 21. Wstrząs o energii sejsmicznej $6 \cdot 10^2$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 70$ m od ogniska: a – seismogram prędkości drgań, b – spektrum FFT

Fig. 21. Mining tremor of seismic energy $6 \cdot 10^2$ J and at hypocentral distance 70 m recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT



Rys. 22. Wstrząs o energii sejsmicznej $7 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 120$ m od ogniska: a – seismogram prędkości drgań, b – spektrum FFT

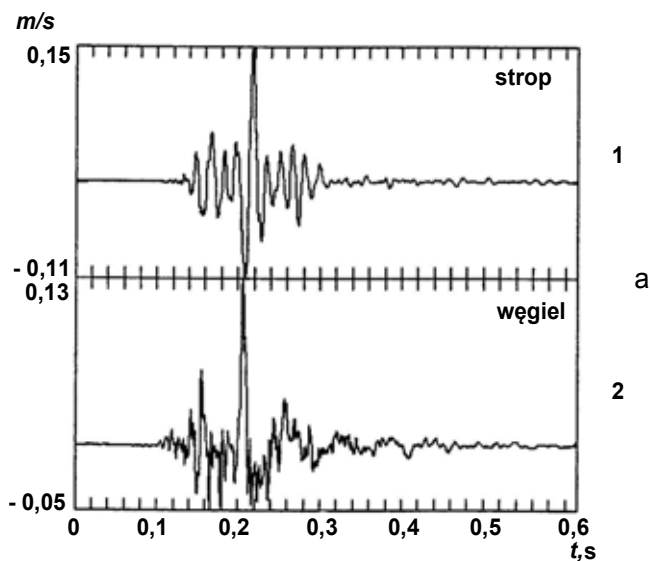
Fig. 22. Mining tremor of seismic energy $7 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 120 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT



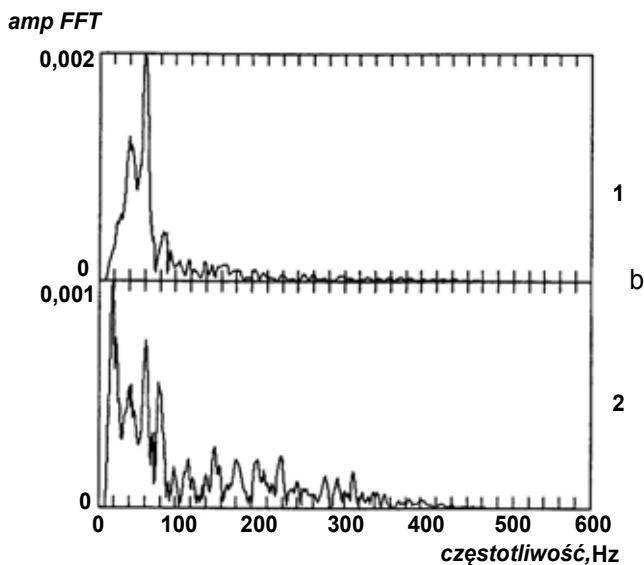
Rys. 23. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 150$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT

Fig. 23. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 150 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT

a)

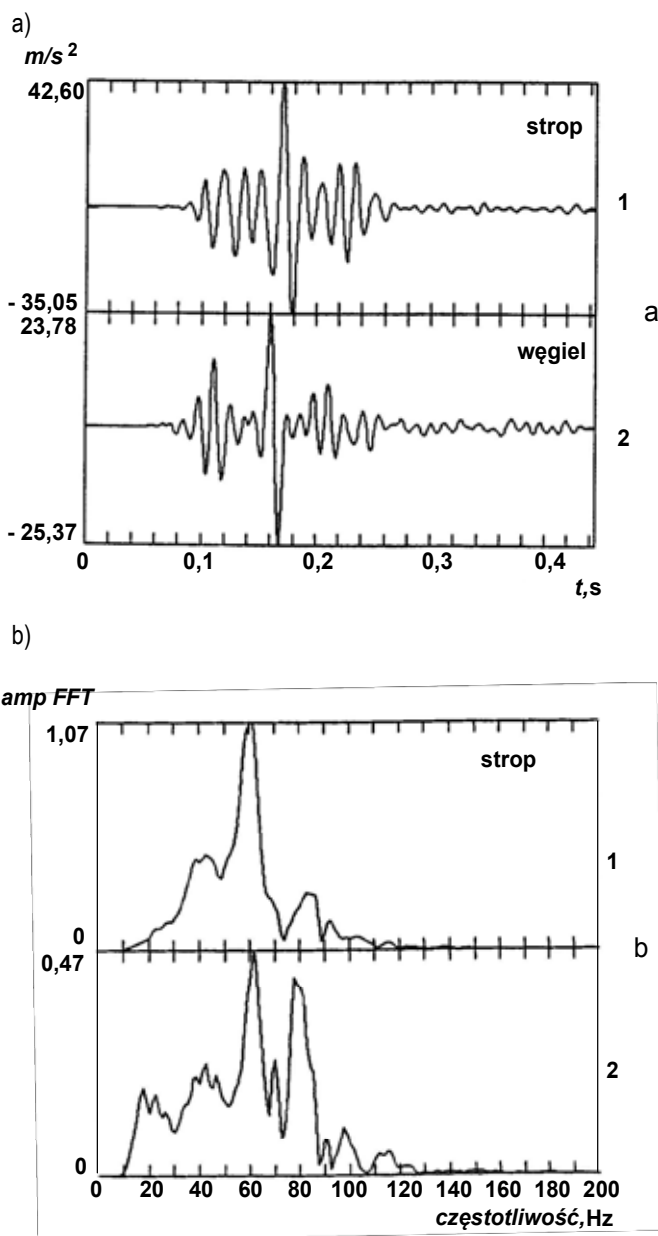


b)



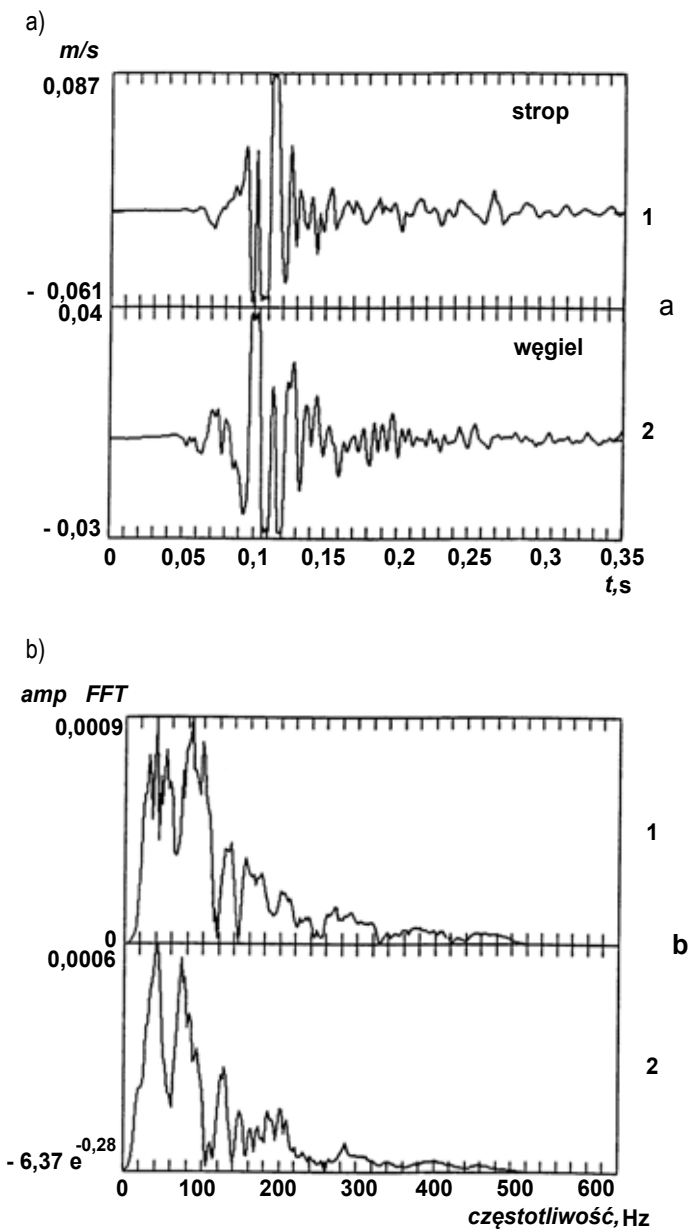
Rys. 24a. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT (Mutke 2002)

Fig. 24a. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT (Mutke 2002)



Rys. 24b. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 130$ m od ogniska: a – akcelerogram (po zróżniczkowaniu sygnału prędkościowego z rys. 21), b – spektrum FFT

Fig. 24b. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 130 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground acceleration (obtained from numerical differentiation of ground velocity), b – spectrum FFT



Rys. 24c. Wstrząs o energii sejsmicznej $3 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w ZG Jadwiga w rejonie ściany 243b/620, w odległości $R = 150$ m od ogniska: a – sejsmogram prędkości drgań, b – spektrum FFT

Fig. 24c. Mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 150 m, recorded in Jadwiga mine – panel 243b/620: a – ground velocity, b – spectrum FFT

Widoczny na powyższych rejestracjach znaczący udział dużych częstotliwości drgań w przypadku wstrząsów o największych amplitudach prędkości i przyspieszenia, pozwala na zastanowienie się, czy nie były to fale chodnikowe. Przy średnicy wyrobiska korytarzowego około 3 m, fale chodnikowe (cylindryczne) charakteryzowałyby się dużą częstotliwością drgań – od 300 do 500 Hz, co właśnie wystąpiło w niektórych prezentowanych przykładach zarejestrowanych wstrząsów.

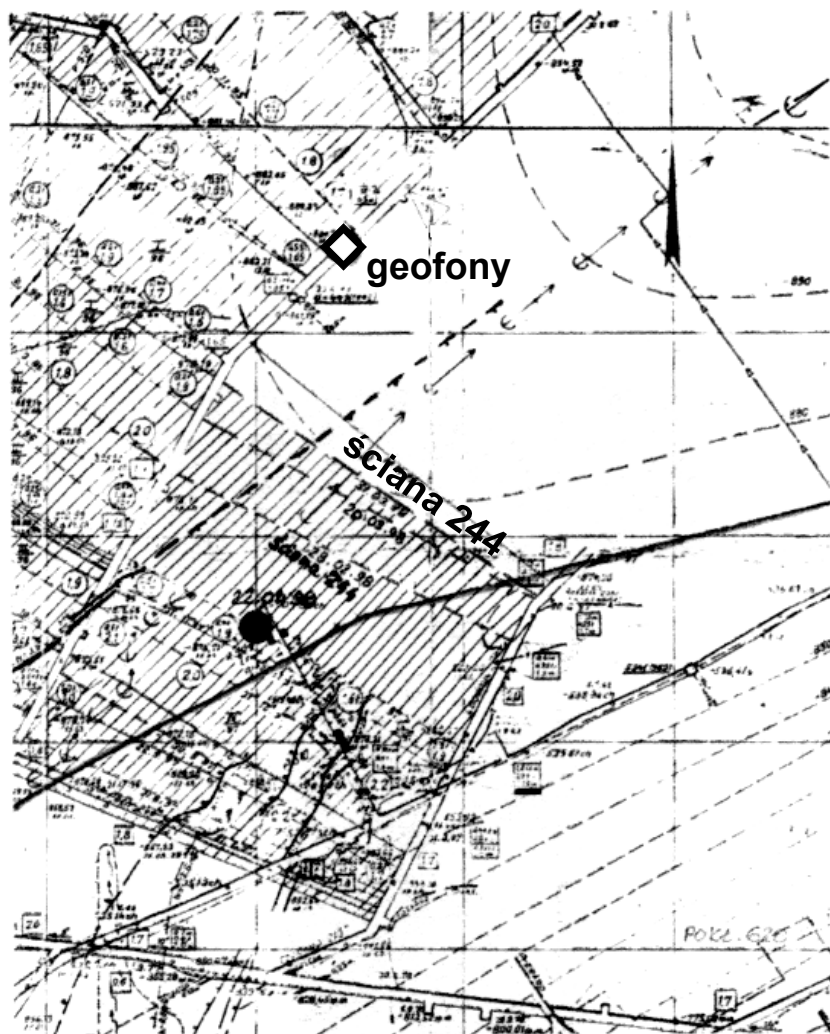
Podsumowanie najważniejszych wyników pomiarów maksymalnych amplitud prędkości drgań PPV, uzyskanych w odległościach bliskich od ognisk wstrząsów, na poligonie badawczym ZG Jadwiga, przedstawiono w tablicy 3.

Wyniki pomiarów zawarte w tablicy potwierdziły, że jest możliwe zarejestrowanie różnych wartości PPV, przy porównywalnych energiach sejsmicznych i porównywalnych odległościach. Sondy były zabudowane w jednym i tym samym miejscu w przypadku wszystkich rejestracji, co może oznaczać, że na wartość drgań PPV, w odległościach bliskich od ogniska, mogły mieć wpływ jeszcze inne parametry fizyczne źródła sejsmicznego (np. spadek naprężeń w czasie wstrząsu, stan naprężeń w górotworze, moment sejsmiczny itp.).

Tablica 3. Wyniki pomiarów drgań wykonanych na poligonie ZG Jadwiga – ściana 243b

Energia sejsmiczna E_s , J	Odległość R , m	PPV strop mm/s	Częstotliwość dominująca Hz	PPV węgiel mm/s	Częstotliwość dominująca Hz
$3 \cdot 10^4$	130	66	40	41	80
$8 \cdot 10^3$	110	24	40	383	340
$1 \cdot 10^3$	85	21	60	13	200
$6 \cdot 10^2$	70	11	160	16	350
$7 \cdot 10^4$	120	122	65	180	20 i 100
$3 \cdot 10^4$	150	88	80	53	40
$3 \cdot 10^4$	130	147	60	129	20
$2 \cdot 10^4$	180	27	50	49	70
$3 \cdot 10^5$	80	2	60	6	60
$5 \cdot 10^2$	145	6	160	7	160
$7 \cdot 10^2$	110	74	60	90	320
$2 \cdot 10^3$	190	3	50	2	20
$5 \cdot 10^2$	45	14	52	9	51
$3 \cdot 10^3$	90	4	44	9	82
$2 \cdot 10^3$	120	3	46	1.5	72
$2 \cdot 10^3$	160	2,8	40	10	78
$2 \cdot 10^3$	160	21	40	60	70 i 280
$3 \cdot 10^3$	80	9	42	32	70
$4 \cdot 10^3$	50	8	60	114	170
$3 \cdot 10^3$	135	12	42	10	180
$3 \cdot 10^4$	150	87	40 i 85	44	40 i 75
$3 \cdot 10^5$	130	28	40	172	20 i 80
$1 \cdot 10^2$	–	5	75	20	350
$1 \cdot 10^3$	170	2,7	52	13	75

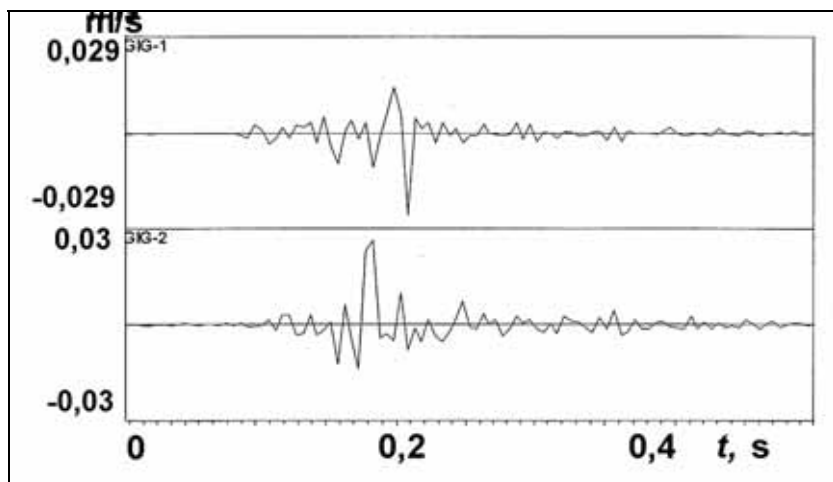
Pomiary w ścianie 244 (rys. 25) były prowadzone w 1998 roku (Mutke 1999, 2002). W stropie chodnika zainstalowano sondę z dwoma wzajemnie prostopadłymi geofonami – pierwszym usytuowanym wzdłuż wyrobiska i drugim prostopadle do tego kierunku.



Rys. 25. Mapa pokładu 620 w rejonie poligonu pomiarowego – ZG Jadwiga (ściana 244)

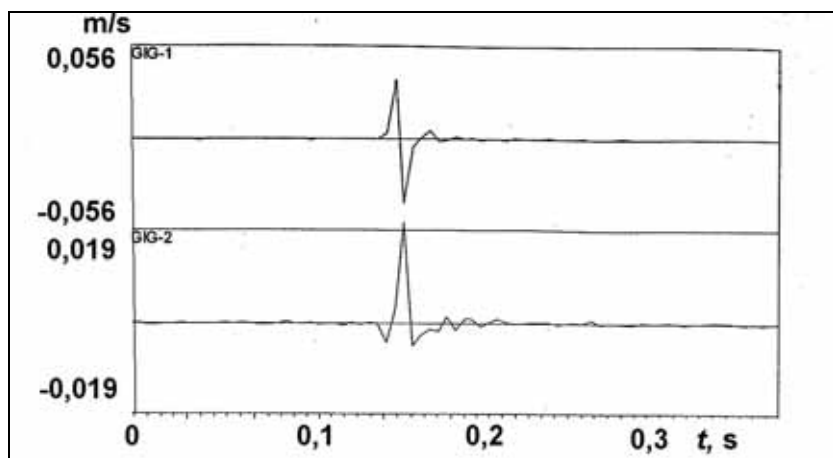
Fig. 25. Plan of the panel 244 in seam no 620 – Jadwiga mine

Przykładowe sejsmogramy i akcelerogramy wstrząsów przedstawiono na rysunkach 26 i 27, a w tablicy 4 – wartości PPV dla wstrząsów zarejestrowanych na poligonie pomiarowym w rejonie ściany 244. Rejestrowane prędkości drgań zawierały się w granicach do 50 mm/s, a przyspieszenia do kilku m/s^2 .



Rys. 26. Sejsmogram prędkości drgań; wstrząs o energii $E_s = 3 \cdot 10^5 \text{ J}$ i w odległości hipocentralnej $R = 150 \text{ m}$ (ZG Jadwiga – ściana 244) (Mutke 2002)

Fig. 26. Ground velocity of mining tremor of seismic energy $3 \cdot 10^5 \text{ J}$ and at hypocentral distance 150 m, recorded in Jadwiga mine – panel 244/620 (Mutke 2002)



Rys. 27. Sejsmogram prędkości drgań zarejestrowany od wstrząsu o energii $E_s = 2 \cdot 10^2 \text{ J}$ i w odległości hipocentralnej $R = 70 \text{ m}$ (ZG Jadwiga – ściana 244) (Mutke 2002)

Fig. 27. Ground velocity of mining tremor of seismic energy $2 \cdot 10^2 \text{ J}$ and at hypocentral distance 70 m, recorded in Jadwiga mine – panel 244/620 (Mutke 2002)

Na rysunkach 26 i 27 przedstawiono rejestracje dwóch wstrząsów o zdecydowanie różnych energiach sejsmicznych. Pierwszy, to wstrząs o energii $E_s = 3 \cdot 10^5$ J, a drugi o energii $E_s = 2 \cdot 10^2$ J – czyli mniejszej ponad 1000-krotnie. Jednak prędkości drgań PPV, w przypadku słabszego wstrząsu były większe i wynosiły 56 mm/s (dla wstrząsu silniejszego PPV = 30 mm/s). Wskazuje to na fakt, że sama energia sejsmiczna wstrząsu ma ograniczony wpływ na wartość drgań PPV. O wartościach drgań decydują jeszcze inne parametry oraz odległość rejestracji od ogniska wstrząsu.

Tablica 4. PPV i mechanizmy wstrząsów na poligonie w ZG Jadwiga – ściana 244

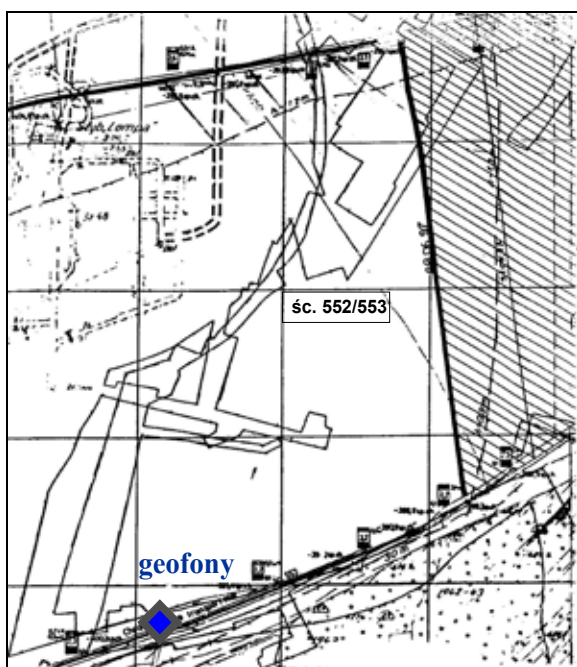
Energia sejsmiczna E_s , J	Odległość R , m	PPV mm/s
9·10 ⁴	240	6
3·10 ⁵	150	36
2·10 ⁵	70	29
1·10 ⁴	240	31
4·10 ⁵	300	15
1·10 ³	150	28
2·10 ³	120	36
6·10 ³	160	10
1·10 ⁴	300	5
3·10 ³	40	52
1·10 ⁴	250	20
1·10 ²	70	41
1·10 ⁵	180	11
6·10 ³	100	8
6·10 ⁴	150	14
2·10 ⁴	190	10
1·10 ³	100	13
8·10 ⁴	190	12
1·10 ⁴	180	12
5·10 ⁴	140	13
6·10 ³	140	15
8·10 ³	220	19
6·10 ³	120	10
2·10 ⁴	200	29
6·10 ³	130	8
4·10 ³	130	7
2·10 ²	90	18
3·10 ³	120	9
5·10 ⁴	150	11
2·10 ²	70	56
3·10 ⁵	150	30

Zgola odmienne wyniki rejestracji uzyskano na poligonie badawczym w kopalni „Rozbark” (rys. 28) w rejonie ścian 552/553 w pokładzie 507/510 (Mutke 1999). Maksymalne wartości PPV wynosiły najwyżej kilka milimetrów na sekundę. Przyczyną tak małych wartości PPV mogła być większa odległość ognisk wstrząsów w pionie, czyli większa odległość ognisk od sond pomiarowych niż na poligonie w ZG Jadwiga.

W stropie pokładu 507 w chodniku transportowym ściany 553 zainstalowano sondę z dwoma geofonami. Pierwszy wzdłuż osi chodnika, a drugi prostopadłe do niego. Pomiary były prowadzone w 1998 roku. Sejsmiczność rejonu w okresie badań była raczej mała. Miąższość pokładu w rejonie pomiarów wynosiła 3,5 m.

Przykłady rejestracji na poligonie pomiarowym w kopalni „Rozbark” przedstawiono na rysunku 29.

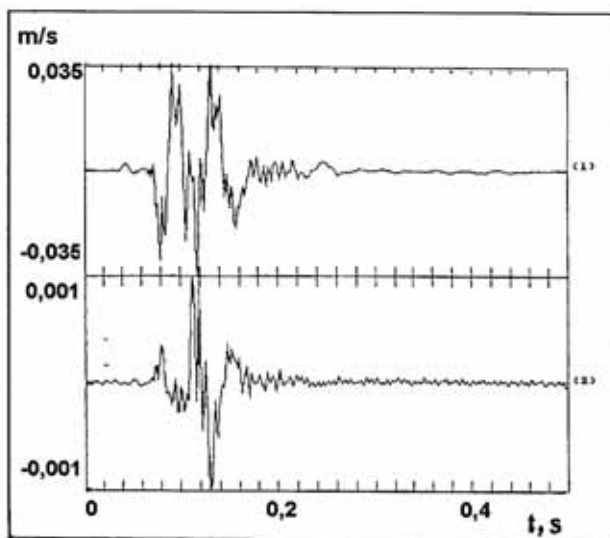
Stwierdzono, że układ sieci sejsmologicznej w kopalni „Rozbark” nie pozwalał na wiarygodną lokalizację ognisk wstrząsów w pionie. Prawdopodobnie występowały one w znacznie większej odległości hipocentralnej niż obliczone 80 m od epicentrum wstrząsu, co powodowało już znaczne wy tłumienie drgań. Równocześnie, wstrząsy w kopalni „Rozbark” były mało dynamiczne (mały spadek naprężeń) i charakteryzowały się małymi amplitudami drgań blisko źródła.



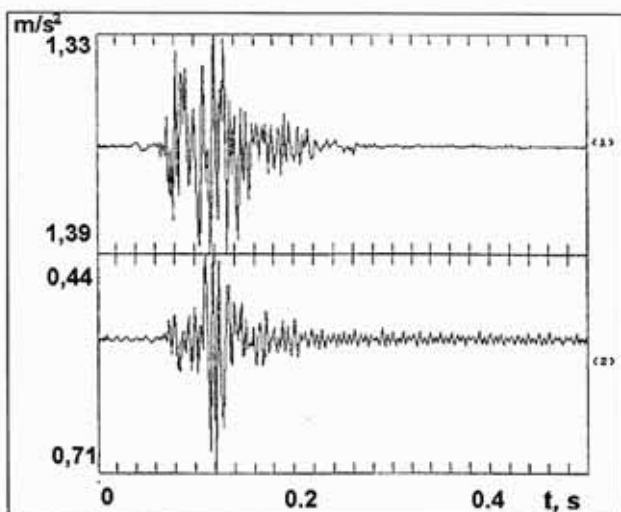
Rys. 28. Mapa pokładu 507 w rejonie poligonu pomiarowego – kopalnia „Rozbark” (ściana 553)

Fig. 28. Plan of the panel 553 in seam no 507 – Rozbark mine

a)



b)



Rys. 29. Rejestracja wstrząsu o energii sejsmicznej $1 \cdot 10^3$ J w odległości epicentralnej $R = 80$ m (kopalnia „Rozbark”): a – sejsmogram prędkości drgań, b – akcelerogram

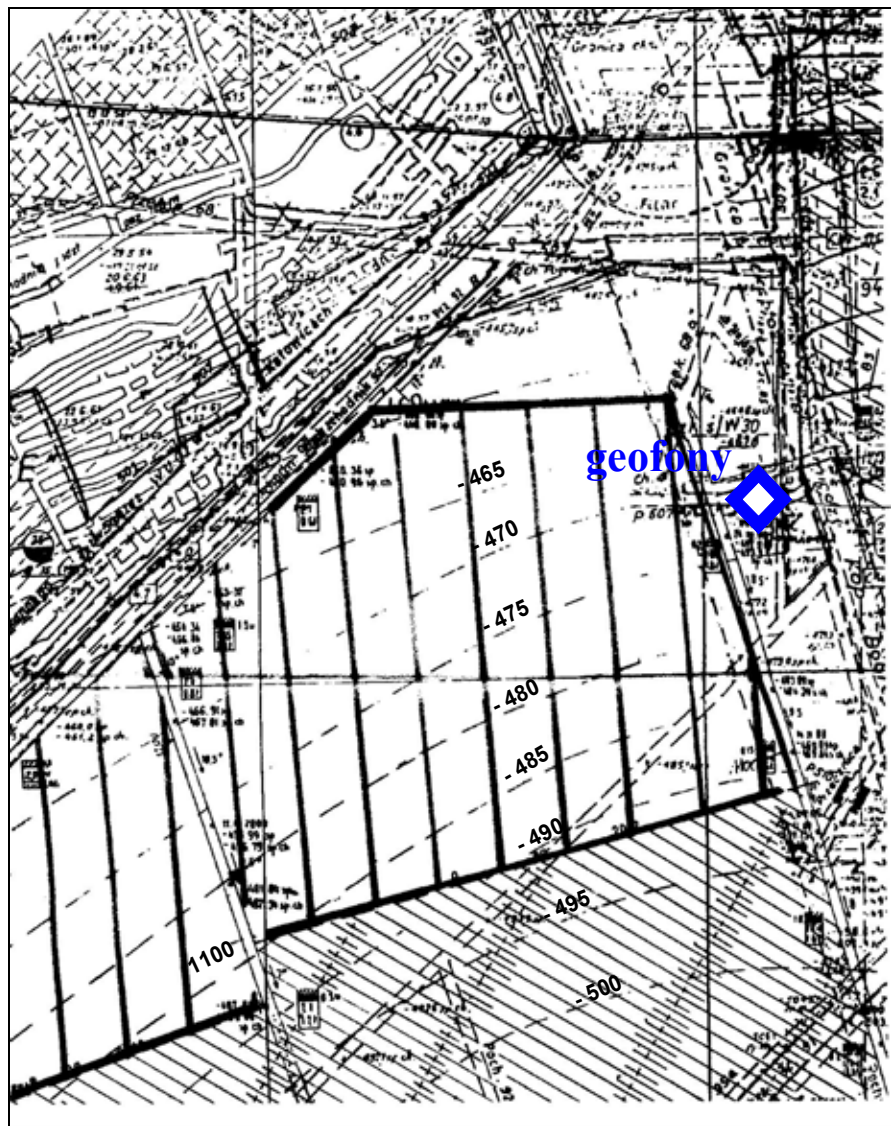
Fig. 29. Mining tremor of seismic energy $1 \cdot 10^3$ J and at hypocentral distance 80 m, recorded in Rozbark mine: a – ground velocity, b – accelerogram

Poligon pomiarowy znajdował się w niecce bytomskiej (rys. 30). Sonden pomiarowe dwuskładowe zainstalowano w stropie i w pokładzie węgla, na wybiegu ściany 91a w pokładzie 509.

Pokład w rejonie ścian 91a i 92a zalega na głębokości 760–820 m. Miąższość pokładu zmienia się w granicach od 3,8 do 6,0 m. Pomiary prowadzono w 2002 roku.

Przykładowe rejestracje wstrząsów przedstawiono na rysunkach 31 i 32.

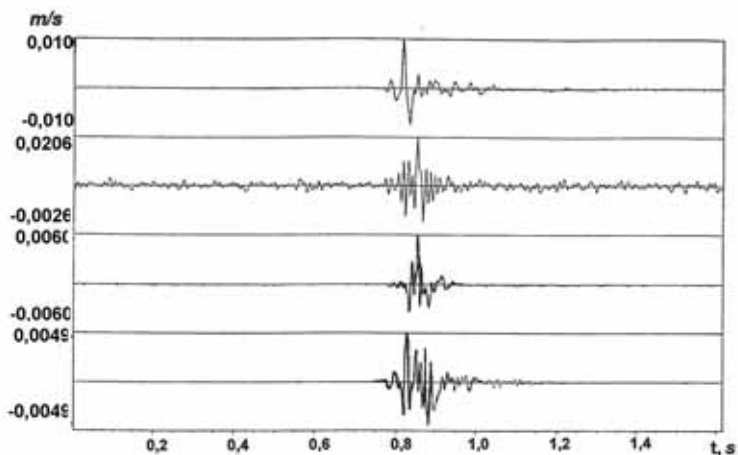
Na poligonie badawczym w kopalni „Bobrek”, niejednokrotnie były rejestrowane lokalne impulsy dynamiczne, które przez służby kopalniane nie były identyfikowane jako wstrząsy i w związku z tym nie była określana ich lokalizacja ani energia sejsmiczna (tabl. 5). Zjawiska te często charakteryzowały się najwyższymi wartościami PPV i PPA. Przykład takiego zjawiska przedstawiono na rysunku 32, z którego można odczytać, że taki impuls wywołał amplitudy prędkości 48 mm/s i przyspieszenia 47 m/s^2 . Prawdopodobnie było to związane z lokalnym rozpadem struktury pokładu węgla.



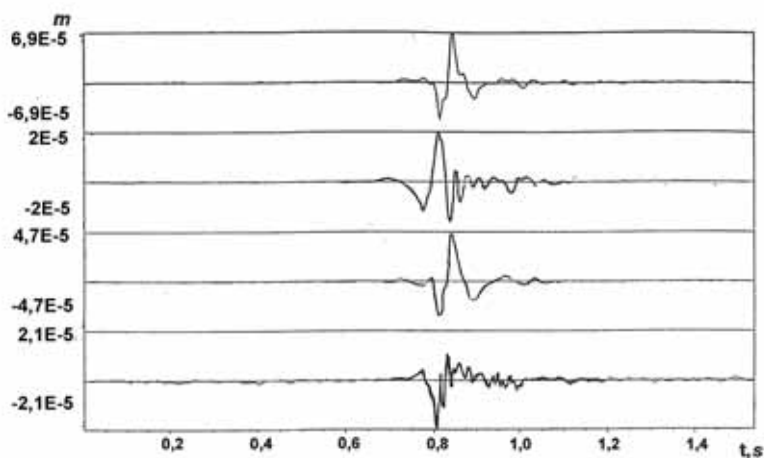
Rys. 30. Mapa pokładu 509 w rejonie poligonu pomiarowego – kopalnia „Bobrek” (ściana 91a)

Fig. 30. Map of the panel 91a in seam no 509 – Bobrek coal mine

a)



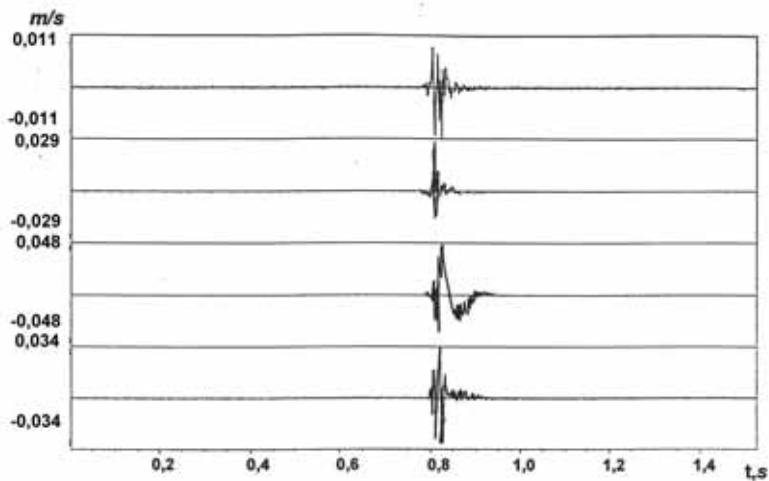
b)



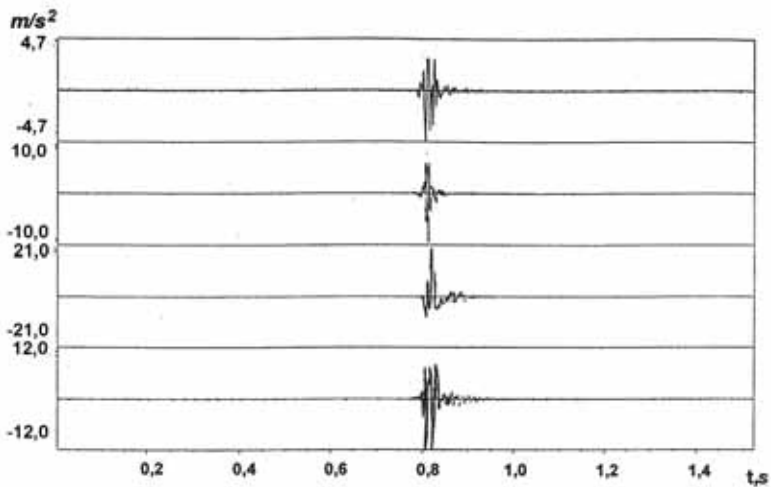
Rys. 31. Sejsmogram prędkości drgań (a) oraz przemieszczenia cząsteczek górotworu (b) wstrząsu z dnia 24.04.2002 r. o energii sejsmicznej $8 \cdot 10^4$ J, zarejestrowany w odległości 200 m (pierwsze dwie rejestracje licząc od góry – strop, kolejne dwie rejestracje – pokład węgla)

Fig. 31. Mining tremor of seismic energy $8 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 200 m, recorded in Bobrek coal mine (two upper records in sandstone roof and two lower records in coal seam): a – ground velocity, b – ground displacement

a)



b)



Rys. 32. Impuls sejsmiczny zarejestrowany w dniu 16.06.2002 r. o godz. 06:26 w kopalni „Bobrek” (pierwsze dwie rejestracje licząc od góry – strop, kolejne dwie rejestracje – pokład węgla): a – sejsmogram prędkości drgań, b – przyspieszenie

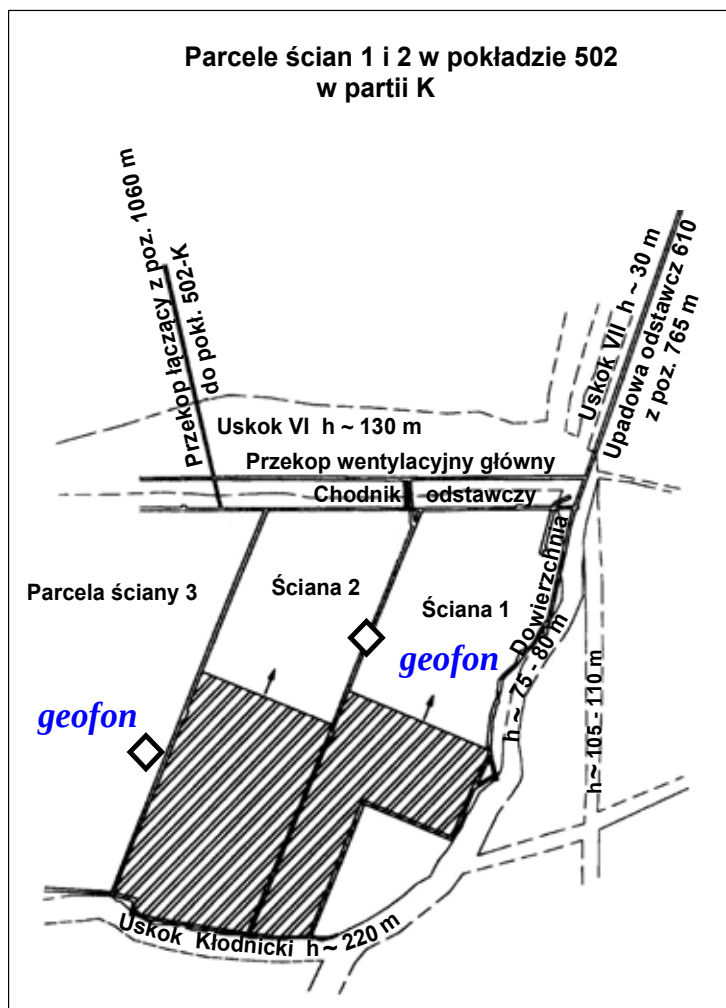
Fig. 32. Seismic impulse recorded in Bobrek mine (two upper records in rock, two lower records in coal seam): a – ground velocity, b – ground acceleration

Tablica 5. Ważniejsze wyniki rejestracji drgań na poligonie pomiarowym w kopalni „Bobrek”

Data	Odległość <i>R</i> , m	Energia sejsmiczna <i>E</i> , J	PPV strop mm/s ²	PPV węgiel mm/s ²
02.03.13	200	3·10 ⁴	5,7	4,5
02.04.18	432	4·10 ⁴	5,5	3,7
02.04.23	311	4·10 ⁴	6,4	4,5
02.04.28	242	2·10 ³	7,1	5,2
02.05.13	235	3·10 ³	1,6	6,1
02.05.21	323	1·10 ⁴	6,4	5,5
02.05.24	201	8·10 ⁴	10	7,9
02.05.27	323	2·10 ⁴	9,7	8,0
02.06.05	385	6·10 ⁴	4	2,8
02.05.24	141	6·10 ⁴	4,9	4,8
02.06.27	226	4·10 ⁴	4,9	4,9
03.08.03	199	2·10 ⁴	4,2	3,5
02.08.16	50	3·10 ³	26	31
02.04.30	282	8·10 ⁴	7,6	6,5
02.05.01	211	5·10 ⁴	5,2	3,7
02.05.09	277	2·10 ³	2,4	1,8
02.05.09	212	8·10 ³	2,4	3,2
02.05.22	318	1·10 ⁴	2,1	2,4
02.05.29	361	7·10 ⁴	2,6	3,8
02.05.30	266	9·10 ³	2,7	1,7

POLIGONY POMIAROWE W KOPALNI „ŚLĄSK”

W kopalni „Śląsk” program badań był realizowany w ścianach 1 i 3 w pokładzie 502 w partii K oraz w ścianie 5 w pokładzie 412. Pomiary wykonywano w latach 1999–2003.



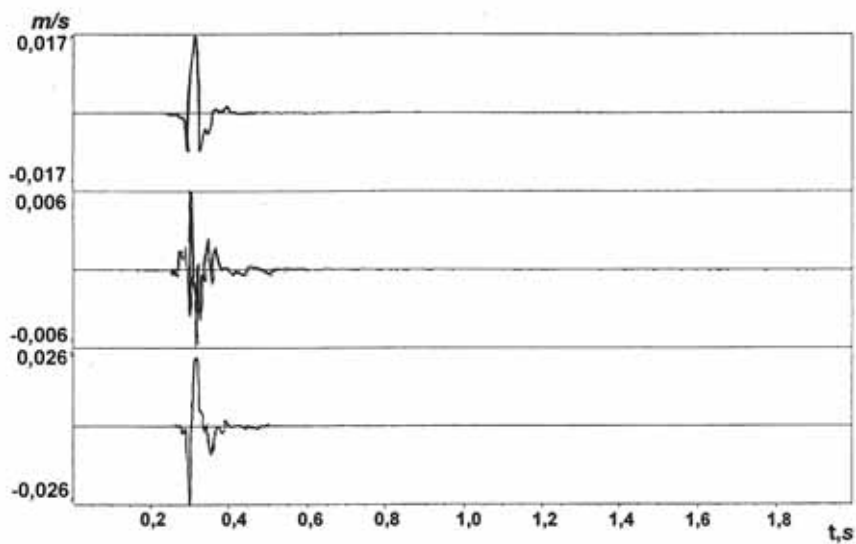
Rys. 33. Szkic sytuacji górniczej na tle tektoniki w rejonie badań na poligonie w kopalni „Śląsk”

Fig. 33. A map of the panels 1 and 3 in seam no 502 – Śląsk mine

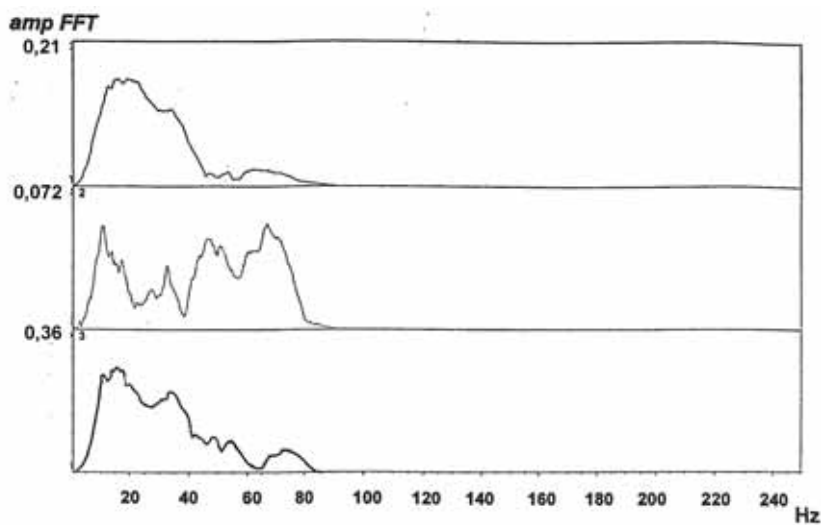
Pokład 502 – w rejonie ściany 1 i 3 zalega na głębokości od 890 do 980 m. Grubość pokładu wynosi około 8 m. Pokład 417 w rejonie ściany 5 zalega na głębokości 600 m, a jego miąższość wynosi około 2,5 m.

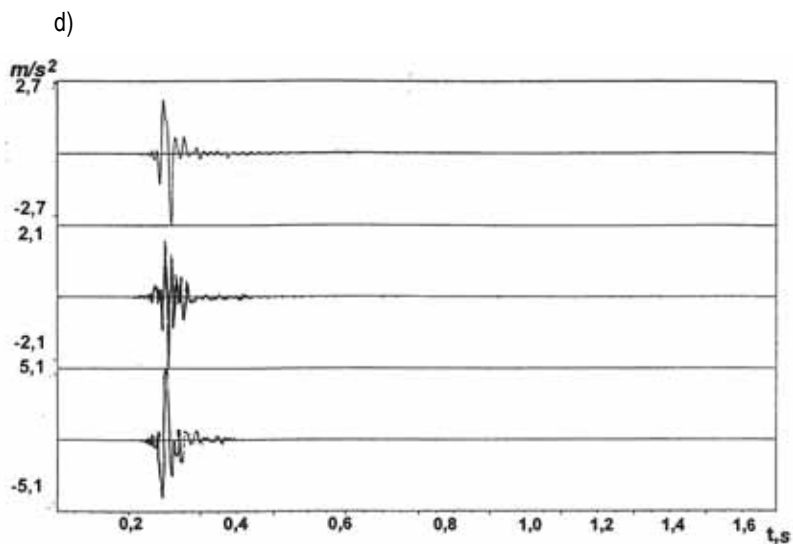
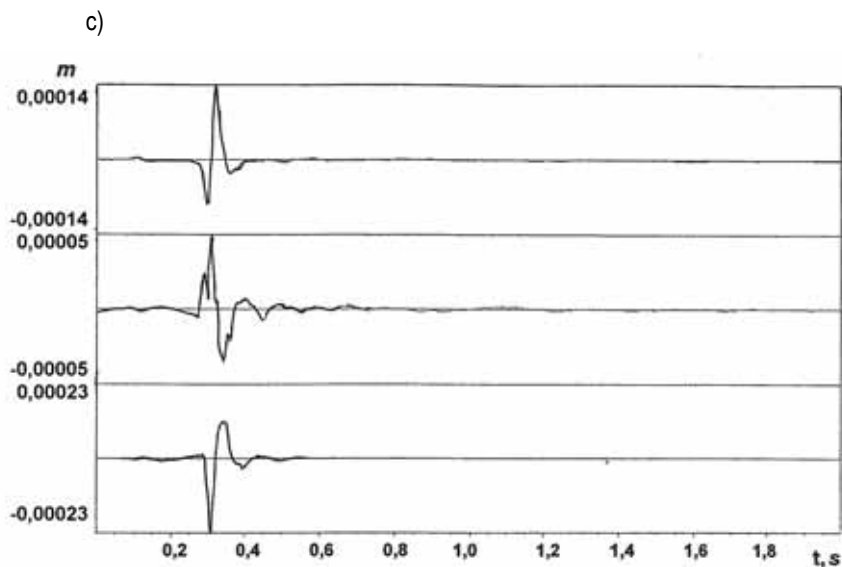
Przykładowe rejestracje wstrząsów z poligonu w kopalni „Śląsk” – ściana 3/502 przedstawiono na rysunkach 34 i 35.

a)



b)

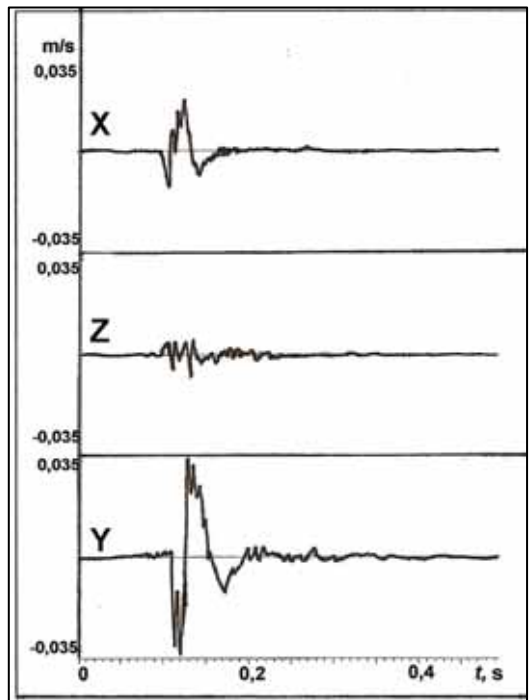




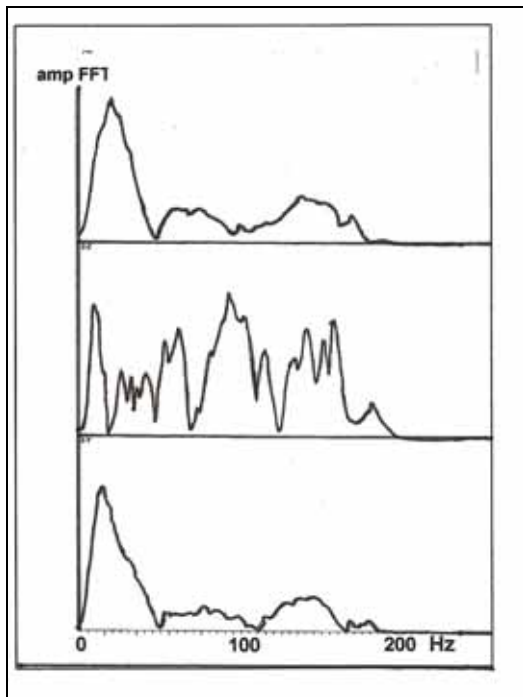
Rys. 34. Sejsmogram prędkości drgań (a), spektrum FFT (b), sejsmogram przemieszczenia cząsteczek górotworu (c) oraz akcelerogram (d) wstrząsu w kopalni „Śląsk” z dnia 20.06.2002 r. o energii sejsmicznej $5 \cdot 10^4$ J, zarejestrowanego w skałach stropowych w odległości 168 m od ogniska wstrząsu

Fig. 34. Mining tremor of seismic energy $5 \cdot 10^4$ J and at hypocentral distance 168 m, recorded at roof rocks in Śląsk coal mine: a – ground velocity, b – spectrum FFT, c – ground displacement, d – ground acceleration

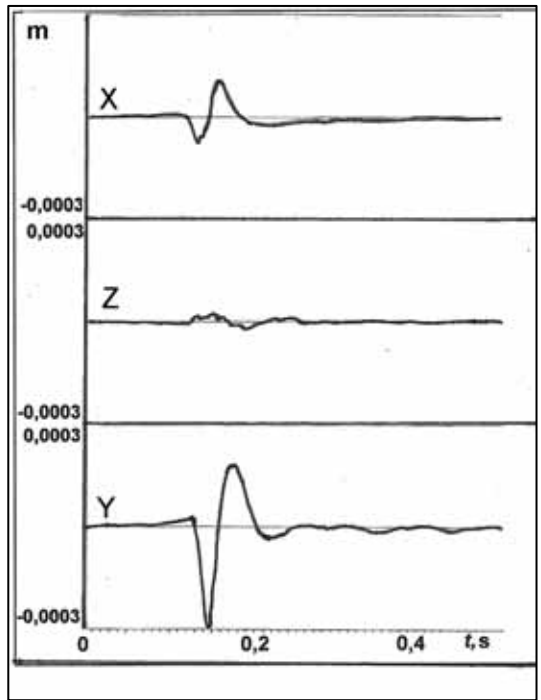
a)



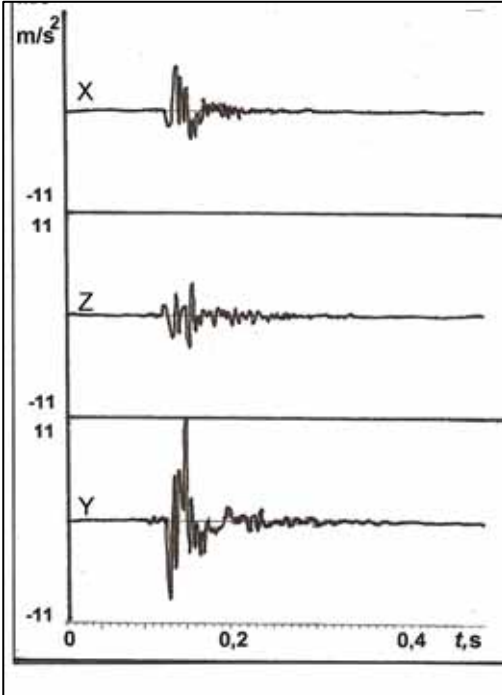
b)



c)



d)



Rys. 35. Sejsmogram prędkości drgań (a), spektrum FFT (b), sejsmogram przemieszczenia cząsteczek górotworu (c) oraz akcelerogram (d) wstrząsu w kopalni „Śląsk” z dnia 13.06.2002 r. o energii sejsmicznej $2 \cdot 10^5$ J, zarejestrowanego w skałach stropowych w odległości 106 m od ogniska wstrząsu

Fig. 35. Mining tremor of seismic energy $2 \cdot 10^5$ J and at hypocentral distance 106 m, recorded at roof rocks in Śląsk coal mine: a – ground velocity, b – spectrum FFT, c – ground displacement, d – acceleration

Na poligonach badawczych w kopalni „Śląsk” zarejestrowano tylko kilkanaście wstrząsów w odległości mniejszej niż 100 m od ogniska wstrząsu. Były to wstrząsy niskooenergetyczne ($E_s < 1 \cdot 10^5$ J), a rejestrowane amplitudy prędkości drgań wynosiły od 10 do 70 mm/s. Zarejestrowano również kilka silnych wstrząsów o energii sejsmicznej $1 \cdot 10^5$ – $1 \cdot 10^6$ J, ale w odległościach większych od 200–400 m. Maksymalne amplitudy prędkości drgań wyniosły w tych przypadkach od 10 do 40 mm/s. Mniejsze wartości amplitud PPV wynikały z silnego tłumienia ich w strefie bliskiej ogniska.

5.2. Charakterystyczne cechy drgań zarejestrowanych blisko ogniska wstrząsu na poligonach pomiarowych

W podsumowaniu rozdziału dotyczącego rejestracji wstrząsów górniczych w odległościach bliskich ogniska należy podkreślić, że uzyskano również wiele wyników, które można potraktować jako pionierskie (tabl. 6). Przede wszystkim w odległościach bliskich od ogniska wstrząsu, prędkości i przyspieszenia drgań charakteryzowały się bardzo dużymi amplitudami, przekraczającymi o jeden do trzech rzędów (od 10 do 1000 razy) wartości amplitud rejestrowanych w polu dalekim. Wstrząsy niskooenergetyczne rejestrowane blisko ogniska ($R < 100$ m) często przekraczały amplitudy PPV = 100 mm/s oraz amplitudy PPA = 1g. Równocześnie stwierdzono, że duże wartości przyspieszeń i prędkości drgań wywołane wstrząsami niskooenergetycznymi (energia sejsmiczna $< 1 \cdot 10^5$ J), występowały w przypadku dużych częstotliwości drgań, powyżej 100 Hz. Oznacza to, że oddziaływania dynamiczne tych wstrząsów na wyrobiska mają charakter lokalny i występują na małym obszarze i nie powodują poważniejszego zagrożenia tapnięciem. Zmniejszenie wartości amplitud PPV i PPA z odległością epicentralną w pobliżu ogniska jest bardzo duże (szczególnie pierwsze 300 m). Zarejestrowano kilkanaście wstrząsów wysokoenergetycznych blisko ogniska. Maksymalne amplitudy drgań spowodowane tymi wstrząsami występowały w paśmie mniejszych częstotliwości, poniżej 100 Hz, a często nawet poniżej 30 Hz. Wstrząsy takie oddziaływały na większe obszary wyrobisk podziemnych, co jest związane z większą długością fali sejsmicznej i mniejszym tłumieniem energii sejsmicznej. Przykładowo, drgania o częstotliwości 300 Hz charakteryzują się w górotworze GZW długością fali od 5 do 10 metrów, podczas gdy drgania cząsteczek o częstotliwości 30 Hz, charakteryzują się długością fali od 50 do 100 metrów.

Bardzo istotna informacja uzyskana w badaniach na poligonach kopalnianych dotyczy charakterystyki drgań rejestrowanych blisko ogniska wstrząsu. Drgania te mają najczęściej postać ukierunkowanego impulsu, szczególnie w przypadku wstrząsów wysokoenergetycznych. Taka postać drgań blisko ogniska wstrząsu oznacza, że obciążenia dynamiczne są silnie ukierunkowane i w odpowiednich warunkach mogą wywołać skutki w wyrobisku. Może wystąpić koncentracja strumienia energii przechodzącego przez rejon wyrobiska.

Zauważono również wyraźną różnicę w amplitudach prędkości drgań rejestrowanych w pokładzie węgla w porównaniu z amplitudami rejestrowanymi w skałach otaczających. Amplitudy drgań PPV w pokładzie węglowym były z reguły znacznie większe niż w skałach stropowych lub spągowych. Trudno jednoznacznie wyjaśnić to zjawisko. Mogło to być spowodowane utworzeniem się w pokładzie fali kanałowej, ale mogło być również efektem amplifikacji drgań przez kilkumetrową strefę skał spękanych w pobliżu wyrobiska. Wyjaśnienie tego problemu wymaga bardziej szczegółowych i ukierunkowanych badań.

Tablica 6. Wyniki pomiarów PPV na poligonach pomiarowych w kopalni „Śląsk”

Lp.	E_s J	R m	PPV mm/s	Lp.	E_s J	R m	PPV mm/s
1	2	3	4	5	6	7	8
1	$9 \cdot 10^4$	105	1	51	$5 \cdot 10^4$	168	32
2	$3 \cdot 10^5$	128	25	52	$7 \cdot 10^4$	263	8,2
3	$2 \cdot 10^4$	187	3	53	$2 \cdot 10^3$	65	8,8
4	$4 \cdot 10^5$	374	2,6	54	$1 \cdot 10^3$	30	17
5	$2 \cdot 10^5$	348	5,2	55	$6 \cdot 10^4$	153	9,6
6	$3 \cdot 10^5$	362	42	56	$2 \cdot 10^4$	132	8,4
7	$2 \cdot 10^4$	84	5,3	57	$4 \cdot 10^3$	62	32
8	$4 \cdot 10^4$	166	11,3	58	$7 \cdot 10^4$	112	9,9
9	$3 \cdot 10^5$	114	3,4	59	$8 \cdot 10^2$	90	5,7
10	$4 \cdot 10^4$	240	6,1	60	$2 \cdot 10^5$	292	14
11	$5 \cdot 10^4$	102	25	61	$8 \cdot 10^5$	311	7,5
12	$4 \cdot 10^5$	250	12	62	$1 \cdot 10^6$	287	23
13	$3 \cdot 10^4$	236	2,2	63	$3 \cdot 10^4$	244	8,6
14	$1 \cdot 10^4$	111	1,1	64	$5 \cdot 10^4$	266	1,5
15	$2 \cdot 10^5$	264	2,8	65	$2 \cdot 10^6$	315	32
16	$5 \cdot 10^5$	347	5,7	66	$2 \cdot 10^4$	212	0,5
17	$1 \cdot 10^4$	256	1,4	67	$9 \cdot 10^3$	278	0,3
18	$3 \cdot 10^4$	214	1,2	68	$2 \cdot 10^4$	187	0,6
19	$8 \cdot 10^4$	166	9,2	69	$3 \cdot 10^3$	225	0,5
20	$1 \cdot 10^4$	174	1,9	70	$7 \cdot 10^4$	225	0,72
21	$8 \cdot 10^4$	157	3,9	71	$7 \cdot 10^3$	232	0,32
22	$8 \cdot 10^4$	226	1,8	72	$2 \cdot 10^4$	328	2
23	$2 \cdot 10^4$	72	4,8	73	$7 \cdot 10^3$	210	3,5
24	$7 \cdot 10^4$	205	3,2	74	$2 \cdot 10^4$	238	1,3
25	$2 \cdot 10^4$	234	3	75	$2 \cdot 10^5$	274	1,3
26	$9 \cdot 10^4$	132	5,4	76	$2 \cdot 10^3$	162	0,9
27	$1 \cdot 10^4$	125	5,1	77	$3 \cdot 10^5$	356	12
28	$1 \cdot 10^4$	168	2,1	78	$2 \cdot 10^4$	154	5,6

1	2	3	4	5	6	7	8
29	$7 \cdot 10^4$	118	8,9	79	$1 \cdot 10^4$	305	0,6
30	$7 \cdot 10^4$	160	8,4	80	$7 \cdot 10^2$	305	0,7
31	$2 \cdot 10^5$	210	6,4	81	$5 \cdot 10^3$	297	0,36
32	$6 \cdot 10^4$	95	1,4	82	$2 \cdot 10^6$	289	0,63
33	$2 \cdot 10^5$	221	5,3	83	$6 \cdot 10^4$	330	0,9
34	$7 \cdot 10^4$	204	9	84	$4 \cdot 10^3$	248	0,6
35	$2 \cdot 10^4$	145	2,3	85	$5 \cdot 10^6$	414	4,7
36	$6 \cdot 10^4$	128	14	86	$9 \cdot 10^4$	177	4,5
37	$3 \cdot 10^4$	205	2,8	87	$5 \cdot 10^3$	255	0,8
38	$9 \cdot 10^4$	60	9,4	88	$1 \cdot 10^4$	305	0,45
39	$1 \cdot 10^4$	167	6,8	89	$6 \cdot 10^4$	305	0,8
40	$2 \cdot 10^4$	101	13,1	90	$5 \cdot 10^3$	352	0,4
41	$3 \cdot 10^5$	141	6,4	91	$2 \cdot 10^5$	307	3
42	$7 \cdot 10^4$	201	3,5	92	$5 \cdot 10^3$	369	1,2
43	$2 \cdot 10^5$	212	6,9	93	$4 \cdot 10^4$	260	0,8
44	$1 \cdot 10^4$	55	2,3	94	$1 \cdot 10^6$	225	18
45	$3 \cdot 10^5$	252	40	95	$9 \cdot 10^5$	325	14
46	$7 \cdot 10^4$	75	10	96	$1 \cdot 10^4$	55	20
47	$4 \cdot 10^3$	121	28	97	$1 \cdot 10^6$	190	7
48	$2 \cdot 10^3$	54	41	98	$3 \cdot 10^3$	30	62
49	$2 \cdot 10^5$	105	42	99	$8 \cdot 10^5$	310	1,1
50	$6 \cdot 10^4$	245	12	100	$2 \cdot 10^4$	60	47

Na poligonach badawczych w GZW zarejestrowano następujące parametry drgań wywołane wstrząsami górnictwymi w odległościach bliskich od ich ogniska:

- maksymalne amplitudy prędkości (PPV) do 380 mm/s, dla fal o dominujących częstotliwościach powyżej 100 Hz,
- maksymalne amplitudy prędkości (PPV) do 180 mm/s, dla fal o dominujących częstotliwościach poniżej 100 Hz,
- maksymalne amplitudy przyspieszenia drgań (PPA) do 20g dla fal o dominujących częstotliwościach powyżej 100 Hz,
- maksymalne amplitudy przyspieszenia drgań (PPA) do 5g dla fal o dominujących częstotliwościach poniżej 100 Hz,
- amplitudy przemieszczenia z reguły bardzo małe, nieprzekraczające 1 mm,
- maksymalne wzmocnienie amplitud PPV na granicy między spękanym węglem w strefie przyociosowej a twardą skałą (piaskowiec) było czterokrotne, a średnio statystycznie nieco ponad dwukrotne,

- w porównaniu z rejestracjami drgań PPV od tych samych wstrząsów, przez sieci kopalniane w dalekim polu falowym, PPV rejestrowane w polu bliskim były od 10 do 1000 razy większe,
- czas trwania drgań w obszarze bliskim ogniska wstrząsu był bardzo krótki, w porównaniu z czasem drgań rejestrowanym w polu dalekim i najczęściej wynosił od 0,05 do 0,25 s,
- w miarę oddalania się od ogniska wstrząsu na odległość do $R = 300$ m, można było zaobserwować bardzo silne tłumienie amplitud z odległością R ; informacje o bardzo silnym tłumieniu drgań w polu falowym bliskim i pośrednim, wynikające z teorii pola falowego, zostały potwierdzone empirycznymi danymi.

6. STATYSTYCZNA ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ

Na poligonach pomiarowych, blisko źródła sejsmicznego, zarejestrowano bardzo wiele interesujących sejsmogramów. Wyniki ważniejszych pomiarów przedstawiono w tablicy 7. Oprócz podstawowego, bezpośrednio mierzonego parametru, jakim jest amplituda prędkości drgań PPV oraz odległości hipocentralnej R i energii sejsmicznej E_s , w tablicy podano również wyrażenie przydatne do opracowania wzorów empirycznych, tj. skalowaną amplitudę prędkości drgań PPV/E_s (normalizacja zmian amplitudy prędkości drgań, przy zmianie energii sejsmicznej wstrząsu).

Tablica 7. Wyniki ważniejszych pomiarów uzyskane na poligonach badawczych

Nr	PPV mm/s	R m	E_s J	PPV / E_s $\frac{\text{mm}}{\text{s} \cdot \text{J}} \cdot 10^{-3}$	Nr	PPV mm/s	R m	E_s J	PPV / E_s $\frac{\text{mm}}{\text{s} \cdot \text{J}} \cdot 10^{-3}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	10	105,6	$9 \cdot 10^4$	0,11	119	68	43,0	$1 \cdot 10^6$	0,049
2	25	128,8	$3 \cdot 10^5$	0,08	120	103	214,0	$4 \cdot 10^7$	0,0024
3	2,2	33,6	$4 \cdot 10^5$	0,055	121	77	431,0	$1 \cdot 10^7$	0,006
4	3	187,1	$2 \cdot 10^4$	0,15	122	38	109,0	$8 \cdot 10^6$	0,0049
5	2,6	374,5	$4 \cdot 10^5$	0,0065	123	86	191,0	$2 \cdot 10^7$	0,0048
6	5,2	348,1	$2 \cdot 10^5$	0,026	124	64	273,0	$9 \cdot 10^6$	0,0073
7	42	362,9	$3 \cdot 10^5$	0,14	125	26	244,0	$1 \cdot 10^6$	0,017
8	5,3	84,3	$2 \cdot 10^4$	0,27	126	109	229,0	$7 \cdot 10^6$	0,014
9	11,3	166,8	$4 \cdot 10^4$	0,28	127	91	178,0	$3 \cdot 10^6$	0,035
10	3,4	114,1	$3 \cdot 10^5$	0,013	128	68	283,0	$3 \cdot 10^6$	0,02
11	6,1	240,4	$4 \cdot 10^4$	0,15	129	262	95,0	$2 \cdot 10^6$	0,10
12	2,5	102,6	$5 \cdot 10^4$	0,05	130	66	130,0	$3 \cdot 10^4$	2,2
13	12	250,1	$4 \cdot 10^5$	0,03	131	24	110,0	$8 \cdot 10^3$	3,0
14	2,2	236,6	$3 \cdot 10^4$	0,07	132	21	85,0	$1 \cdot 10^3$	21,0
15	1,1	111,7	$1 \cdot 10^4$	0,11	133	11	70,0	$6 \cdot 10^2$	18,33
16	2,8	264,7	$2 \cdot 10^5$	0,014	134	122	120,0	$7 \cdot 10^4$	1,7
17	5,7	347,5	$5 \cdot 10^5$	0,01	135	88	150,0	$3 \cdot 10^4$	2,93
18	1,4	256,3	$1 \cdot 10^4$	0,14	136	147	130,0	$3 \cdot 10^4$	4,9
19	1,2	214,3	$3 \cdot 10^4$	0,04	137	27	180,0	$2 \cdot 10^4$	1,35
20	9,2	166,8	$8 \cdot 10^4$	0,12	138	2	80,0	$3 \cdot 10^5$	0,0067
21	1,9	174,7	$1 \cdot 10^4$	0,19	139	6	145,0	$5 \cdot 10^2$	12,0
22	3,9	157,2	$8 \cdot 10^4$	0,05	140	74	110,0	$7 \cdot 10^2$	105,7
23	1,8	226,8	$8 \cdot 10^4$	0,02	141	3	190,0	$2 \cdot 10^3$	1,50
24	4,5	87,6	$9 \cdot 10^5$	0,005	142	14	45,0	$5 \cdot 10^2$	28,0
25	4,8	72,0	$2 \cdot 10^4$	0,24	143	4	90,0	$3 \cdot 10^3$	1,3
26	3,2	205,0	$7 \cdot 10^4$	0,045	144	3	120,0	$2 \cdot 10^3$	1,5

ciąg dalszy Tablicy 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
27	3	234,4	$2 \cdot 10^4$	0,15	145	3	160,0	$2 \cdot 10^3$	1,5
28	5,4	132,8	$9 \cdot 10^4$	0,06	146	21	160,0	$2 \cdot 10^3$	10,50
29	5,1	125,6	$1 \cdot 10^4$	0,51	147	9	80,0	$3 \cdot 10^3$	3,0
30	2,1	168,2	$1 \cdot 10^4$	0,21	148	8	50,0	$4 \cdot 10^3$	2,0
31	8,9	118,7	$7 \cdot 10^4$	0,13	149	12	135,0	$3 \cdot 10^3$	4,0
32	3,2	25,1	$1 \cdot 10^4$	0,32	150	87	150,0	$3 \cdot 10^4$	2,9
33	8,4	160,9	$7 \cdot 10^4$	0,12	151	28	130,0	$3 \cdot 10^5$	0,093
34	6,4	210,1	$2 \cdot 10^5$	0,032	152	2,7	170,0	$1 \cdot 10^3$	2,7
35	14	95,8	$6 \cdot 10^4$	0,23	153	6	240,0	$9 \cdot 10^4$	0,066
36	5,3	221,7	$2 \cdot 10^5$	0,026	154	36	150,0	$3 \cdot 10^5$	0,12
37	9	204,5	$7 \cdot 10^4$	0,13	155	29	70,0	$2 \cdot 10^5$	0,145
38	2,3	145,8	$2 \cdot 10^4$	0,12	156	31	240,0	$1 \cdot 10^4$	3,10
39	3,8	76,2	$2 \cdot 10^5$	0,02	157	15	300,0	$4 \cdot 10^5$	0,037
40	14	128,8	$6 \cdot 10^4$	0,23	158	28	150,0	$1 \cdot 10^3$	28,0
41	2,8	205,9	$3 \cdot 10^4$	0,09	159	36	120,0	$2 \cdot 10^3$	18,0
42	5	30,1	$2 \cdot 10^4$	0,25	160	10	160,0	$6 \cdot 10^3$	1,67
43	9,4	60,4	$9 \cdot 10^4$	0,10	161	5	300,0	$1 \cdot 10^4$	0,50
44	6,8	167,0	$1 \cdot 10^4$	0,68	162	52	40,0	$3 \cdot 10^3$	17,3
45	13,1	101,5	$2 \cdot 10^4$	0,66	163	20	250,0	$1 \cdot 10^4$	2,0
46	6,4	141,0	$3 \cdot 10^5$	0,02	164	11	180,0	$1 \cdot 10^5$	0,11
47	3,5	201,0	$7 \cdot 10^4$	0,05	165	8	100,0	$6 \cdot 10^3$	1,33
48	6,9	212,6	$2 \cdot 10^5$	0,03	166	14	150,0	$6 \cdot 10^4$	0,23
49	2,3	55,8	$1 \cdot 10^4$	0,23	167	10	190,0	$2 \cdot 10^4$	0,5
50	40	252,7	$3 \cdot 10^5$	0,13	168	13	100,0	$1 \cdot 10^3$	13,0
51	10	75,8	$7 \cdot 10^4$	0,14	169	12	190,0	$8 \cdot 10^4$	0,15
52	28	121,2	$4 \cdot 10^3$	7,00	170	12	180,0	$1 \cdot 10^4$	1,20
53	41	54,5	$2 \cdot 10^3$	20,50	171	13	140,0	$5 \cdot 10^4$	0,26
54	42	105,7	$2 \cdot 10^5$	0,21	172	15	140,0	$6 \cdot 10^3$	2,50
55	12	245,4	$6 \cdot 10^4$	0,20	173	19	220,0	$8 \cdot 10^3$	2,37
56	32	168,6	$5 \cdot 10^4$	0,64	174	10	120,0	$6 \cdot 10^3$	1,66
57	8,2	263,8	$7 \cdot 10^4$	0,12	175	29	200,0	$2 \cdot 10^4$	1,45
58	8,8	65,8	$2 \cdot 10^3$	4,40	176	8	130,0	$6 \cdot 10^3$	1,333
59	17	30,8	$1 \cdot 10^3$	17,00	177	7	130,0	$4 \cdot 10^3$	1,75
60	9,6	153,5	$6 \cdot 10^4$	0,16	178	18	90,0	$2 \cdot 10^2$	90,0
61	8,4	132,3	$2 \cdot 10^4$	0,42	179	9	120,0	$3 \cdot 10^3$	3,00
62	32	62,2	$4 \cdot 10^3$	8,00	180	40,7	300,0	$1 \cdot 10^6$	0,0407
63	9,9	112,2	$7 \cdot 10^4$	0,14	181	11,3	210,0	$4 \cdot 10^5$	0,028
64	5,7	90,3	$8 \cdot 10^2$	7,13	182	22,7	250,0	$4 \cdot 10^5$	0,056
65	14	292,7	$2 \cdot 10^5$	0,07	183	12,9	500,0	$1 \cdot 10^5$	0,129

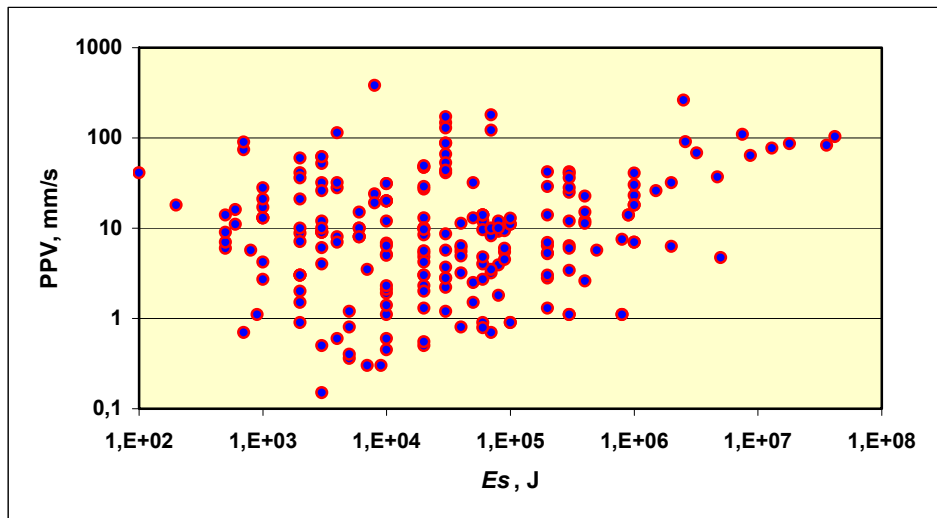
ciąg dalszy Tablicy 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
66	7,5	311,1	$8 \cdot 10^5$	0,0093	184	2,7	310,0	$6 \cdot 10^4$	0,045
67	23	287,9	$1 \cdot 10^6$	0,023	185	3,7	390,0	$3 \cdot 10^4$	0,123
68	8,6	244,2	$3 \cdot 10^4$	0,29	186	3,2	450,0	$4 \cdot 10^4$	0,080
69	1,5	266,9	$5 \cdot 10^4$	0,03	187	2,8	430,0	$3 \cdot 10^4$	0,093
70	32	315,1	$2 \cdot 10^6$	0,016	188	0,9	250,0	$1 \cdot 10^5$	0,009
71	0,5	212,6	$2 \cdot 10^4$	0,025	189	18	225,0	$1 \cdot 10^6$	0,018
72	0,3	278,7	$9 \cdot 10^3$	0,033	190	14	325,0	$9 \cdot 10^5$	0,015
73	0,55	187,3	$2 \cdot 10^4$	0,027	191	20	55,0	$1 \cdot 10^4$	2,00
74	0,5	225,6	$3 \cdot 10^3$	0,17	192	7	190,0	$1 \cdot 10^6$	0,007
75	0,72	225,1	$7 \cdot 10^4$	0,01	193	62	30,0	$3 \cdot 10^3$	20,66
76	0,32	232,4	$7 \cdot 10^3$	0,05	194	1,1	310,0	$8 \cdot 10^5$	0,0014
77	2	328,3	$2 \cdot 10^4$	0,10	195	1,1	225,0	$3 \cdot 10^5$	0,0037
78	3,5	210,0	$7 \cdot 10^3$	0,50	196	47	60,0	$2 \cdot 10^4$	2,35
79	1,3	238,9	$2 \cdot 10^4$	0,07	197	41	130,0	$3 \cdot 10^4$	1,366
80	1,3	274,6	$2 \cdot 10^5$	0,0065	198	383	110,0	$8 \cdot 10^3$	47,875
81	0,9	162,2	$2 \cdot 10^3$	0,45	199	13	85,0	$1 \cdot 10^3$	13,00
82	12	357,0	$3 \cdot 10^5$	0,04	200	16	70,0	$6 \cdot 10^2$	26,66
83	5,6	154,3	$2 \cdot 10^4$	0,28	201	180	120,0	$7 \cdot 10^4$	2,57
84	0,6	305,6	$1 \cdot 10^4$	0,06	202	53	150,0	$3 \cdot 10^4$	1,766
85	0,71	305,6	$7 \cdot 10^2$	1,01	203	129	130,0	$3 \cdot 10^4$	4,30
86	0,36	297,6	$5 \cdot 10^3$	0,07	204	49	180,0	$2 \cdot 10^4$	2,45
87	6,3	289,8	$2 \cdot 10^6$	0,003	205	6	80,0	$3 \cdot 10^5$	0,020
88	0,9	330,3	$6 \cdot 10^4$	0,015	206	7	145,0	$5 \cdot 10^2$	14,00
89	0,6	248,2	$4 \cdot 10^3$	0,15	207	90	110,0	$7 \cdot 10^2$	128,57
90	4,7	414,8	$5 \cdot 10^6$	0,0009	208	2	190,0	$2 \cdot 10^3$	1,00
91	4,5	177,8	$9 \cdot 10^4$	0,05	209	9	45,0	$5 \cdot 10^2$	18,00
92	0,8	255,6	$5 \cdot 10^3$	0,16	210	9	90,0	$3 \cdot 10^3$	3,00
93	0,45	305,6	$1 \cdot 10^4$	0,05	211	1,5	120,0	$2 \cdot 10^3$	0,750
94	0,79	305,6	$6 \cdot 10^4$	0,013	212	10	160,0	$2 \cdot 10^3$	5,00
95	0,4	352,6	$5 \cdot 10^3$	0,08	213	60	160,0	$2 \cdot 10^3$	30,00
96	3	307,7	$2 \cdot 10^5$	0,015	214	32	80,0	$3 \cdot 10^3$	10,666
97	1,2	369,6	$5 \cdot 10^3$	0,24	215	114	50,0	$4 \cdot 10^3$	28,50
98	2	21,2	$1 \cdot 10^5$	0,02	216	10	135,0	$3 \cdot 10^3$	3,333
99	0,8	260,6	$4 \cdot 10^4$	0,02	217	44	150,0	$3 \cdot 10^4$	1,466
100	0,9	250,0	$1 \cdot 10^5$	0,009	218	172	130,0	$3 \cdot 10^4$	5,73
101	18	225,0	$1 \cdot 10^6$	0,018	219	13	170,0	$1 \cdot 10^3$	13,00
102	14	325,0	$9 \cdot 10^5$	0,015	220	5,7	200,2	$3 \cdot 10^4$	0,19
103	20	55,0	$1 \cdot 10^4$	2,00	221	5,5	431,9	$4 \cdot 10^4$	0,137
104	7	190,0	$1 \cdot 10^6$	0,007	222	6,4	311,4	$4 \cdot 10^4$	0,160

ciąg dalszy Tablicy 7

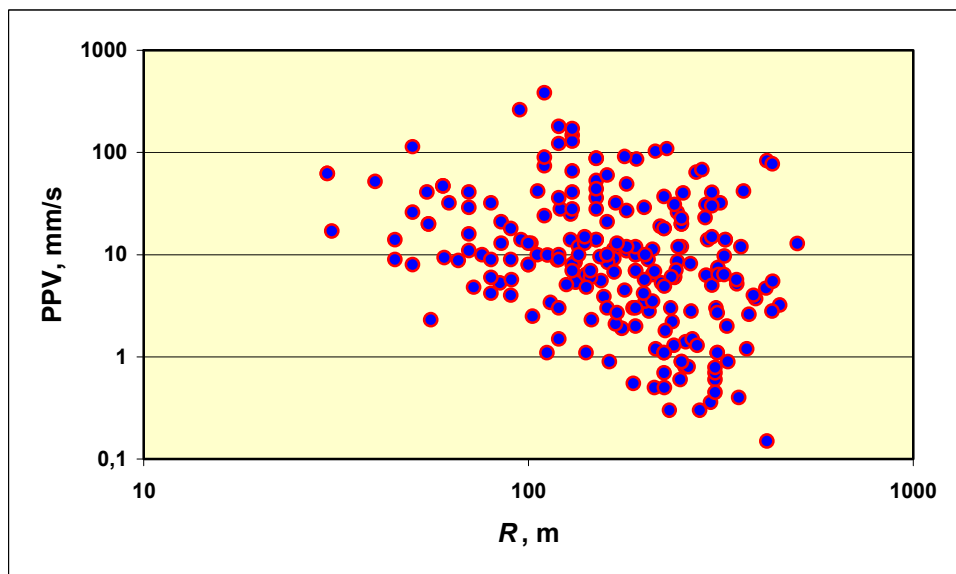
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
105	62	30,0	$3 \cdot 10^3$	20,67	223	7,1	242,1	$2 \cdot 10^3$	3,55
106	1,1	310,0	$8 \cdot 10^5$	0,0014	224	6,1	235,4	$3 \cdot 10^3$	2,033
107	1,1	225,0	$3 \cdot 10^5$	0,0037	225	6,4	322,8	$1 \cdot 10^4$	0,640
108	47	60,0	$2 \cdot 10^4$	2,35	226	10	201,2	$8 \cdot 10^4$	0,125
109	20	250,0	$1 \cdot 10^4$	2,00	227	9,7	323,1	$2 \cdot 10^4$	0,485
110	41	70,0	$1 \cdot 10^2$	410,00	228	4	384,7	$6 \cdot 10^4$	0,066
111	11	180,0	$1 \cdot 10^5$	0,11	229	4,8	141,4	$6 \cdot 10^4$	0,80
112	8	100,0	$6 \cdot 10^3$	1,33	230	4,9	225,6	$4 \cdot 10^4$	0,122
113	31	290,0	$1 \cdot 10^4$	3,10	231	4,2	199,2	$2 \cdot 10^4$	0,210
114	14	150,0	$6 \cdot 10^4$	0,23	232	26	50,0	$3 \cdot 10^3$	8,667
115	10	190,0	$2 \cdot 10^4$	0,50	233	4,2	80,0	$1 \cdot 10^3$	4,20
116	30	300,0	$1 \cdot 10^6$	0,03	234	1,1	141,0	$9 \cdot 10^2$	1,22
117	37	225,0	$5 \cdot 10^6$	0,0074	235	0,15	417,0	$3 \cdot 10^3$	0,050
118	83	417,0	$4 \cdot 10^7$	0,0020					

Rozkłady poszczególnych parametrów zamieszczonych w tablicy 7, określonych na podstawie zarejestrowanych wstrząsów na poligonach badawczych, przedstawiono na wykresach (rys. 36, 37 i 38). Na ich podstawie stwierdzono brak lub słabą korelację między PPV a takimi parametrami, jak energia sejsmiczna czy odległość hipocentralna. Jedynie rozkład wartości skalowanego parametru amplitudy prędkości drgań od energii sejsmicznej PPV/E_s w zależności od odległości hipocentralnej R do ogniska wstrząsu, charakteryzował bardziej wyraźny trend (rys. 38). Generalnie korelacja ta nie była najlepsza, współczynnik korelacji r_k – kwadrat wynosił 0,41. Można ją jednak, w pewnych przypadkach, zastosować jako zależność przybliżoną do prognozowania amplitud prędkości drgań w odległościach bliskich źródła sejsmicznego w górnośląskich kopalniach węgla. W prognozie zjawisk występujących w przyrodzie, zależności empiryczne mają bowiem mniejsze współczynniki korelacji, odwrotnie jak w przypadku procesów technicznych, gdzie krzywe regresji charakteryzują się dużym, zbliżonym do jedności, współczynnikiem korelacji.



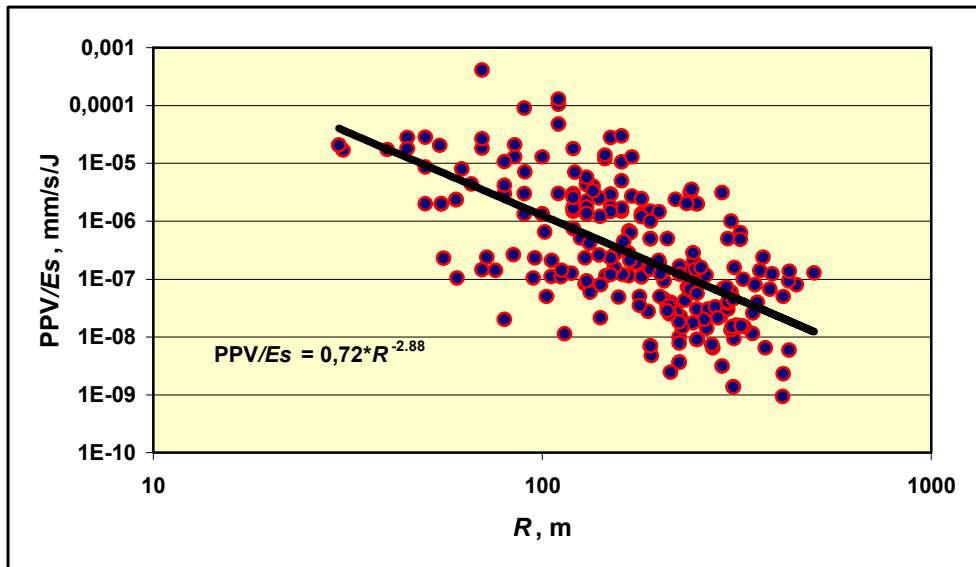
Rys. 36. Wykres wartości parametrów maksymalnej prędkości drgań PPV i energii sejsmicznej E_s

Fig. 36. Peak particle velocity PPV plotted versus seismic energy E_s



Rys. 37. Wykres wartości parametrów maksymalnej prędkości drgań PPV i odległości hipocentralnej R

Fig. 37. Peak particle velocity PPV plotted versus hypocentral distance R



Rys. 38. Wykres skalowanej wartości parametru prędkości drgań (PPV/E_s) i odległości hipocentralnej R , z wpisaną linią regresji

Fig. 38. Scaled peak particle velocity (PPV/E_s) as a function of hypocentral distance R with fitted regression line

Powyższą zależność empiryczną można przedstawić w następującej postaci

$$(PPV/E_s) = 0,72 \cdot R^{-2,88} \quad (16)$$

gdzie:

PPV – maksymalna wartość amplitudy prędkości drgań, m/s;

E_s – energia sejsmiczna, J;

R – odległość hipocentralna, m.

Dane pomiarowe, do opracowania tej zależności, uzyskano na podstawie rejestracji wstrząsów o energiach sejsmicznych od $5 \cdot 10^2$ do $5 \cdot 10^7$ J i o ogniskach położonych w odległościach hipocentralnych od 50 do 500 m i tylko dla takich zakresów może być ona stosowana.

W związku z powyższym byłoby celowe przeprowadzenie specjalistycznych pomiarów wstrząsów blisko ich ognisk w różnych kopalniach i w różnych warunkach geologicznych. Taka selekcja danych pomiarowych dla lokalnych, bardziej jednorodnych i stabilnych warunków geologicznych oraz pomiarowych, powinna być podstawą do uzyskania zależności empirycznych, nadających się do zastosowania w celach prognostycznych, lokalnie w obszarze jednej kopalni lub nawet jednego oddziału.

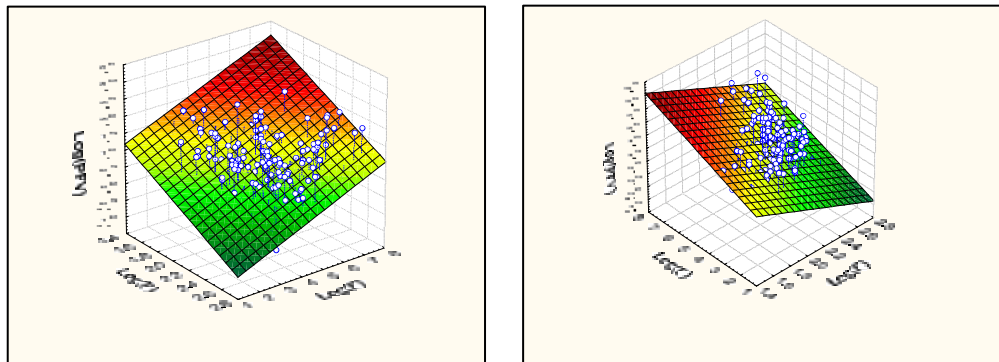
Na rysunkach 39 i 40 przedstawiono przestrzenne rozkłady między poszczególnymi parametrami, określone dla całego zbioru danych pomiarowych. Widoczny jest na nich również znaczny rozrzut wyników, w zasadzie niepozwalający na opracowanie zależności empirycznej o dużym współczynniku korelacji. Rozkłady te pozwalają

jednak na oszacowanie wielkości amplitud prędkości drgań PPV w funkcji energii sejsmicznej i odległości hipocentralnej, przy współczynniku korelacji większym od 0,5.

Przy założeniu liniowego przybliżenia, obliczone metodą najmniejszych kwadratów równanie, opisujące związek między logarytmem amplitudy prędkości drgań PPV a logarytmami energii sejsmicznej E_s i odległości hipocentralnej R , ma postać

$$\log(\text{PPV}) = 2,93 - 1,45 \cdot \log(R) + 0,27 \cdot \log(E_s) \quad (17)$$

Współczynnik korelacji wynosi w tym przypadku $r_k = 0,53$.



Rys. 39. Wykres przybliżenia liniowego między logarytmem amplitudy prędkości drgań PPV a logarytmami odległości epicentralnej R i energii sejsmicznej E_s

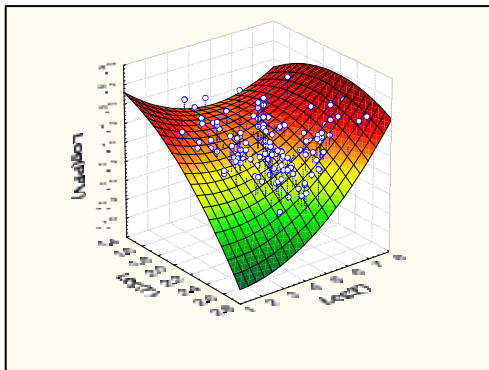
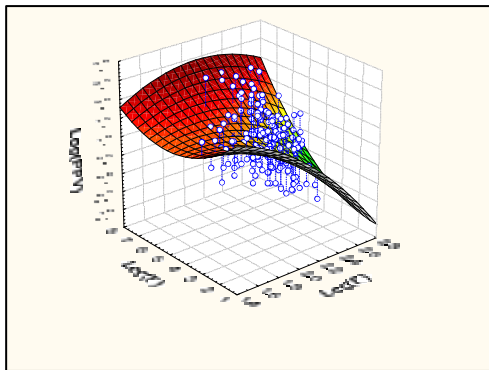
Fig. 39. Images of the first order approximation of $\log \text{PPV}$, $\log R$ and $\log E_s$

Przy założeniu przybliżenia drugiego rzędu, obliczone metodą najmniejszych kwadratów, równanie opisujące związek między logarytmem amplitudy prędkości drgań PPV a logarytmami energii sejsmicznej E_s i odległości epicentralnej R ma postać

$$\log(\text{PPV}) = 2,30 + 2,00 \cdot \log(R) - 1,13 \cdot \log(E_s) - 1,15 \cdot \log(R) \cdot \log(R) + 0,37 \cdot \log(R) \cdot \log(E_s) + 0,06 \cdot \log(E_s) \cdot \log(E_s) \quad (18)$$

Współczynnik korelacji wynosi w tym przypadku $r_k = 0,58$.

Dane pomiarowe, na podstawie których opracowano zależności (17) i (18), obejmowały wstrząsy o energiach sejsmicznych od $5 \cdot 10^2$ do $5 \cdot 10^7$ J i o ogniskach położonych w odległościach hipocentralnych od 50 do 500 m i tylko dla takich zakresów mogą być one stosowane



Rys. 40. Wykres przybliżenia dla rozwinięcia drugiego rzędu między logarytmem amplitudy prędkości drgań PPV a logarytmami odległości epicentralnej R i energii sejsmicznej E_s

Fig. 40. Images of the second order approximation of log PPV, log R and log E_s

Przedstawiona statystyczna analiza danych pomiarowych w układzie parametrów takich, jak maksymalna amplituda prędkości drgań PPV, odległość hipocentralna R , energia sejsmiczna E_s oraz skalowany parametr amplitudy prędkości drgań podzielonej przez energię sejsmiczną PPV/E_s wykazała, że trudno jest uzyskać w pełni zadowalającą korelację tych parametrów. Najlepszą zależność empiryczną o współczynniku korelacji $r_k = 0,58$ uzyskano dla przybliżenia drugiego rzędu, obliczonego metodą najmniejszych kwadratów (zależność 18). Z analizy zależności (17) i (18) wynika, że w odległości bliskiej ogniska wstrząsu i przy silnych wstrząsach sejsmicznych, można oczekiwać amplitudy prędkości drgań wynoszącej ponad 1000 mm/s. Zależność empiryczna (18) może być w pewnych sytuacjach stosowana do oceny amplitudy prędkości w tych obszarach kopalni, dla których dysponuje się prognozą energii sejsmicznej i miejscem wystąpienia spodziewanych wstrząsów górniczych.

Zgodnie z równaniem (16) wyrażenie skalowanej amplitudy prędkości drgań PPV, blisko źródła sejsmicznego, jest tłumione bardzo silnie i przebiega proporcjonalnie do $1/R^{2,9}$. Tak silne tłumienie drgań zarejestrowanych blisko ogniska wstrząsu potwierdza wyniki uzyskane z teoretycznego rozwiązania równania emisji fal sejsmicznych blisko źródła sejsmicznego – równania (2) i (3). Jest to jeden z ważniejszych wniosków wynikających z analizy statystycznej amplitud prędkości drgań PPV. Wyniki pomiarów potwierdzające silne tłumienie drgań blisko ogniska wstrząsu, niemal z trzecią potęgą odległości hipocentralnej, pozwalają na opracowanie bardziej odpowiedniej metodyki oceny zagrożenia tąpnięciem w kopalniach węgla kamiennego. Badania przedstawione w tym rozdziale potwierdzają jednoznacznie, że tylko blisko ogniska wstrząsu jest przenoszony duży strumień energii sejsmicznej oraz duże amplitudy prędkości drgań, wywołujące znaczne obciążenia dynamiczne w górotworze oraz w wyrobiskach podziemnych, które stanowią źródło zagrożenia tąpnięciem (Kidybiński 1985, 1992, 1999; Mutke 1991, 1998, 1999b, 2001; Ciałkowski, Mutke 1994; Dubiński, Mutke 1996).

7. SPEKTRALNE PARAMETRY OGNISK WSTRZĄSÓW W GÓRNOŚLĄSKIM ZAGŁĘBIU WĘGLOWYM

Zgodnie z danymi zawartymi w rozdziale 6 można zauważyć, że korelacja maksymalnej amplitudy prędkości drgań PPV i energii sejsmicznej wstrząsu górniczego jest raczej słaba. Może to wynikać ze zbyt małej dokładności wyznaczania energii sejsmicznej wstrząsów. Do wyznaczania jej, jest wymagane przyjęcie określonych założeń i uproszczeń. W dużym stopniu energia sejsmiczna wstrząsu zależy także od lokalnych warunków geologicznych w miejscu posadowienia czujnika drgań.

Szanse na bardziej wiarygodną prognozę drgań w odległości bliskiej źródła sejsmicznego, można wiązać z charakterystyką jego parametrów oraz z modelem spektralnym Brune'a, opisanym w rozdziale 4.2. W modelu tym maksymalne amplitudy prędkości drgań zależą bowiem od spadku naprężeń oraz od funkcji tłumienia określonej dla bliskiego pola falowego. Analiza spektralna wstrząsu umożliwia również łatwe obliczanie skalarnego momentu sejsmicznego, który jest lepszą miarą siły wstrząsu niż energia sejsmiczna, gdy w ognisku dominują procesy ścinania. Badania przeprowadzone przez McGarra w południowoafrykańskich kopalniach złota, wskazują na duże możliwości prognozowania drgań w polu bliskim na podstawie obliczonych parametrów źródła sejsmicznego (McGarr 1993; McGarr i inni 1981). Podobne badania, wykonane w polskich kopalniach węgla kamiennego, potwierdzają możliwość wykorzystania parametrów źródła wstrząsu górniczego do prognozowania drgań w pobliżu ogniska wstrząsu (Dubiński, Mutke 1993, 1994, 1996, 1997; Mutke 2001b).

Wyznaczanie parametrów drgań blisko ogniska wstrząsu na podstawie parametrów źródła sejsmicznego ma wiele zalet. Po pierwsze, parametry źródła sejsmicznego wyznacza się z rejestracji wstrząsu w dalekim polu falowym, co pozwala wykorzystać do tego celu obserwacje uzyskiwane przez kopalniane sieci sejsmologiczne. Po drugie, parametry źródła sejsmicznego są wyznaczane bardziej obiektywnie i wiarygodnie niż energia sejsmiczna.

Dotychczasowa analiza tąpnięć w górnośląskich kopalniach węgla nie pozwoliła na znalezienie prekursora dla tego zjawiska tylko na podstawie energii sejsmicznej wstrząsów. W tym rozdziale przeanalizowano korelację parametru PPV z momentem sejsmicznym oraz porównano parametry źródła sejsmicznego dla zarejestrowanych tąpnięć oraz wstrząsów, które nie wywołały tąpnięcia.

7.1. Podstawy teoretyczne wyznaczania parametrów źródła sejsmicznego

Parametry źródła sejsmicznego można wyznaczać posługując się analizą spektralną zarejestrowanego wstrząsu. Należy wyznaczyć widmo przemieszczeniowe wstrząsu i określić jego wartość dla niskoczęstotliwościowej, płaskiej części widma oraz wartość częstotliwości narożnej.

Skalarny moment sejsmiczny M_0 , jest miarą niesprężystej deformacji kosejsmicznej w źródle. Jest wielkością charakterystyczną dla pary sił i jest zdefiniowany jako (Brune 1968; Aki, Richards 1980)

$$M_0 = \mu \bar{u} A \quad (19)$$

gdzie:

μ – moduł sztywności postaciowej, Pa;

$\bar{u}$ – średnie przemieszczenie na płaszczyźnie rozrywu, m;

A – powierzchnia rozrywu (w modelu Brune'a aproksymowana powierzchnią koła).

W sejsmologii został wprowadzony związek skalarного momentu sejsmicznego z widmem przemieszczenia w polu dalekim (Aki, Richards 1980)

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3\Omega_0 R}{F_s} \quad (20)$$

gdzie:

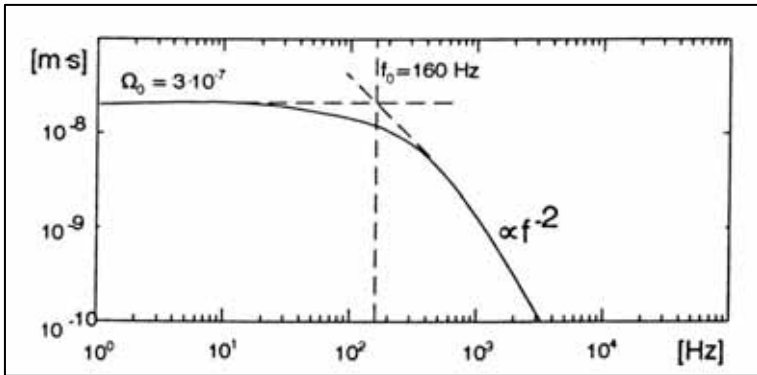
Ω_0 – wartość niskoczęstotliwościowej, stałej części w widmie przemieszczenia w polu dalekim, m·s;

R – odległość hipocentralna, m;

β – prędkość propagacji fali poprzecznej S, m/s;

ρ – gęstość objętościowa, kg/m³;

F_s – funkcja uwzględniająca kierunkowy charakter emisji fal objętościowych ze źródła.



Rys. 41. Przykład wyznaczenia niskoczęstotliwościowej płaskiej części widma przemieszczenia Ω_0 i częstotliwości narożnej f_0 (Mendecki 1997)

Fig. 41. An example to determine the low-frequency plateau of spectrum displacement Ω_0 and the corner frequency f_0 (Mendecki 1997)

Wartość płaskiej części widma Ω_0 oraz częstotliwość narożną, w miejscu przecięcia się płaskiej części widma z częścią opadającą, można wyznaczać metodą graficzną. Metody te nie zawsze dają w pełni obiektywne wyniki i są uciążliwe w stosowaniu. Z tej przyczyny w programach komputerowych opracowanych w GIG do wyznaczania parametrów źródła sejsmicznego wykorzystano analityczny sposób polega-

jący na obliczaniu całki z kwadratu prędkości drgań J oraz z całki kwadratów przemieszczenia drgań K . Z zastosowaniem tych parametrów jest możliwe wyznaczenie wartości dla niskoczęstotliwościowej, płaskiej części widma oraz częstotliwości narożnej, w sposób bardziej wiarygodny i stabilny niż dotychczas, a przede wszystkim w sposób możliwy do rutynowego wykorzystania w kopalniach.

Parametr J jest wyznaczany z całki kwadratów prędkości drgań (Snoke 1987)

$$J = 2 \int_0^{\infty} |\dot{u}(\omega)|^2 d\omega = \frac{2}{3} [\Omega_0 \omega_1]^2 f_1 + 2 \int_{f_1}^{f_2} |\dot{u}(\omega)|^2 d\omega + 2 |\omega_2 U(\omega_2)|^2 f_2 \quad (21)$$

gdzie:

$$\omega = 2\pi f,$$

$U(\omega)$ – przemieszczenie w dalekim polu falowym w dziedzinie częstotliwości.

Drugim parametrem jest całka z kwadratów przemieszczenia K (Andrew 1986; Snoke 1987)

$$K = 2 \int_0^{\infty} |u(\omega)|^2 d\omega = 2 |(\omega_1)|^2 f_1 + 2 \int_{f_1}^{f_2} |u(\omega)|^2 d\omega + \frac{2}{3} |U(\omega_2)|^2 f_2 \quad (22)$$

Dysponując tymi dwoma parametrami można w sposób automatyczny wyznaczyć dwie wartości (Ω_0 i f_0), niezbędne do obliczenia parametrów źródła (Snoke 1987)

$$\Omega_0 = \left[\frac{4K^3}{J} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (23)$$

gdzie Ω_0 – wartość niskoczęstotliwościowej, stałej części w widmie przemieszczenia w polu dalekim, m/s.

$$f_0 = \left[\frac{J}{(2\pi)^2 K} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (24)$$

gdzie f_0 – częstotliwość narożna, Hz.

W wyznaczaniu parametrów źródła sejsmicznego należy uwzględnić tłumienie fal sejsmicznych. W praktyce oznacza to wprowadzenie poprawek związanych z rozprzestrzenianiem się frontu falowego na drodze ognisko wstrząsu–czujnik. W ośrodku niejednorodnym i niesprężystym następuje tłumienie amplitudy drgań cząstek w czasie propagacji fali jako wynik pochłaniania i rozpraszania energii niezależnie od geometrii frontu. Tłumienie fal sejsmicznych zależy w dużym stopniu od niesprężystych właściwości górotworu. Miarą tłumienia może być współczynnik tłumienia, dekrement tłumienia lub współczynnik dobroci Q .

Tłumienie dla fal bezpośrednich może być wyznaczone z płaskiej, niskoczęstotliwościowej części widma przemieszczenia. Zwykle przyjmuje się, że tłumienie jest niezależne od częstotliwości, dla zakresu częstotliwości mniejszej od narożnej. Amplituda spektralna zarejestrowanego wstrząsu $A(f)$ wynosi

$$A(f) = A_0(f)t^{-1} \exp\left(\frac{-\pi f t}{Q}\right) \quad (25)$$

gdzie:

$A_0(f)$ – spektrum w źródle, m·s;

t – czas przejścia fali, s;

f – częstotliwość, Hz;

Q – współczynnik dobroci.

W celu wyznaczenia współczynnika Q autor wykonał obliczenia widma przemieszczenia dla każdego analizowanego wstrząsu górniczego, które następnie zostały optymalnie dopasowane do teoretycznego kształtu spektrum Brune'a. Brune opracował model kształtu widma w dalekim oraz w bliskim polu falowym. Mając na uwadze, że rutynowe rejestracje wstrząsów z reguły są uzyskiwane w dalekim polu falowym, kształt widma przemieszczeniowego w tym polu jest opisany wzorem (Mendeciki 1997)

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 \exp[-\pi f R / C Q]}{1 + (f / f_0)^2} \quad (26)$$

gdzie:

Ω_0 – poziom spektralny niskoczęstotliwościowy o stałej wartości, m·s;

f_0 – częstotliwość narożna, Hz;

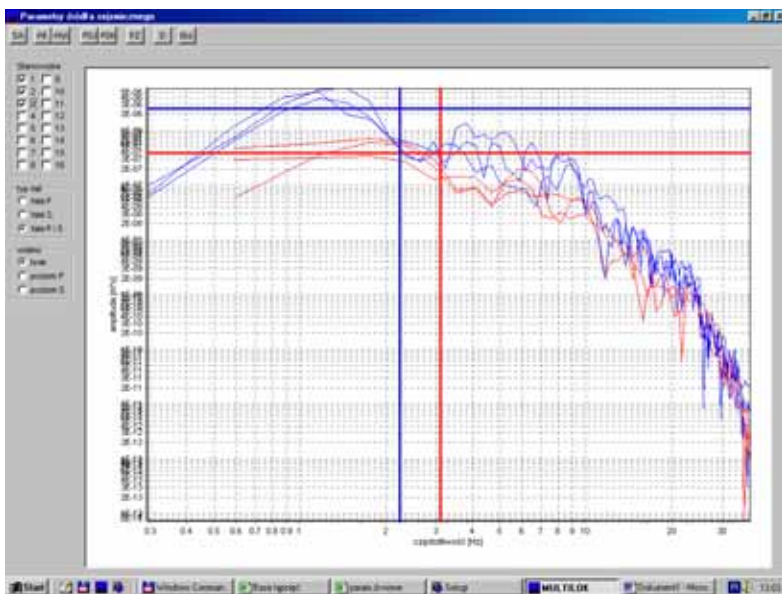
R – odległość od ogniska, m;

C – prędkość propagacji fali sejsmicznej (β – poprzecznej lub α – podłużnej), m/s.

Jeśli do równania (26) wstawi się $R = 0$ (sprowadzamy widmo do źródła), to równanie na widmo przemieszczenia zostaje zredukowane do kształtu zaproponowanego przez Brune'a (1970)

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (f / f_0)^2} \quad (27)$$

Kształt widma przemieszczeniowego w dalekim polu dla modelu Brune'a charakteryzuje się spadkiem części wysokoczęstotliwościowej widma proporcjonalnie do odwrotności kwadratu częstotliwości kątowej drgań $1/\omega^2$. Dla optymalnie dobranej wartości współczynnika Q , widmo przemieszczenia uzyskuje poprawny kształt i nadaje się do dalszej obróbki, jak pokazano na przykładzie obliczeniowym (rys. 42).



Rys. 42. Kształt widma przemieszczenia w dalekim polu falowym dla wybranego wstrząsu, przy prawidłowo wyznaczonym współczynniku dobroci $Q_P = 180$ i $Q_S = 95$ – rejestracja z sieci GRSS; linie niebieskie – widmo przemieszczenia dla składowych drgań fali poprzecznej, linie czerwone – widmo przemieszczenia dla składowych drgań fali podłużnej, linie pionowe – częstotliwości narożne.

Fig. 42. Shape of the displacement spectrum in the far field for chosen tremor under correct quality index $Q_P = 180$ and $Q_S = 95$ – record from Upper Silesian Regional Seismic Network; blue lines – displacement spectrums of shear wave, red lines – displacement spectrums of longitudinal wave, vertical lines – corner frequencies.

Dla różnych modeli spektralnych źródła sejsmicznego, częstotliwość narożną można powiązać z promieniem zastępczego źródła (McGarr i inni 1981)

$$r_0 = kC / 2\pi f_0^{S,P} \quad (28)$$

gdzie k oznacza współczynnik zmienny dla różnych modeli źródła:

$k = 2,34$ dla modelu dyslokacji kołowej Brune'a,

$k = 1,32$ dla modelu dyslokacji kołowej Madariagi ze stałą prędkością propagacji rozrywu,

C – prędkość fali sejsmicznej poprzecznej β lub podłużnej α .

Wyznaczenie skalarnego momentu sejsmicznego oraz zastępczego promienia ogniska sejsmicznego pozwala ocenić spadek naprężeń w wyniku wstrząsu (Aki, Richards 1980; McGarr i inni 1981; Gibowicz, Kijko 1994)

$$\Delta\sigma = 7M_0 / 16r_0^3 \quad (29)$$

gdzie:

$\Delta\sigma$ – spadek naprężeń, który oznacza różnicę między naprężeniem w ognisku przed wstrząsem σ_0 i naprężeniem po wstrząsie σ_1 , Pa;

r_0 – promień zastępczego obszaru kołowego dla źródła sejsmicznego, m.

Można również określić wartość naprężenia pozornego oraz energii sejsmicznej wyznaczonej ze spektrum

$$\sigma_A = \zeta \bar{\sigma} = \mu \frac{E}{M_0} = \frac{E}{\Delta \epsilon V} \quad (30)$$

gdzie:

ζ – współczynniki efektywności sejsmicznej;

$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}$ – naprężenie średnie, równe połowie sumy naprężeń przed wstrząsem i po wstrząsie, Pa;

$\Delta \epsilon$ – zmiana odkształcenia.

Naprężenie pozorne jest opisywane jako wynik pozornego odkształcenia (zmiany odkształcenia wyrażonej zmianą naprężenia przy określonym module sztywności w źródle) oraz ilorazu energii sejsmicznej zjawiska i jego momentu sejsmicznego. Naprężenie pozorne jest niezależną od modelu ogniska miarą naprężeń dynamicznych, wyzwanych w obszarze analizowanych ognisk wstrząsów.

Energia sejsmiczna E_{sp} wyznaczana ze spektrum, wyraża się wzorem (Mendecki 1997)

$$E_{sp} = 8\pi\rho V \int_0^{\infty} V^2(f) df \quad (31)$$

gdzie:

V – prędkość fali sejsmicznej poprzecznej – β i podłużnej – α , m/s;

P – gęstość objętościowa, kg/m³;

f – częstotliwość drgań, Hz.

7.2. Zastosowanie skalarne momentu sejsmicznego do prognozowania maksymalnej amplitudy prędkości drgań

Korelacja parametru energii sejsmicznej i maksymalnej amplitudy prędkości drgań jest słaba. Wzory (17) i (18) mogą być wykorzystywane tylko do szacowania parametru PPV. Wynika stąd konieczność poszukiwania lepszej korelacji drgań PPV z innymi parametrami źródła sejsmicznego. Dla zbioru 65 wstrząsów, w przypadku których pomierzono wartości PPV blisko ogniska wstrząsu, wyznaczono moment sejsmiczny, wykorzystując rejestracje z dalekiego pola falowego. Wyniki obliczeń przedstawiono w tablicy 8, a uzyskane parametry zostały wykorzystane do wyznaczenia zależności między parametrem PPV· R oraz skalarnym momentem sejsmicznym M_0 .

Tablica 8. Wyniki pomiarów skalowanej wartości prędkości drgań na poligonach badawczych ($PPV \cdot R$) i momentu sejsmicznego obliczonego z rejestracji w dalekim polu falowym

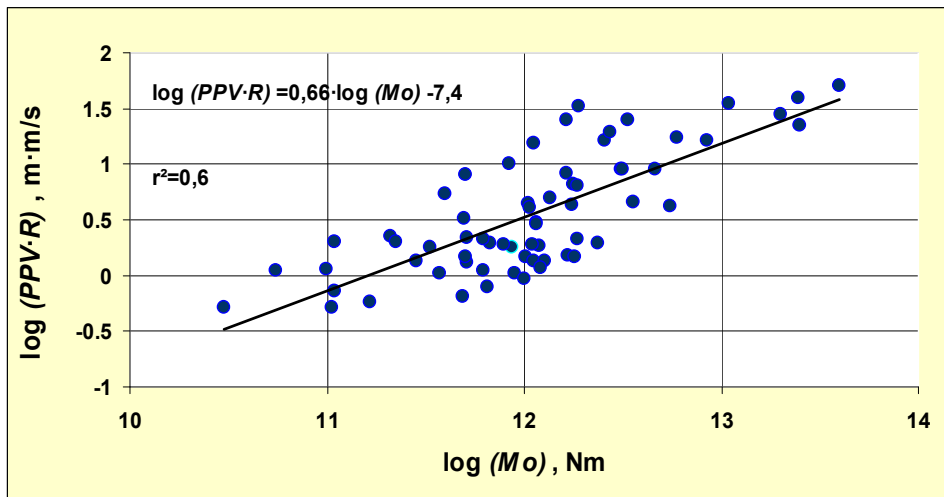
M_0 N·m	$PPV \cdot R$ m· m/s	M_0 N·m	$PPV \cdot R$ m· m/s
$9,0 \cdot 10^{11}$	1,06	$1,8 \cdot 10^{12}$	6,62
$4,9 \cdot 10^{11}$	3,22	$6,5 \cdot 10^{11}$	2,10
$8,5 \cdot 10^{11}$	1,81	$1,1 \cdot 10^{11}$	0,74
$1,1 \cdot 10^{12}$	15,24	$1,8 \cdot 10^{12}$	4,28
$8,0 \cdot 10^{11}$	1,88	$1 \cdot 10^{12}$	0,92
$1 \cdot 10^{12}$	1,47	$3,6 \cdot 10^{12}$	4,55
$1,2 \cdot 10^{12}$	3,00	$5,5 \cdot 10^{10}$	1,10
$6,5 \cdot 10^{11}$	1,98	$1,4 \cdot 10^{12}$	5,00
$1,7 \cdot 10^{12}$	1,53	$2,4 \cdot 10^{12}$	1,98
$4,9 \cdot 10^{11}$	0,66	$6,5 \cdot 10^{11}$	0,80
$3,7 \cdot 10^{12}$	1,06	$4,6 \cdot 10^{12}$	8,99
$1,1 \cdot 10^{12}$	1,35	$1,9 \cdot 10^{12}$	2,11
$1,3 \cdot 10^{12}$	1,34	$1,1 \cdot 10^{12}$	1,90
$2,9 \cdot 10^{11}$	1,34	$3,1 \cdot 10^{12}$	9,01
$1,2 \cdot 10^{12}$	1,17	$1,7 \cdot 10^{12}$	8,33
$1,2 \cdot 10^{12}$	1,84	$1,1 \cdot 10^{13}$	34,61
$3,3 \cdot 10^{11}$	1,80	$2,5 \cdot 10^{13}$	22,04
$1 \cdot 10^{11}$	1,14	$1,9 \cdot 10^{12}$	33,19
$5 \cdot 10^{11}$	1,33	$5,5 \cdot 10^{12}$	4,14
$5 \cdot 10^{11}$	1,47	$8,5 \cdot 10^{12}$	16,43
$8,5 \cdot 10^{11}$	10,10	$6,0 \cdot 10^{12}$	17,42
$2,1 \cdot 10^{11}$	2,23	$1,9 \cdot 10^{12}$	6,34
$1,1 \cdot 10^{12}$	4,43	$3,4 \cdot 10^{12}$	24,96
$1,2 \cdot 10^{12}$	2,94	$2,6 \cdot 10^{12}$	16,19
$4 \cdot 10^{11}$	5,39	$2,8 \cdot 10^{12}$	19,24
$5 \cdot 10^{11}$	2,16	$1,7 \cdot 10^{12}$	24,89
$1,7 \cdot 10^{11}$	0,58	$3,2 \cdot 10^{12}$	8,91
$1,1 \cdot 10^{11}$	0,52	$2 \cdot 10^{13}$	28,10
$1,8 \cdot 10^{12}$	1,47	$5 \cdot 10^{11}$	7,94
$6 \cdot 10^{11}$	1,11	$4 \cdot 10^{13}$	50,10
$2,3 \cdot 10^{11}$	1,99	$2,5 \cdot 10^{13}$	39,80
$3 \cdot 10^{10}$	0,51	$1,1 \cdot 10^{11}$	1,99
$1,1 \cdot 10^{12}$	4,10	—	—

Wstrząsy, analizowane w tablicy 8, nie spowodowały uszkodzenia wyrobisk górniczych. Najslabsze z nich charakteryzowały się momentem sejsmicznym $M_0 = 3 \cdot 10^{10} \text{ N}\cdot\text{m}$, a najsilniejsze $M_0 = 4 \cdot 10^{13} \text{ N}\cdot\text{m}$. Pozwoliły ustalić dobrą korelację parametrów $\text{PPV}\cdot R$ i M_0 , wyraźnie lepszą niż korelacja parametrów PPV/E_s i R . Korelacja ta jest przedstawiona na rysunku 43.

Można ją wyrazić równaniem empirycznym

$$\log (\text{PPV}\cdot R) = 0,66\cdot\log (M_0) - 7,4 \quad (32)$$

gdzie PPV wyraża się w metrach na sekundę, R w metrach i M_0 w niutonach razy metr.



Rys. 43. Zależność skalowanej amplitudy prędkości i odległości hipocentralnej $\text{PPV}\cdot R$ w funkcji momentu sejsmicznego M_0 dla wstrząsów z Tablicy 8

Fig. 43. Product of peak particle velocity and hypocentral distance $\text{PPV}\cdot R$ as a function of seismic moment M_0 for events in Table 8

Zależność (32) pozwala na prognozowanie drgań PPV w polu falowym bliskim i pośrednim, w odległości do 500 m od ogniska wstrząsu. Współczynnik korelacji r_k wynosi w tym przypadku 0,6.

McGarr i inni (1981) w swoich badaniach otrzymali zależność podobnego typu

$$\log (\text{PPV}\cdot R) = 0,49\cdot\log (M_0) - 4,68 \quad (33)$$

gdzie PPV wyrażone w centymetrach na sekundę, R w centymetrach i M_0 w dynach razy centymetr.

Analiza tych dwóch zależności wskazuje, że dla wartości momentu sejsmicznego $1\cdot 10^{13}$ – $1\cdot 10^{14} \text{ N}\cdot\text{m}$, wartości skalowanej prędkości są podobne. W przypadku mniejszych wartości momentu sejsmicznego, stosując wzór (33) uzyskuje się nieco większe wartości skalowanej prędkości $\text{PPV}\cdot R$. Różnice te mogą wynikać z odmiennych wła-

ściwości skał budujących górotwórn w kopalniach w RPA i GZW oraz z większej głębokości eksploatacji w kopalniach RPA, co wiąże się z większymi naprężeniami pierwotnymi.

Zależność (32) można wykorzystać również w sytuacji, gdy jest prognozowana energia sejsmiczna, a nie moment sejsmiczny. Należy wówczas zastosować relacje skalowania między magnitudą a energią sejsmiczną oraz między magnitudą a momentem sejsmicznym (Dubiński, Mutke 1997)

$$\log(M_0) = 1,009 \cdot M_L + 10,42 \quad (34)$$

oraz między energią sejsmiczną a magnitudą (Dubiński, Wierzchowska 1973)

$$\log E = 1,8 + 1,9 M_L \quad (35)$$

W modelu Brune'a otrzymuje się następującą zależność na $PPV \cdot R$ (McGarr i inni 1981)

$$(PPV \cdot R) = (0,57 \cdot \beta \Delta \sigma r_0) / \mu \quad (36)$$

gdzie:

μ – dynamiczny moduł sztywności, Pa;

$\Delta \sigma$ – spadek naprężeń, Pa;

r_0 – promień zastępczego obszaru kołowego dla źródła sejsmicznego, m.

Linia teoretyczna zdefiniowana równaniem (36), przy przyjęciu spadku naprężeń $\Delta \sigma = 1$ MPa, dobrze wpisuje się w zależność (32) w przypadku dużych momentów sejsmicznych, natomiast większe wartości $PPV \cdot R$ uzyskuje się, gdy momenty sejsmiczne są małe.

Jeśli z badań empirycznych wynika, że znaczne uszkodzenie wyrobiska może wystąpić przy wartości $PPV = 500$ mm/s, to dla momentu sejsmicznego $1 \cdot 10^{13}$ N·m (energia sejsmiczna $\sim 5 \cdot 10^6$ J), iloczyn R i PPV wynosi 15,14 (wg wzoru (32)). Z obliczeń wynika, że duże uszkodzenia mogą być wywołane takim wstrząsem z odległości około 30 m od wyrobiska. Ale już wstrząs o momencie sejsmicznym $1 \cdot 10^{14}$ N·m (energia sejsmiczna $\sim 3,5 \cdot 10^8$ J), niszczące skutki może spowodować z odległości około 140 m.

Skalowanie parametru $PPV \cdot R$ (36) wykazuje, że w rejonie, w którym naprężenia początkowe są bardzo duże (np. strefa koncentracji naprężeń pod krawędzią starszej eksploatacji), możliwe jest wystąpienie większych wartości PPV . Przy dużych naprężeniach początkowych w ośrodku, z reguły występują wstrząsy o dużych spadkach naprężeń.

Na podstawie analizy geomechanicznej rejonu badań (Biliński 1992; Drzewiecki 2001; Zorychta 2000; Tajduś i inni 2003, 2004) oraz wykorzystując metodę tomografii pasywnej i aktywnej (Maxwell, Young 1994; Dubiński 1995; Dubiński, Dworak 1996; Dubiński i inni 1998; Dębski 1998, 2004; Lurka 2002, 2004; Mutke i inni 2001; Dubiński, Mutke 2005) można wyznaczyć zarówno potencjalną energię sejsmiczną, jak i miejsce wystąpienia potencjalnych ognisk wstrząsów. Znając odległość prognozowanych wstrząsów od wyrobiska górniczego oraz spadek naprężeń w ognisku, jest możliwe oszacowanie amplitudy drgań PPV . Poziom spadków naprężeń można okre-

ślić na podstawie pierwszych wstrząsów zarejestrowanych w analizowanym obszarze kopalni, co pozwala na uzyskanie informacji o stopniu przygotowania górotworu do generowania zjawisk dynamicznych. W przypadku braku informacji o spadkach naprężeń, można je uzyskać za pomocą wzorów na skalowanie parametrów źródła (Dubieński, Wierzchowska 1973; Dubieński, Mutke 1997). Korzystając z tych relacji skalowania oraz ze wzoru (32), można prognozować wartości PPV w funkcji momentu sejsmicznego lub ewentualnie energii sejsmicznej, które potrafimy prognozować dla projektowanej i bieżącej eksploatacji. Prognozowane wartości PPV są podstawową wielkością niezbędną do wyznaczania spodziewanych obciążeń dynamicznych działających na wyrobiska górnicze.

7.3. Analiza parametrów ognisk wstrząsów wywołujących i niewywołujących tąpnięcia

Dokonano analizy wstrząsów, które wywołały tąpnięcia (uszkodzenie lub zniszczenie wyrobisk podziemnych) oraz wstrząsów o podobnych energiach sejsmicznych, które tąpnięcia nie wywołały. Dla wstrząsów tych obliczono spektralne parametry charakteryzujące ognisko (energię sejsmiczną, skalarny moment sejsmiczny, promień ogniska dla modelu Madariagi, promień ogniska dla modelu Brune’a, spadek naprężeń, naprężenia pozorne i energię ze spektrum). Do tego celu wykorzystano cyfrowe rejestracje wstrząsów oraz metodykę opisaną w rozdziale 7.1. Wyniki obliczeń przedstawiono w tablicach 9 i 10.

Tablica 9. Parametry ogniska wstrząsu dla zbioru wstrząsów, po których wystąpiło tąpnięcie

Data	Kopalnia	E_s J	M_0 N·m	r_0 (Madariaga) m	r_0 (Brune) m	DUW OH m	$\Delta\sigma_{poz}$ Pa	E_{sp} J	$\Delta\sigma$ Pa
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
26.05.98	Katowice-Kleofas	$1 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^{12}$	226	400	23 70	$1,2 \cdot 10^4$	$9,9 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^5$
04.07.98	Polska-Wirek	$4 \cdot 10^7$	$6,6 \cdot 10^{13}$	297	525	160 200	$6,6 \cdot 10^4$	$4,0 \cdot 10^8$	$1,1 \cdot 10^6$
09.11.98	Wujek	$3 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^{11}$	100	177	50 130	$9,8 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$
12.11.98	Wesola	$8 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^{13}$	136	240	11 30	$7,8 \cdot 10^4$	$7,5 \cdot 10^7$	$1,8 \cdot 10^6$
03.03.99	Wujek	$9 \cdot 10^6$	$2,3 \cdot 10^{13}$	162	286	115 100	$8,2 \cdot 10^4$	$1,7 \cdot 10^8$	$2,3 \cdot 10^6$
04.08.99	Bielszowice	$4 \cdot 10^7$	$6,8 \cdot 10^{12}$	214	378	84 75	$1,1 \cdot 10^4$	$6,7 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^5$
17.12.00	Katowice-Kleofas	$1 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^{13}$	184	325	22 150	$5,3 \cdot 10^4$	$9,7 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^6$
15.02.01	Katowice-Kleofas	$2 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^{14}$	182	322	273 175	$3,7 \cdot 10^5$	$4,5 \cdot 10^9$	$9,6 \cdot 10^6$

ciąg dalszy Tablicy 9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
26.06.01	ZG Bytom II	$2 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^{13}$	92	163	90	$4,1 \cdot 10^5$	$7,2 \cdot 10^8$	$1,1 \cdot 10^7$
						70			
14.09.01	Wesola	$8 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^{13}$	191	338	80 –	$8,8 \cdot 10^4$	$2,8 \cdot 10^8$	$2,2 \cdot 10^6$
25.01.02	Śląsk	$9 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^{14}$	334	591	100 194	$1,1 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^9$	$2,4 \cdot 10^6$
09.08.02	Wesola	$4 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^{14}$	309	546	120 95	$2,1 \cdot 10^5$	$5,9 \cdot 10^9$	$4,5 \cdot 10^6$
07.09.02	Bielszowice	$8 \cdot 10^6$	$2,7 \cdot 10^{13}$	157	277	210 145	$1,1 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^8$	$3,1 \cdot 10^6$
04.03.03	Katowice-Kleofas	$2 \cdot 10^7$	$8,7 \cdot 10^{11}$	99	175	130 180	$1,3 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^6$	$3,9 \cdot 10^5$
24.03.03	Wesola	$2 \cdot 10^6$	$5,9 \cdot 10^{12}$	126	223	35 73	$4,4 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^6$
18.08.03	Wujek	$5 \cdot 10^6$	$2,2 \cdot 10^{13}$	120	212	40 185	$4,1 \cdot 10^5$	$8,1 \cdot 10^8$	$5,5 \cdot 10^6$
10.09.03	Wujek	$4 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^{13}$	139	246	50 185	$2,1 \cdot 10^5$	$2,9 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^6$
22.01.04	Halemba	$9 \cdot 10^7$	$8,8 \cdot 10^{13}$	151	267	290 220	$7,4 \cdot 10^5$	$5,9 \cdot 10^9$	$1,1 \cdot 10^7$
11.02.04	Halemba	$9 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^{13}$	183	323	63	$5,6 \cdot 10^4$	$6,5 \cdot 10^7$	$9,2 \cdot 10^5$
						50			
20.09.04	Polska-Wirek	$3 \cdot 10^7$	$5,4 \cdot 10^{13}$	190	336	30 100	$1,1 \cdot 10^5$	$5,6 \cdot 10^8$	$3,5 \cdot 10^6$
27.01.05	Bielszowice	$1 \cdot 10^7$	$4,0 \cdot 10^{13}$	136	240	105 115	$2,5 \cdot 10^5$	$8,6 \cdot 10^8$	$6,9 \cdot 10^6$
22.08.05	Bobrek	$2 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^{13}$	89	158	50 60	$1,7 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^8$	$7,9 \cdot 10^6$
25.11.05	Pokój	$1 \cdot 10^7$	$2,4 \cdot 10^{13}$	126	223	115 85	$2,8 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^8$	$5,2 \cdot 10^6$
22.02.06	Halemba	$2 \cdot 10^8$	$1,1 \cdot 10^{14}$	124	219	Ok. 200 Ok. 100	$7,2 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^9$	$2,5 \cdot 10^7$
15.07.06	Pokój	$9 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^{13}$	165	292	Odprężenie	$7,9 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^8$	$3,4 \cdot 10^6$
27.07.06	Pokój	$9 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^{14}$	184	325	200 240	$1,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^9$	$8,1 \cdot 10^6$

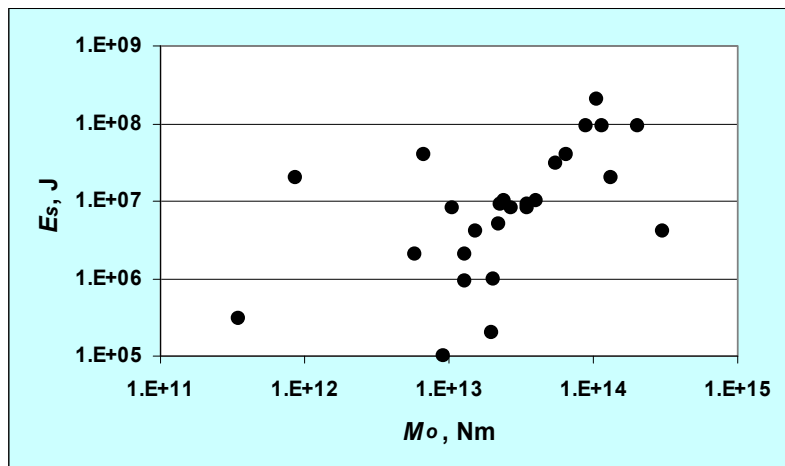
Objaśnienia: r_0 (Madariaga) – promień ogniska wstrząsu wyznaczony dla modelu Madariagi ($k = 1,32$), r_0 (Brune) – promień ogniska wstrząsu wyznaczony dla modelu Brune’a ($k = 2,34$), M_0 – skalarny moment sejsmiczny, $\Delta\sigma$ – spadek naprężeń w ognisku wstrząsu, $\Delta\sigma_{poz}$ – naprężenia pozorne, E_{sp} – energia sejsmiczna obliczona ze spektrum, OH – największa odległość od hipocentrum wstrząsu do najdalszych zaobserwowanych uszkodzeń w wyrobisku podziemnym, DUW – sumaryczna długość wyrobisk uszkodzonych po wstrząsie.

Pierwszy analizowany zbiór wstrząsów obejmował tąpnięcia z lat 1998–2006 (tabl. 9). Dokonano analizy dokumentacji poszczególnych tąpnięć w celu wyznaczenia największej odległości od ogniska wstrząsu do zaobserwowanych uszkodzeń w wyrobiskach (OH) oraz sumarycznej długości uszkodzonych po wstrząsie wyrobisk (DUW). Wielkości OH i DUW pozwalają na oszacowanie rozmiarów ogniska sejsmicznego (obszar deformacji nieciągłych). Ponadto, tak opracowane dane pozwalają na ocenę wartości parametru PPV, niezbędnego do wywołania tąpnięcia i uszkodzenia podziemnych wyrobisk.

Analiza danych zawartych w tablicy 9 wykazała, że rozmiar ogniska wstrząsu górniczego w GZW lepiej opisuje model Madariagi. Wartości OH i/lub DUW dużo lepiej korelują z promieniem wyznaczonym według modelu Madariagi niż według modelu Brune'a. Prawie wszystkie analizowane wstrząsy charakteryzowały się spadkami naprężeń od 1 do 10 MPa oraz dużymi wartościami momentu sejsmicznego, w większości przypadków powyżej $1 \cdot 10^{13}$ N·m. Model Madariagi okazuje się być bardziej odpowiednim modelem źródła dla wstrząsów górniczych z GZW niż model Brune'a.

Interesujące są relacje między poszczególnymi parametrami ognisk wstrząsów.

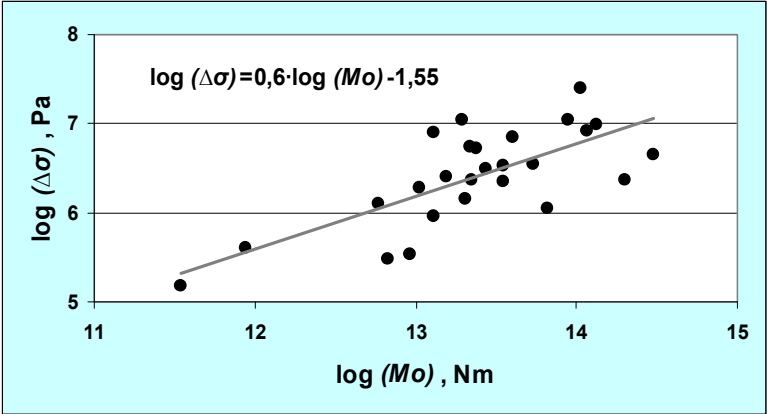
Analiza zbioru danych przedstawionych na rysunku 44 wskazuje na brak korelacji momentu sejsmicznego i energii sejsmicznej. Wynik taki może również potwierdzać fakt, że trudno jest obliczyć energię sejsmiczną z zadowalającą dokładnością. Wskazuje na to też słaba zależność między parametrem PPV a energią sejsmiczną, opisana w rozdziale 6.



Rys. 44. Wartości momentu sejsmicznego i energii sejsmicznej dla analizowanego zbioru tąpnięć

Fig. 44. Seismic moment and seismic energy for analyzed rockbursts

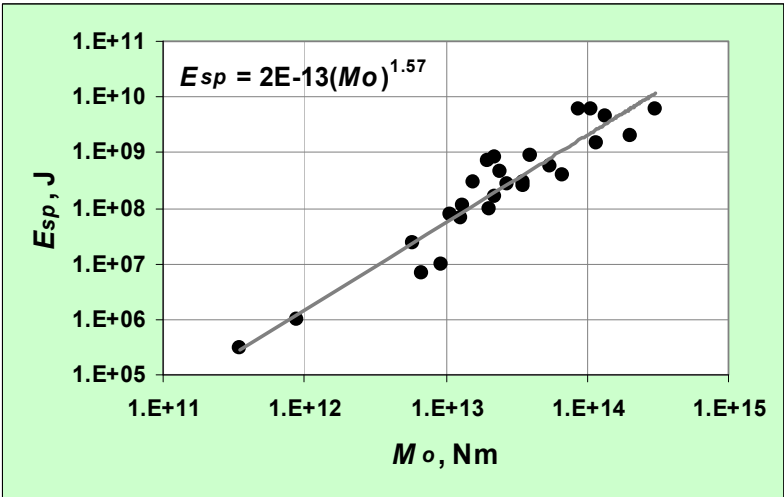
Na kolejnych rysunkach przedstawiono relacje skalowania między momentem sejsmicznym a spadkiem naprężeń, promieniem ogniska wstrząsu i energią wyznaczoną ze spektrum oraz między spadkiem naprężeń i naprężeniem pozornym. Relacje te porównywano z podobnymi obliczonymi dla zbioru wstrząsów, które tąpnięcia nie wywołały.



Rys. 45. Spadek naprężeń w funkcji momentu sejsmicznego dla zbioru tąpnięć

Fig. 45. Stress drop as a function of seismic moment for analyzed rockbursts

Na rysunku 45 można zauważyć, że spadek naprężeń zwiększa się ze wzrostem momentu sejsmicznego do potęgi zbliżonej do 2/3.



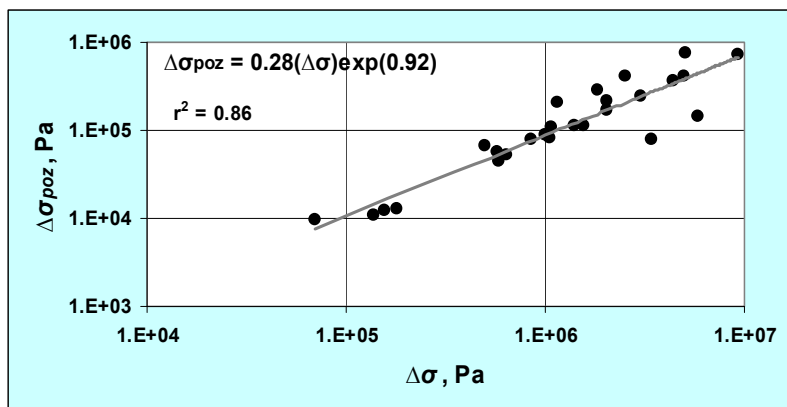
Rys. 46. Energia sejsmiczna wyznaczona z modelu spektralnego w funkcji momentu sejsmicznego dla zbioru tąpnięć

Fig. 46. Spectral energy as a function of seismic moment for analyzed rockbursts

Na rysunku 46 zauważa się bardzo dobrą korelację energii sejsmicznej wyznaczonej z modelu spektralnego E_{sp} w funkcji momentu sejsmicznego M_0 . Współczynnik korelacji r_k osiąga wartość 0,9. Energia spektralna zwiększa się ze wzrostem momentu sejsmicznego do potęgi 3/2.

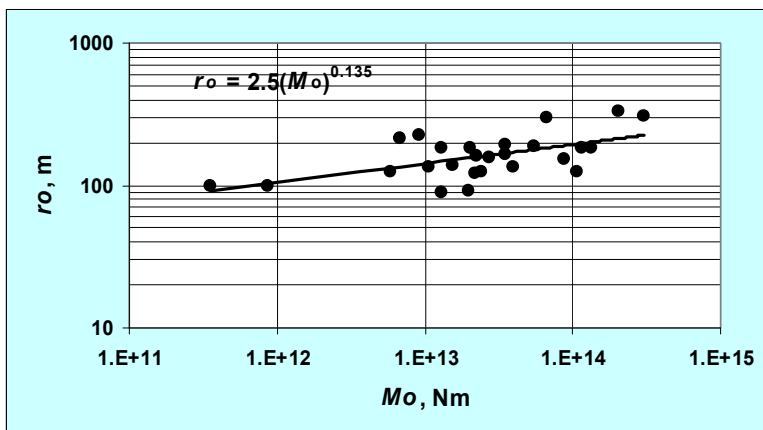
Bardzo dobrą korelację otrzymano również dla naprężeń pozornych i spadku naprężeń. Współczynnik korelacji r_k osiąga wartość ponad 0,9. Naprężenia pozorne zwiększają się ze wzrostem spadku naprężeń do potęgi 9/10 (rys. 47).

Na rysunku 48 przedstawiono korelację promienia źródła kołowego dla modelu Madariagi i wartości momentu sejsmicznego. Dla większych momentów sejsmicznych występują wyraźnie większe promienie ogniska wstrząsu (tąpnięcia), co oznacza mniejszą częstotliwość narożną oraz większą długość fali sejsmicznej w przypadku tąpnięć charakteryzujących się większym momentem sejsmicznym. Przykładowo, dla tąpnięć charakteryzujących się momentem sejsmicznym $1 \cdot 10^{12}$ N·m średnia długość promienia wynosiła 100 m, a dla tąpnięć charakteryzujących się momentem sejsmicznym $1 \cdot 10^{14}$ N·m – 200 m. W praktyce jest to ważne spostrzeżenie, ponieważ większy promień sejsmiczny oznacza potencjalne zagrożenie uszkodzenia wyrobisk na dłuższym odcinku. Można wyciągnąć stąd wniosek, że większego obszaru zniszczeń można oczekiwać w przypadku wstrząsów o większej długości fal bezpośrednich. Przy częstotliwości narożnej jest emitowana największa część energii sejsmicznej, tak więc bardziej katastrofalne w skutkach są wstrząsy o dominacji długich fal, wywołujących obciążenia dynamiczne na dużym obszarze. Wniosek ten nie jest niespodzianką, gdy zostanie obliczony promień źródła sejsmicznego dla różnych częstotliwości narożnych. W warunkach geologicznych GZW, dla częstotliwości narożnej 100 Hz, promień wynosi tylko 4,5 m, a dla częstotliwości narożnej 2,5 Hz promień źródła wynosi 175 m (przy przyjęciu do obliczeń modelu Madariagi).



Rys. 47. Naprężenia pozorne w funkcji spadku naprężeń dla zbioru tąpnięć

Fig. 47. Apparent stress as a function of stress drop for analyzed rockbursts



Rys. 48. Zależność promienia ogniska wstrząsu od momentu sejsmicznego dla analizowanego zbioru tąpnięć

Fig. 48. Seismic radius as a function of seismic moment for analyzed rockbursts

W celu przeanalizowania charakterystycznych cech różniących parametry ogniska między tąpnięciami a wstrząsami, które takiego zjawiska nie spowodowały, dokonano selekcji odpowiednich sejsmogramów. Wybrano 73 wstrząsy do obliczenia parametrów ogniska, o energiach sejsmicznych podobnych do analizowanych tąpnięć oraz z tych samych kopalń (tablica 10).

Tablica 10. Parametry ogniska wyznaczone dla wstrząsów, po których nie wystąpiło tąpnięcie

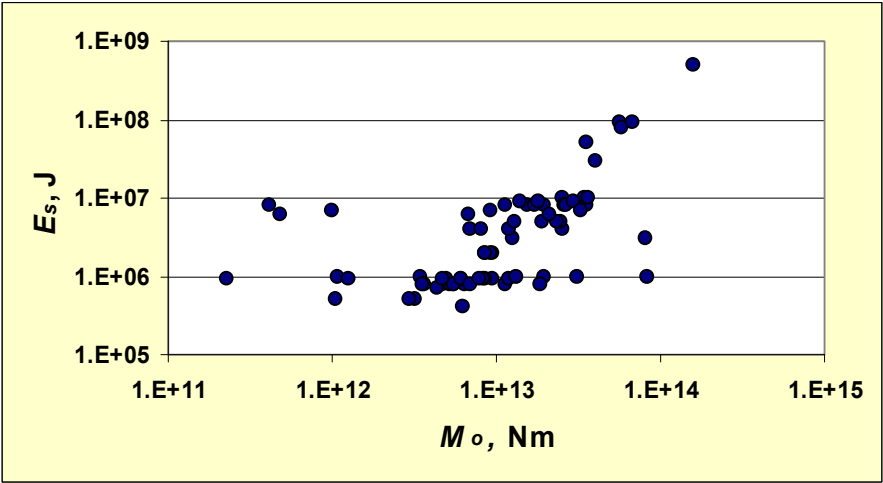
Data	Kopalnia	E_s , J	X	Y	M_0 N·m	r_0 m	$\Delta\sigma$ Pa	$\Delta\sigma_{poz}$ Pa	E_{sp} J
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
98-02-14	Wujek	$8 \cdot 10^5$	19280	-8710	$4,7 \cdot 10^{12}$	135	$8,4 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^7$
98-02-17	Śląsk	$5 \cdot 10^5$	19350	-4100	$3,2 \cdot 10^{12}$	74	$3,3 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^7$
98-02-20	Polska-Wirek	$1 \cdot 10^7$	16835	-2453	$2,5 \cdot 10^{13}$	99	$1,2 \cdot 10^7$	$4,5 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^9$
98-03-12	Wieczorek	$1 \cdot 10^6$	19808	-13310	$2,0 \cdot 10^{13}$	110	$6,6 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^8$
98-03-18	Bobrek	$8 \cdot 10^5$	5510	40	$6,4 \cdot 10^{12}$	90	$4,0 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^5$	$8,6 \cdot 10^7$
98-03-28	Katowice-Kleofas	$4 \cdot 10^6$	16970	-7460	$2,6 \cdot 10^{13}$	124	$5,9 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	$6,1 \cdot 10^8$
98-03-31	Bobrek	$8 \cdot 10^5$	5020	1780	$5,5 \cdot 10^{12}$	97	$2,6 \cdot 10^6$	$9,7 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^7$
98-04-02	Bielszowice	$8 \cdot 10^5$	15160	4360	$5,3 \cdot 10^{12}$	153	$6,4 \cdot 10^5$	$4,2 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^7$
98-04-03	Katowice-Kleofas	$5 \cdot 10^5$	16970	-7490	$1,1 \cdot 10^{12}$	130	$2,9 \cdot 10^5$	$6,9 \cdot 10^3$	$6,6 \cdot 10^5$
98-04-18	Bielszowice	$1 \cdot 10^6$	17200	3970	$3,5 \cdot 10^{12}$	110	$1,1 \cdot 10^6$	$8,0 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^7$
98-05-10	Katowice-Kleofas	$9 \cdot 10^5$	17360	-9558	$6,1 \cdot 10^{12}$	101	$2,6 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^8$
98-05-23	Halemba	$8 \cdot 10^5$	19392	-1210	$1,2 \cdot 10^{13}$	122	$2,9 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^8$
98-05-27	Śląsk	$2 \cdot 10^6$	19600	-4350	$9,6 \cdot 10^{12}$	90	$5,7 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^5$	$1,7 \cdot 10^8$
98-07-17	Halemba	$1 \cdot 10^6$	18284	-270	$3,1 \cdot 10^{13}$	137	$5,3 \cdot 10^6$	$3,6 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^9$
98-07-22	Wieczorek	$9 \cdot 10^5$	19081	-13491	$9,5 \cdot 10^{12}$	204	$4,8 \cdot 10^5$	$3,4 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^7$

ciąg dalszy Tablicy 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
98-07-31	Wieczorek	$9 \cdot 10^5$	19124	-13588	$1,2 \cdot 10^{13}$	158	$1,3 \cdot 10^6$	$4,8 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^7$
98-08-12	Śląsk	$8 \cdot 10^5$	19550	-4470	$3,6 \cdot 10^{12}$	93	$2,0 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^5$	$4,7 \cdot 10^7$
98-08-26	Halemba	$1 \cdot 10^6$	19237	-1626	$1,1 \cdot 10^{12}$	74	$1,2 \cdot 10^7$	$4,1 \cdot 10^5$	$4,0 \cdot 10^8$
98-09-11	Makoszowy	$7 \cdot 10^5$	19702	8194	$4,4 \cdot 10^{12}$	131	$8,6 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^7$
98-09-18	Makoszowy	$5 \cdot 10^5$	19680	8194	$2,9 \cdot 10^{12}$	122	$7,0 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^4$	$6,9 \cdot 10^6$
98-10-09	Bielszowice	$9 \cdot 10^5$	15690	4750	$5,0 \cdot 10^{12}$	153	$5,9 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^4$	$9,4 \cdot 10^6$
98-10-26	Makoszowy	$8 \cdot 10^5$	19580	8241	$5,6 \cdot 10^{12}$	153	$6,8 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^7$
98-11-17	Bielszowice	$8 \cdot 10^5$	15640	4740	$3,6 \cdot 10^{12}$	118	$9,7 \cdot 10^5$	$3,3 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^7$
98-11-24	Halemba	$3 \cdot 10^6$	17195	625	$1,3 \cdot 10^{13}$	116	$3,5 \cdot 10^6$	$2,7 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^8$
04-03-10	Bielszowice	$5 \cdot 10^7$	17790	2240	$3,6 \cdot 10^{13}$	56	$9,0 \cdot 10^7$	$3,5 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^{10}$
04-03-24	Halemba	$8 \cdot 10^6$	17183	88	$2,0 \cdot 10^{13}$	103	$7,7 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^5$	$9,2 \cdot 10^8$
04-04-21	Piast	$4 \cdot 10^6$	34290	-24990	$7,0 \cdot 10^{12}$	92.5	$4,0 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^5$	$8,4 \cdot 10^7$
04-04-27	Piast	$7 \cdot 10^6$	34300	-24880	$1,0 \cdot 10^{12}$	41	$6,6 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^7$
04-05-05	Halemba	$9 \cdot 10^5$	17276	191	$8,6 \cdot 10^{12}$	110	$2,9 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^8$
04-07-12	Bielszowice	$9 \cdot 10^5$	15410	3690	$4,8 \cdot 10^{12}$	55	$1,3 \cdot 10^7$	$7,6 \cdot 10^5$	$3,3 \cdot 10^8$
04-09-09	Halemba	$3 \cdot 10^7$	17447	-1051	$4,0 \cdot 10^{13}$	89	$2,4 \cdot 10^7$	$9,8 \cdot 10^5$	$3,6 \cdot 10^9$
04-09-22	Wesola	$5 \cdot 10^6$	23368	-18326	$1,9 \cdot 10^{13}$	63	$3,3 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^6$	$2,5 \cdot 10^9$
03-01-03	Halemba	$4 \cdot 10^6$	18475	-1664	$1,2 \cdot 10^{13}$	75	$1,2 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^9$
03-01-07	Polska-Wirek	$9 \cdot 10^5$	17062	-2943	$6,2 \cdot 10^{12}$	69	$8,1 \cdot 10^6$	$2,7 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^8$
03-01-10	Bielszowice	$9 \cdot 10^7$	17310	2150	$6,8 \cdot 10^{13}$	54	$1,8 \cdot 10^8$	$6,4 \cdot 10^6$	$4,0 \cdot 10^{10}$
03-01-17	Bielszowice	$1 \cdot 10^7$	15570	4220	$3,5 \cdot 10^{13}$	94	$1,8 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^6$	$4,4 \cdot 10^9$
03-01-23	Śląsk	$1 \cdot 10^6$	19290	-4050	$1,3 \cdot 10^{13}$	60	$2,9 \cdot 10^7$	$9,7 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^9$
03-01-24	Bielszowice	$8 \cdot 10^6$	17340	2090	$1,6 \cdot 10^{13}$	63	$2,9 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^6$	$2,8 \cdot 10^9$
03-02-07	Halemba	$9 \cdot 10^5$	17454	-153	$1,3 \cdot 10^{12}$	65	$2,0 \cdot 10^6$	$6,4 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^6$
03-03-13	Śląsk	$7 \cdot 10^6$	19120	-4190	$9,1 \cdot 10^{12}$	96	$4,6 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^5$	$2,7 \cdot 10^8$
03-04-03	Kleofas	$2 \cdot 10^6$	16450	-5890	$8,6 \cdot 10^{12}$	99	$4,0 \cdot 10^6$	$3,1 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^8$
03-04-11	Bielszowice	$9 \cdot 10^7$	17370	2000	$5,6 \cdot 10^{13}$	75	$5,7 \cdot 10^7$	$3,4 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^{10}$
03-04-26	Śląsk	$8 \cdot 10^5$	18590	-5000	$6,9 \cdot 10^{12}$	66	$1,1 \cdot 10^7$	$3,8 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^8$
03-05-17	Śląsk	$9 \cdot 10^5$	18530	-5240	$8,3 \cdot 10^{12}$	80	$7,3 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^5$	$3,9 \cdot 10^8$
03-06-06	Halemba	$9 \cdot 10^5$	18233	-1328	$2,3 \cdot 10^{11}$	70	$2,9 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^4$	$4,7 \cdot 10^5$
03-07-11	Pokój	$9 \cdot 10^6$	16730	-910	$1,4 \cdot 10^{13}$	52	$4,2 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^9$
03-07-22	Kleofas	$8 \cdot 10^6$	16080	-6210	$2,6 \cdot 10^{13}$	244	$7,9 \cdot 10^5$	$4,9 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^8$
03-10-24	Halemba	$6 \cdot 10^6$	17291	-442	$4,8 \cdot 10^{11}$	60	$9,5 \cdot 10^5$	$3,4 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^6$
03-11-21	Wesola	$2 \cdot 10^6$	23046	-16068	$9,3 \cdot 10^{12}$	83	$7,0 \cdot 10^6$	$4,9 \cdot 10^5$	$4,1 \cdot 10^8$
02-01-15	Mysłowice	$8 \cdot 10^6$	20564	-17717	$2,6 \cdot 10^{13}$	140	$4,2 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	$6,1 \cdot 10^8$
02-01-29	Centrum	$8 \cdot 10^6$	5680	-1230	$1,7 \cdot 10^{13}$	63	$2,9 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,6 \cdot 10^9$
02-02-06	Halemba	$6 \cdot 10^6$	18105	135	$6,8 \cdot 10^{12}$	52	$2,0 \cdot 10^7$	$6,4 \cdot 10^6$	$3,9 \cdot 10^8$
02-03-23	Polska-Wirek	$4 \cdot 10^6$	17160	-2952	$8,1 \cdot 10^{12}$	71	$1,0 \cdot 10^7$	$6,7 \cdot 10^5$	$4,9 \cdot 10^8$
02-04-09	Bielszowice	$8 \cdot 10^6$	16700	2260	$3,6 \cdot 10^{13}$	112	$1,1 \cdot 10^7$	$7,6 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^9$

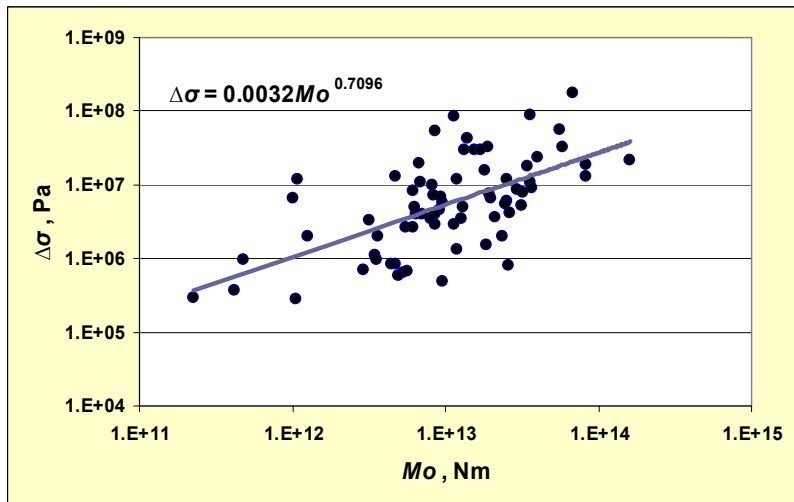
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
02-05-27	Bielszowice	$2 \cdot 10^6$	19380	4220	$8,6 \cdot 10^{12}$	42	$5,3 \cdot 10^7$	$1,8 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^9$
02-07-04	Polska-Wirek	$8 \cdot 10^6$	17309	-2640	$4,2 \cdot 10^{11}$	78	$3,7 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^5$
02-11-15	Halemba	$8 \cdot 10^7$	17454	-254	$5,8 \cdot 10^{13}$	92	$3,3 \cdot 10^7$	$2,3 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^{10}$
02-12-10	Bielszowice	$8 \cdot 10^6$	17350	2070	$1,1 \cdot 10^{13}$	39	$8,6 \cdot 10^7$	$2,9 \cdot 10^6$	$3,0 \cdot 10^9$
02-12-29	Halemba	$9 \cdot 10^6$	17400	-140	$1,8 \cdot 10^{13}$	79	$1,6 \cdot 10^7$	$1,1 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^9$
98-05-13	Jadwiga	$5 \cdot 10^6$	7480	4010	$2,5 \cdot 10^{13}$	125	$5,5 \cdot 10^6$	$2,0 \cdot 10^5$	$4,4 \cdot 10^8$
98-05-22	Jadwiga	$5 \cdot 10^6$	7190	4400	$2,4 \cdot 10^{13}$	172	$2,0 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^5$	$2,8 \cdot 10^8$
98-06-02	Śląsk	$3 \cdot 10^6$	19300	-4370	$8,2 \cdot 10^{13}$	65	$1,3 \cdot 10^7$	$4,7 \cdot 10^5$	$3,5 \cdot 10^8$
98-06-30	Śląsk	$4 \cdot 10^5$	19560	-4370	$6,3 \cdot 10^{12}$	82	$5,1 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^5$	$1,9 \cdot 10^8$
98-06-30	Śląsk	$9 \cdot 10^6$	19580	-4340	$2,9 \cdot 10^{13}$	114	$8,8 \cdot 10^6$	$2,9 \cdot 10^5$	$7,9 \cdot 10^8$
98-09-10	Śląsk	$6 \cdot 10^6$	19500	-4390	$2,1 \cdot 10^{13}$	134	$3,7 \cdot 10^6$	$2,9 \cdot 10^5$	$5,5 \cdot 10^8$
98-11-06	Halemba	$9 \cdot 10^5$	16830	800	$7,9 \cdot 10^{12}$	99	$3,5 \cdot 10^6$	$2,4 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^8$
98-12-19	Kleofas	$1 \cdot 10^6$	16750	5140	$8,4 \cdot 10^{13}$	123	$1,9 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^{10}$
00-04-08	Polska-Wirek	$1 \cdot 10^7$	17240	-2120	$3,7 \cdot 10^{13}$	120	$9,2 \cdot 10^6$	$6,3 \cdot 10^5$	$2,1 \cdot 10^9$
00-04-26	Wujek	$8 \cdot 10^5$	18810	-7230	$1,8 \cdot 10^{13}$	176	$1,5 \cdot 10^6$	$6,5 \cdot 10^4$	$1,1 \cdot 10^8$
00-04-27	Śląsk	$7 \cdot 10^6$	17430	-6120	$3,3 \cdot 10^{13}$	121	$7,9 \cdot 10^6$	$4,3 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^9$
00-08-05	Bobrek	$5 \cdot 10^6$	6410	1100	$1,3 \cdot 10^{13}$	104	$5,1 \cdot 10^6$	$2,1 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^8$
00-08-05	Bobrek	$5 \cdot 10^8$	6580	1090	$1,6 \cdot 10^{14}$	148	$2,2 \cdot 10^7$	$8,0 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^{10}$

Dla wyznaczonych parametrów ogniska wstrząsów opracowano relacje skalowania, podobne jak dla zbioru tąpnięć. Również w tym przypadku nie uzyskano dobrej korelacji energii sejsmicznej i momentu sejsmicznego (rys. 49).



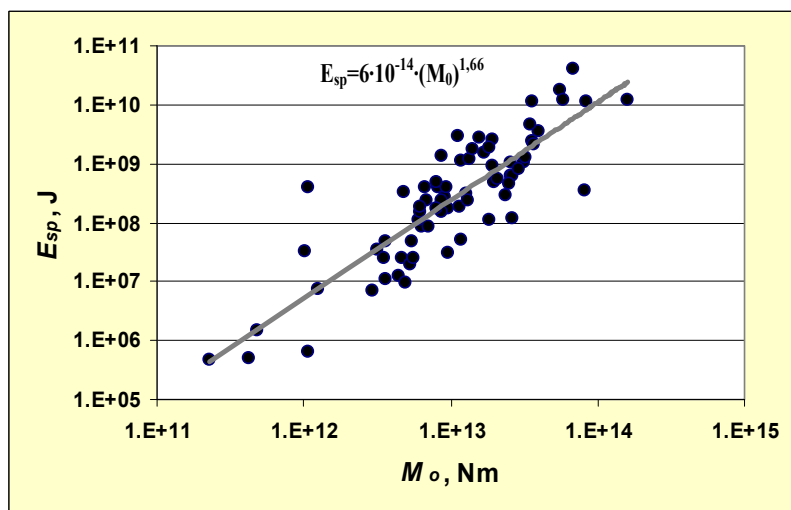
Rys. 49. Wartości momentu sejsmicznego i energii sejsmicznej dla analizowanego zbioru wstrząsów

Fig. 49. Seismic moment and seismic energy for analyzed mining tremors



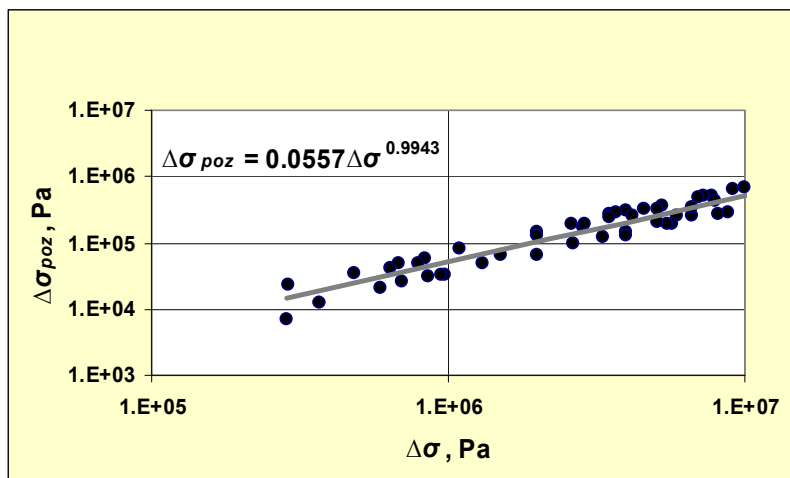
Rys. 50. Spadek naprężeń w funkcji momentu sejsmicznego dla zbioru wstrząsów

Fig. 50. Stress drop as a function of seismic moment for analyzed mining tremors



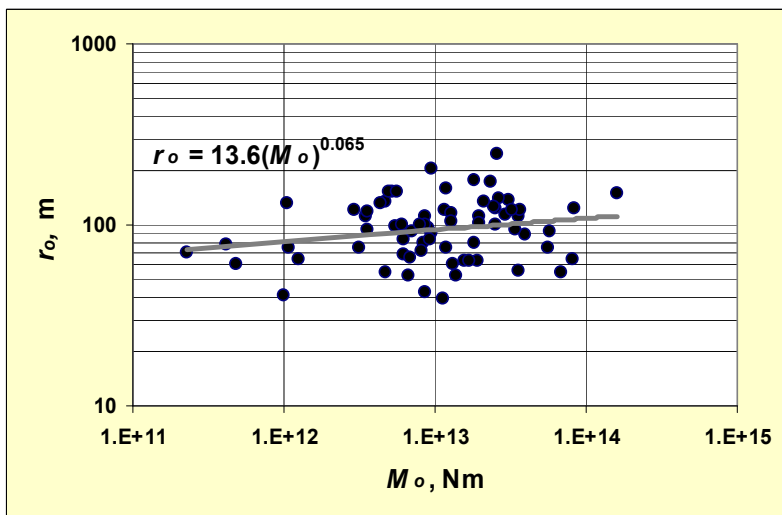
Rys. 51. Energia sejsmiczna wyznaczona z modelu spektralnego w funkcji momentu sejsmicznego dla zbioru wstrząsów

Fig. 51. Spectral energy calculated from spectrum as a function of seismic moment for analyzed mining tremors



Rys. 52. Naprężenia pozorne w funkcji spadku naprężeń dla zbioru wstrząsów

Fig. 52. Apparent stress as a function of stress drop for analyzed mining tremors



Rys. 53. Wielkość promienia ogniska wstrząsu i momentu sejsmicznego dla analizowanego zbioru wstrząsów

Fig. 53. Seismic radius and seismic moment for analyzed mining tremors

Relacje skalowania parametrów ognisk wstrząsów przedstawione na rysunkach 50–53 są podobne, jak dla zbioru tąpnięć. Nie można w nich znaleźć różnicy cech charakterystycznych tylko dla zbioru tąpnięć lub dla zbioru wstrząsów. Jedyną różnicę można zauważyć w relacjach między rozmiarem promienia ogniska wstrząsu i momentu sejsmicznego (rys. 53 i 48). Tąpnięcia charakteryzowały się większym

promieniem ogniska dla porównywalnego momentu sejsmicznego. Wpływa stąd wniosek, że przy zbliżonej wartości momentu sejsmicznego bardziej niebezpieczne są wstrząsy o małej częstotliwości narożnej (większej długości fali sejsmicznej). Być może różnica ta wynika z odmiennego mechanizmu wstrząsów i tąpnięć, ale hipoteza ta wymaga bardziej szczegółowych badań. Nie jest wykluczone, że duża część wstrząsów, które spowodowały tąpnięcie miała swoje źródło w obszarze stref uskokowych, co preferowałoby większe rozmiary ogniska i dłuższe fale transportujące podstawową część energii sejsmicznej. Drugim bardzo istotnym czynnikiem decydującym o wystąpieniu tąpnięcia na skutek dodatkowych obciążeń dynamicznych, jest odległość ogniska wstrząsu od wyrobisk górniczych. Ten czynnik wydaje się być wręcz decydujący, gdyż jak wskazuje analiza danych pomiarowych, amplituda drgań blisko ogniska wstrząsu osiąga bardzo duże wartości, po czym bardzo szybko maleje z odwrotnością odległości hipocentralnej podniesionej do potęgi trzeciej. Oba wymienione czynniki mają decydujący wpływ na wielkość obciążeń dynamicznych, czas ich przyłożenia do wyrobiska, na wielkość strumienia energii oraz pędu.

Oczywiście niezależnie od czynników geofizycznych, istnieje cała gama ważnych czynników górniczych, geologicznych oraz technicznych, które decydują o wystąpieniu tąpnięcia (Kidybinski 1986, 1992; Kaiser 2005; Ciałkowski, Mutke 1994).

8. OCENA ZAGROŻENIA TĄPIŃCIEM SPOWODOWANYM DRGANIAMI BLISKO OGNISKA WSTRZĄSU

Z amplitudami prędkości PPV bezpośrednio związane są naprężenia dynamiczne (Brady, Brown 1985; John, Zahrah 1985; Dubiński, Mutke 1996, 1997; Kaiser i inni 2005):

$$\Delta p_{dx} = \rho \alpha PPV_x,$$

$$\Delta p_{dy} = \rho \beta PPV_y,$$

$$\Delta p_{dy} = \Delta p_{dz} = \Delta p_{dx} [v / (1-v)],$$

gdzie:

Δp_{dx} , Δp_{dy} , Δp_{dz} – przyrost naprężeń normalnych,

Δp_{dxy} – przyrost naprężeń ścinających,

ρ – gęstość ośrodka,

β – prędkość propagacji fal poprzecznych,

α – prędkość propagacji fali podłużnej,

PPV_x , PPV_y – amplitudy prędkości drgań cząstek górotworu w kierunku x i y ,

v – moduł Poissona.

Powyższe wzory pozwalają na uwzględnienie w obliczeniach naprężeń dynamicznych, pod warunkiem, że są znane maksymalne amplitudy prędkości drgań PPV. Przykładowo, dla najwyższej zarejestrowanej na poligonach badawczych w GZW wartości $PPV = 400$ mm/s, przyrost naprężenia dynamicznego w kierunku x (Δp_{dx}) wynosi około $4 \cdot 10^6$ Pa. Należy zauważyć, że zmiana naprężenia dynamicznego może działać jako przyrost obciążenia lub jego zmniejszenie. Podobnie będzie dla odkształcenia. Dla wartości $PPV = 1000$ mm/s, Δp_{dx} wynosi około $1 \cdot 10^7$ Pa, natomiast dla $PPV = 50$ mm/s odpowiednia zmiana naprężenia w kierunku x wyniesie około $5 \cdot 10^5$ Pa. Przedstawione wartości zmiany naprężenia dynamicznego mogą być istotne z punktu widzenia stateczności podziemnych wyrobisk. Dodatkowo należy zwrócić uwagę, że strumień energii sejsmicznej w polu falowym blisko ogniska wstrząsu, będzie dużo większy niż w dalekim polu falowym. Szczególnie dużych wartości strumienia można oczekiwać na konturze wyrobiska dla drgań w obszarze bliskiego pola falowego i przy niskiej częstotliwości naróżnej.

Ocena zagrożenia tąpnięciem dla modelu ze wstrząsem zaistniałym blisko wyrobiska może być przeprowadzona w oparciu o kryteria empiryczne, obliczenia analityczne oraz modelowanie numeryczne. W pierwszym przypadku można dokonać przybliżonej oceny zagrożenia tąpnięciem, wykorzystując wiedzę o prognozowanych wartościach PPV oraz kryterialne empiryczne wartości PPV, przy których obserwowano tąpnięcia w kopalniach GZW. Można również wykorzystać liczne skale empiryczne oceny stateczności wyrobisk podziemnych. Obliczenia analityczne i modelowanie numeryczne z uwzględnieniem obciążeń dynamicznych mogą być wykorzystane do oceny zagrożenia tąpnięciem oraz przy doborze optymalnej obudowy, w tym kotwowej, dla bezpiecznego prowadzenia eksploatacji (Kidybiński 1986, 1992).

8.1. Ocena zagrożenia tąpnięciem z wykorzystaniem skał empirycznych

Wielu autorów prowadziło badania z zakresu oceny skutków drgań, spowodowanych strzelaniem MW w masywie skalnym w wyrobiskach górniczych. W wyniku porównania wielkości drgań maksymalnych amplitud prędkości (PPV) z obserwowanymi skutkami, opracowano liczne skale empiryczne. Skale te określają wartości PPV potencjalnie mogące uszkodzić lub zniszczyć wyrobisko, lub samą strukturę ośrodka skalnego. Jest rzeczą oczywistą, że dla różnych typów skał szkodliwe wartości parametru PPV będą nieco odmienne.

Według autorów (Jesenak, Kaiser, Brummer 1993), istotne uszkodzenia wyrobisk górniczych występują, gdy PPV osiąga wartość 400–800 mm/s, a PPV = 50 mm/s określono jako dolny graniczny próg braku niewystępowania destrukcji skał górotworu.

Badając skutki oddziaływania drgań PPV, spowodowanych strzelaniem, na strukturę skał, Langeford i Kihlstrom (1963) doszli do podobnych wniosków. Stwierdzili oni, że już przy PPV = 300 mm/s, występują odspojenia w skale i opad skał stropowych, a przy PPV = 600 mm/s tworzą się nowe spękania w otaczającym górotworze i znaczne uszkodzenia w wyrobiskach.

W literaturze zagranicznej można znaleźć informacje na temat skali empirycznej Dowdinga i Rozena (1978), która jest opisana następująco:

I stopień – brak zniszczeń w górotworze; PPV poniżej 200 mm/s;

II stopień – małe zniszczenia (odspojenia i małe szczeliny), opad skał stropowych; PPV od 200 do 400 mm/s;

III stopień – wyraźne zniszczenia (duże nowe szczeliny); PPV powyżej 400 mm/s.

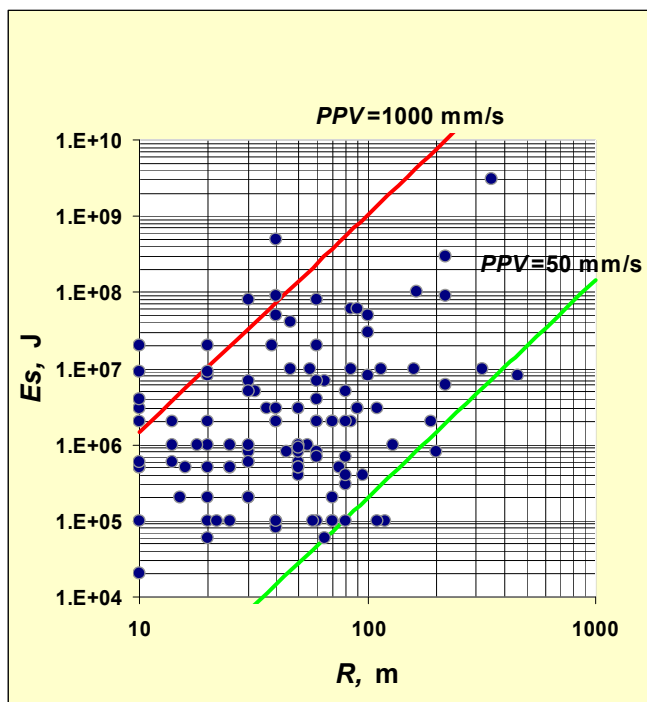
Z badań Jeremica (1987) wynika, że przy PPV < 50 mm/s nie obserwuje się uszkodzeń, przy PPV = 125 mm/s obserwuje się drobne uszkodzenia, przy PPV = 300 mm/s następuje opad skał stropowych, a przy PPV = 630 mm/s następuje pękanie skał i znaczne uszkodzenie wyrobisk.

Kidybiński (1999) jako graniczną wartość, przy której następuje uszkodzenie wyrobiska, podał PPV = 200 mm/s oraz PPV = 600 mm/s jako wielkość graniczną niszczącego działania na wyrobisko.

Trzeba jednak mieć na uwadze, że obciążenia dynamiczne mogą zaistnieć w rejonie zwiększonych naprężeń statycznych (górotwór mocno wyteżony) i wówczas współdziałanie czynnika statycznego i dynamicznego może się sumować i łącznie powodować określone skutki. Niemniej umiejętność oszacowania prędkości drgań PPV pozwala na empiryczną przybliżoną ocenę stateczności wyrobisk górniczych.

8.1.1. Empiryczne kryterium łąpania wywołanego wstrząsem w warunkach GZW

Lokalne warunki górnicze i geologiczne, tektonika obszaru, stosowane środki prewencyjne, stosowana obudowa w wyrobiskach górniczych, zaszczości eksploatacyjne itp., wpływają w istotny sposób na zagrożenie łąpaniami. Z tej przyczyny bardzo istotne jest opracowanie kryteriów empirycznych oceny potencjalnego zagrożenia łąpaniem dla lokalnych warunków. Taka próbę autor podjął dla kopalń węgla kamiennego w GZW.



Rys. 54. Diagram obrazujący łąpania z lat 1988–2006, w układzie: odległość od uszkodzonego wyrobiska R – energia sejsmiczna; na wykresie zaznaczono linie stałych amplitud prędkości: $PPV = 50$ mm/s oraz $PPV = 1000$ mm/s

Fig. 54. The rockbursts had been being occurred between 1988–2006 in the Upper Silesian Coal Basin drawn in coordinates as distance from hypocenter to damaging effect of gate road and as seismic energy; on the figure the lines of constant value of peak particle velocity were drawn: $PPV = 50$ mm/s and $PPV = 1000$ mm/s

Została wykonana analiza łąpani, które wystąpiły w kopalniach GZW w latach 1988–2006 (zebrano 120 szczegółowych opisów łąpani). Na rysunku 54 naniesiono łąpania w układzie osi energia sejsmiczna–odległość ogniska wstrząsu do uszkodzonego wyrobiska. Wykres ten pokazuje, że prawie 90% wstrząsów skutkujących łąpaniem było zlokalizowanych do 100 m od uszkodzonych wyrobisk.

Na rysunku 54 umieszczono również linie wyznaczające stałą wartość amplitud maksymalnych prędkości drgań, $PPV = 50 \text{ mm/s}$ i $PPV = 1000 \text{ mm/s}$, obliczonych według wzoru (32) oraz wzorów (34) i (35). W efekcie uzyskano empiryczne kryterium uszkodzenia wyrobiska od obciążeń dynamicznych wywołanych wstrząsem górotworu w warunkach GZW. Z kryterium tego wynika, że uszkodzenia wyrobisk w GZW występowały w pojedynczych przypadkach już od wartości $PPV = 50 \text{ mm/s}$. W zakresie parametru maksymalnej amplitudy prędkości drgań PPV od 50 do 1000 mm/s wystąpiło 90% analizowanych tąpnięć zaistniałych w latach 1988–2006 w GZW.

Należy w tym miejscu podkreślić, że bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na wystąpienie tąpnięcia na skutek obciążeń dynamicznych wywołanych wstrząsem górniczym, jest lokalny stan naprężeń statycznych. Budowa geologiczna, tektonika oraz przede wszystkim zaszczości eksploatacyjne powodują lokalnie zwiększenie naprężeń statycznych. Takie miejsca są bardziej podatne na wystąpienie tąpnięcia przy relatywnie mniejszych wartościach PPV . Wystąpienie kilku tąpnięć przy wartości parametru $PPV = 50 \text{ mm/s}$, wynikało prawdopodobnie z lokalnie silnie podwyższonego stanu naprężeń statycznych w obszarze zaistniałych skutków.

Empiryczna ocena zagrożenia tąpnięciem jest metodą, która może mieć bardzo duże znaczenie praktyczne. Zastosowanie zależności empirycznej (32) lub innych zależności opracowanych dla lokalnych warunków górniczych i geologicznych, pozwala na wprowadzenie metody do praktyki. Podobny sposób oceny zagrożenia tąpnięciami jest opracowywany również w innych światowych ośrodkach badawczych. Można zauważyć, że kryterialne wartości PPV na wykresie ryzyka sejsmicznego są zbliżone do wartości przedstawionych dla obszaru GZW. Z badań (Kaiser i inni 2005) wynika, że ponad 95% badanych tąpnięć wystąpiło w zakresie parametru PPV od 100 do 1000 mm/s, a tylko pojedyncze poniżej 100 mm/s lub powyżej 1000 mm/s. Wyniki te są więc podobne do uzyskanych przez autora w tym opracowaniu.

Wykorzystanie opracowanego empirycznego kryterium oceny potencjalnego zagrożenia tąpnięciem w warunkach GZW może być szczególnie przydatne, gdy zostaną podjęte działania związane z rozwojem sejsmologii górniczej w kopalniach GZW, w aspekcie aparaturowym i metodycznym. Należy dążyć do wprowadzenia następujących elementów:

- budowa sieci sejsmologicznej przestrzennej z uwzględnieniem stanowisk trójściłowych,
- oprogramowanie do lokalizacji 3D,
- wprowadzenie nowych programów parametrów źródła wstrząsu,
- przestrzenna edycja bazy danych.

Przedstawione w opracowaniu empiryczne kryterium oceny potencjalnego zagrożenia tąpnięciem na skutek wstrząsu górniczego, jest bardziej odpowiednie do stosowania w warunkach GZW niż liczne skale empiryczne opracowane w innych światowych zagłębiach. Uwzględnia bowiem specyfikę wpływu lokalnych warunków górniczo-geologicznych oraz technicznych, na możliwość wystąpienia tąpnięcia w wyniku drgań wywołanych blisko zlokalizowanym wstrząsem górotworu.

8.2. Analityczna ocena oddziaływania dynamicznego na wyrobisko podziemne

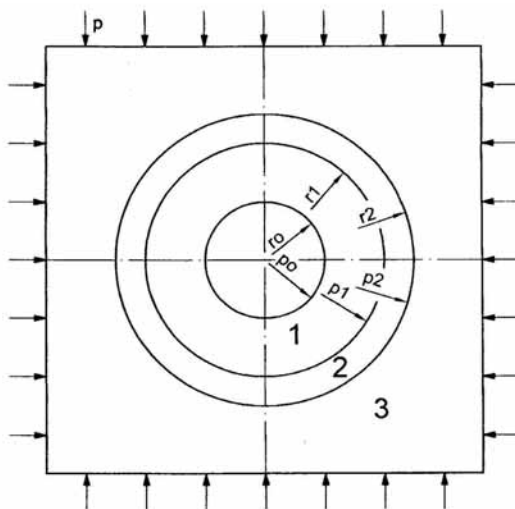
W polskich kopalniach węgla kamiennego jednym z głównych zagrożeń naturalnych są tąpnięcia, przy czym obecnie stwierdza się coraz większą liczbę wypadków zaistniałych na skutek tąpnięć w wyrobiskach korytarzowych. Niewątpliwie jedną z przyczyn wypadków jest niekorzystna charakterystyka nośności powszechnie stosowanej obudowy podatnej typu ŁP oraz tylko sporadyczne stosowanie obudowy kotwionej. Nośność dynamiczna obudowy, mimo stosowania różnego typu wzmocnień, jest wielokrotnie mniejsza od nośności obudów ścianowych, a ponadto znacznie zmniejsza się ze wzrostem prędkości zsuwu. Z badań prowadzonych w GIG wynika, że przy prędkości zsuwu przekraczającej 5 m/s, wartość nośności dynamicznej złącz obudowy ŁP wynosi poniżej 30% wartości nośności statycznej (Ciałkowski i inni 1993).

W celu określenia związków między parametrami sejsmologicznymi charakteryzującymi wstrząs górotworu oraz charakterystyką nośności statycznej i nośności dynamicznej obudowy a skutkami tąpnięcia, podjęto próbę opracowania modelu współpracy obudowy z górotworem, na podstawie modelu ośrodka trójfazowego, sprężysto-plastyczno-kruchego, wprowadzając w nim modyfikacje i uproszczenia, umożliwiające analizę zmian energii sprężystej górotworu (Ciałkowski, Mutke 1994; Ciałkowski 2003).

8.2.1. Modele górotworu

WYROBISKO W JEDNORODNYM GÓROTWORZE W STANIE RÓWNOWAGI

Rozpatrywano wyrobisko kołowe o promieniu r , usytuowane na głębokości większej od krytycznej. Przyjęto założenia ciągłości, jednorodności i izotropowości ośrodka, płaski stan odkształcenia, hydrostatyczny stan obciążenia ciśnieniem p . Założono także, że granice poszczególnych stref są ustalone, a naprężenia radialne na granicach stref są w równowadze. Schematyczny obraz modelu ośrodka przedstawiono na rysunku 55. W tablicy 11 natomiast zestawiono określenia i współczynniki przeliczeniowe parametrów mechanicznych górotworu w poszczególnych strefach (Chudek i inni 1985). W omawianym modelu założono w strefie spękannej $R_{CI} = 0,30 R_C$. Założenie takie jest konsekwencją przyjętej podzielności kostkowej skał w tej strefie.



Rys. 55. Schemat modelu ośrodka jednorodnego; strefy: 1 – spękana, 2 – plastyczna, 3 – sprężysta (Ciałkowski, Mutke 1994)

Fig. 55. Sketch of the rock-mass model; zones: 1 – cracked, 2 – plastic, 3 – elastic (Ciałkowski, Mutke 1994)

Na rysunku 55 poszczególne symbole oznaczają: p – ciśnienie hydrostatyczne, r_1 – zasięg strefy skruszonej, r_2 – zasięg strefy plastycznej, p_2 – naprężenia radialne na granicy strefy sprężystej i plastycznej, p_1 – naprężenia radialne na granicy strefy skruszonej i plastycznej, p_0 – nośność obudowy.

Tablica 11. Zasięg stref i współczynniki przeliczeniowe parametrów mechanicznych węgla

Wyszczególnienie	Strefa		
	spękana	plastyczna	sprężysta
Podzielność	kostkowa	plytowa	masywna
Wytrzymałość	$R_{C1} = 0,30R_{Cs}$	$R_{C2} = 0,6R_{Cs}$	$R_{C3} = 0,9R_{Cs}$
Kąt tarcia wewnętrznego	$\varphi_1 = \varphi_s/1,25$	$\varphi_2 = \varphi_s/1,15$	$\varphi_3 = \varphi_s/1,05$
Moduł sprężystości	$E_1 = E_s/1,25$	$E_2 = E_s/1,15$	$E_3 = E_s/1,05$
Współczynnik Poissona	$\nu_1 = 1/3 \nu_s$	$\nu_2 = 2/3 \nu_s$	$\nu_3 = \nu_s$
Współczynnik odkształcenia	–	$\varepsilon_2 = 1,5 \varepsilon_s$	–

Dla przypadku powolnego narastania obciążeń przyjęto kryterium zniszczenia materiału skalnego według hipotezy Coulomba-Mohra, z którego wynika warunek wytrzymałościowy (Chudek i inni 1987)

$$\sigma_t = \sigma_r (1 + B) + R_C \quad (33)$$

gdzie:

σ_t i σ_r – odpowiednio naprężenia obwodowe i radialne,

R_C – wytrzymałość na ściskanie,

φ – kąt tarcia wewnętrznego,

$B = (2 \sin \varphi) / (1 - \sin \varphi)$.

Naprężenia w poszczególnych strefach i promienie graniczne są określone następująco:

Strefa sprężysta $r \geq r_2$ (r_2 – zasięg strefy plastycznej)

Naprężenia radialne

$$\sigma_r = p(1 - \frac{r_2^2}{r^2}) + p_2 \frac{r_2^2}{r^2} \quad (34)$$

Naprężenia obwodowe

$$\sigma_t = p(1 + \frac{r_2^2}{r^2}) - p_2 \frac{r_2^2}{r^2} \quad (35)$$

Po uwzględnieniu warunku (33) i podstawieniu: $r = r_2$, $R_C = R_{C3}$, $\beta = \beta_3$, minimalne naprężenia radialne na granicy strefy sprężystej i plastycznej, konieczne do utrzymania górotworu w stanie sprężystym, wynoszą

$$p_2 = \frac{2p - R_{C1}}{2 + \beta_3} \quad (36)$$

Strefa plastyczna $r_1 \geq r \geq r_2$ (r_1 – zasięg strefy skruszonej)

Naprężenia radialne

$$\sigma_r = \left(\frac{r}{r_1}\right)^{\beta_2} \left(p_1 + \frac{R_{C2}}{\beta_2}\right) - \frac{R_{C2}}{\beta_2} \quad (37)$$

Naprężenia obwodowe

$$\sigma_t = (1 + \beta_2) \left(\frac{r}{r_1}\right)^{\beta_2} \left(p_1 + \frac{R_{C2}}{\beta_2}\right) - \frac{R_{C2}}{\beta_2} \quad (38)$$

Naprężenia radialne na granicy strefy skruszonej i plastycznej, konieczne do utrzymania górotworu w stanie plastycznym, wyznaczone z warunku $\varepsilon_{2\max} = \varepsilon_{gr}$, określone są następująco

$$p_1 = \frac{p_2 \beta_2 + R_{C2}}{\beta_2} \left[\frac{(1 + \nu)(p - p_2)}{\varepsilon_2 E_2} \right]^{0.5\beta_2} - \frac{R_{C2}}{\beta_2} \quad (39)$$

Zasięg strefy plastycznej

$$r_2 = r_1 \left[\frac{p_2 \beta_2 + R_{C2}}{p_1 \beta_2 + R_{C2}} \right]^{\frac{1}{\beta_2}} \quad (40)$$

Strefa spękana $r_0 \geq r \geq r_1$ (r – promień wyrobiska, p_o – nośność obudowy)

Napężenia radialne

$$\sigma_r = \left(\frac{r}{r_o} \right)^{\beta_1} \left(p_o + \frac{R_{C1}}{\beta_1} \right) - \frac{R_{C1}}{\beta_1} \quad (41)$$

Napężenia obwodowe

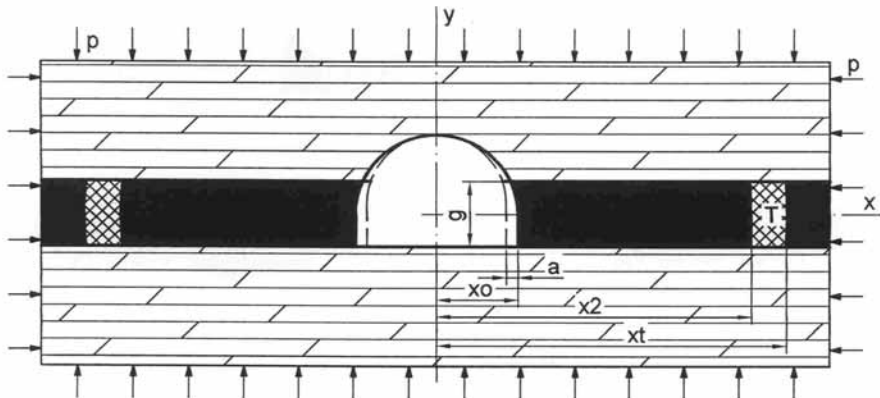
$$\sigma_t = (1 + \beta_1) \sigma_{r1} + R_{C1} \quad (42)$$

Zasięg strefy spękanej

$$r_1 = r \left[\frac{p_1 \beta_1 + R_{C1}}{p_o \beta_1 + R_{C1}} \right]^{\frac{1}{\beta_1}} \quad (43)$$

WYROBISKO W POKŁADZIE WĘGLA W STANIE TĄPIŃCIA

Rozpatrzono wyrobisko zgodnie z p. 8.2.1, przyjmując dodatkowo, że docierająca do niego fala o charakterze impulsowym, wywołana wstrząsem górotworu, powoduje impulsowy wzrost ciśnienia hydrostatycznego p o wartość $\Delta p = p_d$. Równowaga na granicy stref sprężystej i plastycznej ($x = x_2$) zostaje zachwiana i następuje eksplozywny rozpad węgla w strefie tąpnięcia, zawartej między x_2 i x_t , połączony z wyzwoleniem znacznej ilości energii kinetycznej. Uderzenie węgla ze strefy tąpnięcia w strefę plastyczną, powoduje przemieszczenie mas węgla zawartych w strefach plastycznej i spękanej w kierunku wyrobiska, połączone z ich skruszeniem i zmianą parametrów geotechnicznych. W miejscu tych stref powstaje strefa skruszona o zmienionych parametrach geotechnicznych. Gdy wyzwolona energia kinetyczna jest dostatecznie duża, następuje zaciśnięcie wyrobiska o wielkość $\Delta x = a$. Schematyczny obraz modelu przedstawiono na rysunku 56. Współczynniki przeliczeniowe parametrów geotechnicznych węgla w strefie skruszonej zamieszczono w tablicy 12.



Rys. 56. Schemat modelu tąpnięcia: T – strefa tąpnięcia (Ciałkowski 2003)

Fig. 56. Sketch of the rockbursts model: T – rockburst zone (Ciałkowski 2003)

Tablica 12. Współczynniki przeliczeniowe parametrów geotechnicznych
węgla w strefie skruszonej

Strefa	skruszona
Podzielność	skruszona
Wytrzymałość	$R_{C4} = 0,30 \cdot R_{Cs}$
Kąt tarcia wewnętrznego	$\varphi_4 = \varphi_s / 1,25$
Moduł sprężystości	$E_4 = E_s / 1,5$
Współczynnik Poissona	$\nu_4 = 1/3 \nu_s$

Wartość p_d można obliczyć, znając amplitudę prędkości drgań cząstek na ociosie wyrobiska PPV, prędkość rozchodzenia się w nim fal sejsmicznych oraz jego własności geotechniczne. Przy założeniu, że fala propaguje w sprężystym, jednorodnym i izotropowym ośrodku w kierunku x , naprężenia dynamiczne p_d w górotworze wynoszą (Dubiński, Mutke 1993)

$$p_d = \rho \beta_s PPV_y \quad (44)$$

gdzie:

ρ – gęstość ośrodka skalnego,

β_s – prędkość propagacji fali poprzecznej,

PPV_y – amplituda prędkości fali poprzecznej.

Zasięg strefy tąpnięcia wyznaczono na podstawie kryterium wytrzymałości według hipotezy Hubera (1948). Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia postaciowego wyraża się wzorem

$$\Phi_f = \frac{1+\nu}{6E} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2] \quad (45)$$

gdzie:

ν – współczynnik Poissona,

E – moduł sprężystości,

$\sigma_{1,2,3}$ – naprężenia główne, które w przyjętym modelu wynoszą: $\sigma_1 = \sigma_y$,

$\sigma_2 = 0,5(\sigma_y + \sigma_x)$; $\sigma_3 = \sigma_x$.

Po odpowiednich przekształceniach, otrzymuje się wzór na zasięg strefy tąpnięcia (Ciałkowski, Mutke 1994)

$$x_t = x_2 \sqrt{1 + \frac{P_d}{p - p_2}} \quad (46)$$

8.2.2. Analiza skutków tąpnięcia

Związek między energią mas węgla przed tąpnięciem i po zaciśnięciu wyrobiska, z uwzględnieniem energii tąpnięcia i energii przejętej przez obudowę, wyraża się równaniem

$$E_1 + E_2 + E_3 = E_k + E_4 + E_o \quad (47)$$

gdzie:

E_1, E_2, E_3, E_4 – energia sprężysta węgla odpowiednio w strefach: spękanej, plastycznej, sprężystej i skruszonej,

E_k – energia kinetyczna tąpnięcia,

E_o – energia przyjęta przez obudowę.

Jednostkowa energia sprężysta Φ jest sumą energii sprężystej odkształcenia postaciowego Φ_f i energii sprężystej odkształcenia objętościowego Φ_v

$$\Phi = \Phi_f + \Phi_v \quad (48)$$

Całkowitą energię sprężystą odkształcenia postaciowego określonej objętości górotworu stanowi całka energii jednostkowej po tej objętości. Uwzględniając założenia modelu, przyjmuje się: stałą grubość pokładu g i jednostkową szerokość wyrobiska. Całkowita energia sprężysta odkształcenia postaciowego węgla w jednym ociosie wynosi

$$E = g \int \Phi \, dx \quad (49)$$

Dla poszczególnych stref: spękanej, plastycznej i sprężystej (rys. 55), po podstawieniu wzorów na naprężenia, jednostkowa energia sprężysta oraz całkowita energia sprężysta są wyrażone następująco (Ciałkowski 2003):

Strefa spękana $x_0 \geq x \geq x_1$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia postaciowego

$$\Phi_{f1} = \frac{1 + \nu_1}{4E_1} (p_o \beta_1 + R_{c1})^2 \left(\frac{x}{x_o} \right)^{2\beta_1} \quad (50)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia postaciowego

$$E_{f1} = \frac{(1+\nu_1)(p_o\beta_1 + R_{C1})^2 g}{4E_1 x_o^{2\beta_1}} \int_{x_o}^{x_1} x^{2\beta_1} dx \quad (51)$$

Po scałkowaniu

$$E_{f1} = \frac{(1+\nu_1) \cdot (p_o\beta_1 + R_{C1})^2 g}{4E_1 x_o^{2\beta_1} (2\beta_1 + 1)} (x_1^{2\beta_1+1} - x_o^{2\beta_1+1}) \quad (52)$$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia objętościowego

$$\Phi_{v1} = \frac{2,25(1-2\nu_1)}{6E_1} \left((p_o + \frac{R_{C1}}{\beta_1})(2+\beta_1) - \frac{2R_{C1}}{\beta_1} \right)^2 \left(\frac{x}{x_o} \right)^{2\beta_1} \quad (53)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia objętościowego

$$E_{v1} = \frac{2,25(1-2\nu_1)g}{6E_1 x_o^{2\beta_1}} \left((p_o + \frac{R_{C1}}{\beta_1})(2+\beta_1) - \frac{2R_{C1}}{\beta_1} \right)^2 \int_{x_o}^{x_1} x^{2\beta_1} dx \quad (54)$$

Po scałkowaniu

$$\Phi_{v1} = \frac{2,25(1-2\nu_1)g}{6E_1 x_o^{2\beta_1}} \left((p_o + \frac{R_{C1}}{\beta_1})(2+\beta_1) - \frac{2R_{C1}}{\beta_1} \right)^2 \frac{x_1^{2\beta_1+1} - x_o^{2\beta_1+1}}{2\beta_1 + 1} \quad (55)$$

Strefa plastyczna $x_1 \geq x \geq x_2$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia postaciowego

$$\Phi_{f2} = \frac{1+\nu_2}{4E_2} (p_1\beta_2 + R_{C2})^2 \left(\frac{x}{x_1} \right)^{2\beta_2} \quad (56)$$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia objętościowego

$$\Phi_{v2} = \frac{2,25(1-2\nu_2)}{6E_2} \left((p_1 + \frac{R_{C2}}{\beta_2})(2+\beta_2) - \frac{2R_{C2}}{\beta_2} \right)^2 \left(\frac{x}{x_1} \right)^{2\beta_2} \quad (57)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia postaciowego po scałkowaniu

$$E_{f2} = \frac{(1+\nu_2)(p_1\beta_2 + R_{C2})^2 g}{4E_2 x_1^{2\beta_2} (2\beta_2 + 1)} (x_2^{2\beta_2+1} - x_1^{2\beta_2+1}) \quad (58)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia objętościowego po scałkowaniu

$$E_{v2} = \frac{2,25(1-2\nu_2)g}{6E_2 x_1^{2\beta_2}} \left((p_1 + \frac{R_{C2}}{\beta_2})(2+\beta_2) - \frac{2R_{C2}}{\beta_2} \right)^2 \frac{x_2^{2\beta_2+1} - x_1^{2\beta_2+1}}{2\beta_2 + 1} \quad (59)$$

Strefa skruszona $(x_0 - a) \geq x \geq x_t$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia postaciowego

$$\Phi_{f4} = \frac{1 + \nu_4}{4E_4} (p_{od}\beta_4 + R_{C4})^2 \left(\frac{x}{x_o - a} \right)^{2\beta_4} \quad (60)$$

Jednostkowa energia sprężysta odkształcenia objętościowego

$$\Phi_{v4} = \frac{2,25(1 - 2\nu_4)}{6E_4} \left((p_{od} + \frac{R_{C4}}{\beta_4})(2 + \beta_4) - \frac{2R_{C4}}{\beta_4} \right)^2 \left(\frac{x}{x_o - a} \right)^{2\beta_4} \quad (61)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia postaciowego po scałkowaniu

$$E_{f4} = \frac{(1 + \nu_4)(p_{od}\beta_4 + R_{C4})^2}{4E_4(x_o - a)^{2\beta_4}(2\beta_4 + 1)} (x_t^{2\beta_4+1} - (x_o - a)^{2\beta_4+1}) \quad (62)$$

Całkowita energia sprężysta odkształcenia objętościowego po scałkowaniu

$$E_{v4} = \frac{2,25(1 - 2\nu_4)g}{6E_4(x_o - a)^{2\beta_4}} \left((p_{od} + \frac{R_{C4}}{\beta_4})(2 + \beta_4) - \frac{2R_{C4}}{\beta_4} \right)^2 \frac{x_t^{2\beta_4+1} - (x_o - a)^{2\beta_4+1}}{2\beta_4 + 1} \quad (63)$$

Energia rozpadu węgla w strefie tąpnięcia jest równa energii sprężystej odkształcenia postaciowego (Ciałkowski 2003)

$$E_4 = \frac{1 + \nu}{E_3} (p + p_d - p_2)^2 x_2^4 g \left(\frac{1}{x_2^3} - \frac{1}{x_t^3} \right) \quad (64)$$

Energia kinetyczna rozpadu węgla jest określona zależnością (Minh 1989)

$$E_k = E_4 \left(1 - \frac{E_3}{M_3} \right) \quad (65)$$

gdzie:

E_3 – moduł sprężystości w strefie sprężystej,

M_3 – moduł spadku w strefie sprężystej.

Energia przyjęta przez obudowę zależy od nośności dynamicznej obudowy i wynosi

$$E_o = p_{od}ga \quad (66)$$

gdzie:

p_{od} – nośność dynamiczna obudowy,

g – grubość pokładu,

a – przemieszczenie ociosu wyrobiska w wyniku tąpnięcia.

8.2.3. Przykład obliczeniowy

Wpływ nośności obudowy na wartość poszczególnych składników równania (47) przeanalizowano na przykładzie obliczeniowym. Do analizy wybrano chodnik w ZG Jadwiga usytuowany w pokładzie 620 na głębokości 1200 m, o grubości $g = 2,2$ m. Parametry węgla: $R_c = 25,8$ MPa, $\varphi = 24^\circ$, $E = 3500$ MPa, $M = 15000$ MPa, $\nu = 0,45$ i $\varepsilon_s = 0,01$. W stropie zalegają grube warstwy piaskowca o $R_c = 60\text{--}90$ MPa, natomiast wytrzymałość skał w spągu przekracza 45 MPa. Parametry obudowy: LP-8/V25 rozstawiona co 0,5 m, odpowiada to obudowie kołowej o promieniu $r = 2,65$ m i nośności statycznej $p_o = 0,2$ MPa. Wyniki badań poligonowych w tym chodniku wykazały występowanie wstrząsów górotworu wywołujących fale sejsmiczne o zakresie prędkości $v_y = 0,05\text{--}0,4$ m/s.

Po przyjęciu współczynnika koncentracji naprężeń $k = 2$, w celu uwzględnienia wpływu warunków eksploatacyjnych i tektonicznych na wielkość obciążenia p (Kidybiński 1986) oraz po przeliczeniu parametrów geotechnicznych węgla według tablicy 11, parametry strefy spękannej i plastycznej zestawiono w tablicy 13.

Tablica 13. Parametry strefy spękannej i plastycznej

Wielkość	Oznaczenie	Wartość
Zasięg strefy spękannej, m	x_1	12,37
Naprężenie poziome na granicy strefy spękannej i plastycznej, MPa	p_1	28,76
Zasięg strefy plastycznej, m	x_2	12,59
Naprężenie poziome na granicy strefy spękannej i sprężystej, MPa	p_2	29,59

W tablicy 14 zestawiono wyniki obliczeń ciśnienia dynamicznego i energii kinetycznej tąpnięcia w zależności od amplitudy prędkości fali sejsmicznej PPV w zakresie 0,05–1,00 m/s.

Tablica 14. Wyniki obliczeń energii kinetycznej tąpnięcia

Amplituda prędkości drgań PPV _v , m/s	Ciśnienie dynamiczne p_d MPa	Zasięg strefy tąpnięcia x_t m	Energia kinetyczna tąpnięcia E_k MJ
0,05	0,325	12,72	0,261
0,10	0,65	12,86	0,522
0,40	2,60	13,67	2,091
1,00	6,50	15,28	5,281

Przewidywane skutki tąpnięcia zależą od wielkości energii kinetycznej E_k , uwolnionej w wyniku rozpadu węgla, spowodowanego gwałtownym przyrostem ciśnienia o wielkość p_d , oraz od wielkości energii E_0 , przejętej przez obudowę, a zależnej od nośności dynamicznej p_{od} .

8.2.4. Analiza wyników obliczeń

W rozpatrywanym chodniku zmiany nośności dynamicznej p_{od} obudowy w porównaniu z nośnością statyczną równą 0,2 MPa mają istotny wpływ na wielkość przemieszczenia ociosów, zwłaszcza w dolnym zakresie ciśnienia dynamicznego. Spadek nośności dynamicznej do 0,25 p_o powoduje zwiększenie przemieszczenia ociosów o około 50%, natomiast wzrost nośności dynamicznej do 3,0 p_o powoduje zmniejszenie skutków tąpnięcia średnio o około 50%.

Przyjmując założenie, że w przypadku tąpnięcia przemieszczenie ociosów nie powinno przekroczyć 0,25 m, wymagana nośność dynamiczna obudowy powinna wynosić:

$p_{od} = 0,73$ MPa – w przypadku ciśnienia dynamicznego 2,6 MPa,

$p_{od} = 1,37$ MPa – w przypadku ciśnienia dynamicznego 6,5 MPa.

Należy zaznaczyć, że dotyczy to dynamicznej nośności chwilowej, która powinna wystąpić w momencie tąpnięcia. Powszechnie stosowana obudowa typu LP ma charakterystykę zupełnie odmienną; w przypadku obciążeń dynamicznych, nośność jej spada poniżej 30% nośności statycznej z powodu zmniejszenia nośności strzemion. Jednym ze sposobów poprawy tej sytuacji byłoby zastosowanie strzemion, które usztywniają obudowę w przypadku tąpnięcia.

Udział energii E_4 pochłoniętej przez obudowę w ogólnym bilansie jest niewielki, a równowaga następuje po przemieszczeniu ociosu wyrobiska o 0,57 m. Zmniejszenie tego przemieszczenia można uzyskać przez zmniejszenie energii sprężystej węgla przed tąpnięciem. Przykładowo, zmniejszenie tej energii z 8,88 do 7,73 MJ spowodowałoby zmniejszenie przemieszczenia ociosów z 0,57 do 0,25 m. W praktyce górniczej zmniejszenie energii sprężystej skał w otoczeniu wyrobisk zagrożonych tąpnięciami można uzyskać za pomocą strzelań odprężających. Powodują one zmniejszenie parametrów mechanicznych węgla, decydujących o akumulacji energii sprężystej i oddalenie granicy strefy sprężystej od ociosów wyrobiska.

Wyniki obliczeń wskazują na bardzo duże znaczenie wielkości obciążeń dynamicznych (pośrednio proporcjonalnych do PPV), na zachowanie się pokładu węgla w strefach przyociosowych (możliwość tępnięć w węglu) i w efekcie na obudowę.

8.3. Numeryczna ocena oddziaływania dynamicznego na wyrobisko podziemne

Wobec wielu trudności przy wnioskowaniu o oddziaływaniu zjawisk dynamicznych na obiekty podziemne i powierzchniowe *a posteriori*, do oceny wielu zagadnień dotyczących zmian stanu naprężenia i deformacji wywołanych tymi zjawiskami w ośrodku i w obserwowanych obiektach może być zastosowana dynamiczna analiza numeryczna. Analizy tego rodzaju były przedmiotem licznych prac (np. Zubelewicz,

Mróz 1983; Kidybiński 1992; Walaszczyk 1994; Kwaśniewski, Wang 1998; Pilecki i inni 1998; Pilecki 1999). Metoda numeryczna wymaga jednak rozwiązania wielu złożonych zagadnień dotyczących geometrii modelu, warunków brzegowych i początkowych, stałych materiałowych oraz doboru procedury obliczeń. W analizach dynamicznych do głównych zagadnień należy dobór charakterystyki impulsu źródłowego oraz opis sposobu propagacji fali przez ośrodek. W szczególności duże znaczenie ma efekt tłumienia i rozpraszania geometrycznego energii sejsmicznej. Model powinien być kalibrowany pod kątem poprawności wielkości tłumienia. W prezentowanym rozwiązaniu przyjęto lekki model granic według rozwiązania Lysmera i Kuhlemeyera (FLAC 2001). Jego istota polega na zastosowaniu tłumików lepkościowych w kierunku normalnym i stycznym.

W niniejszym rozdziale przedstawiono wyniki numerycznej symulacji wstrząsu górniczego oddziałującego na wyrobisko. Wartość energii wstrząsu była kalibrowana według pomiarów składowej pionowej amplitudy prędkości w ociosie w odległości 5 m od wyrobiska (Pilecki, Mutke 2003). Przeprowadzono modelowanie dwuwymiarowe, w układzie płaskiego stanu odkształcenia, w ośrodku sprężysto-plastycznym, opisanym warunkiem wytrzymałościowym Coulomba-Mohra i stowarzyszonym prawem płynięcia. Propagacja fali została opisana równaniem ruchu przy użyciu zmiennej masy w punktach siatki obliczeniowej.

W celu sprawdzenia poprawności obliczeń, obserwowano odpowiedź modelu w charakterystycznych punktach. Obliczenia zostały zrealizowane z wykorzystaniem metody różnic skończonych, programem FLAC w wersji 4.0.

8.3.1. Sposób wykonania symulacji – warunki brzegowe i początkowe

Modelowanie przeprowadzono w dwóch podstawowych etapach:

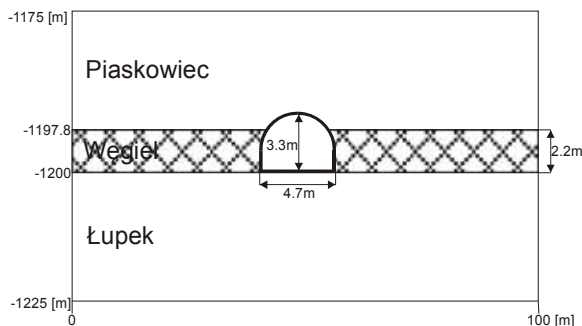
I etap – analiza statyczna:

- doprowadzenie do równowagi stanu naprężeń pierwotnych,
- modelowanie wyrobiska o wymiarach odrzwi łukowych ŁP-25 (szerokość 4,7 m; wysokość 3,3 m),
- odprężenie górotworu wokół wyrobiska do maksymalnego przemieszczenia $d = 3,0$ cm,
- instalacja obudowy łukowej podatnej z kształtowników V-25,
- uzyskanie równowagi w polu naprężeń wtórnych;

II etap – analiza dynamiczna:

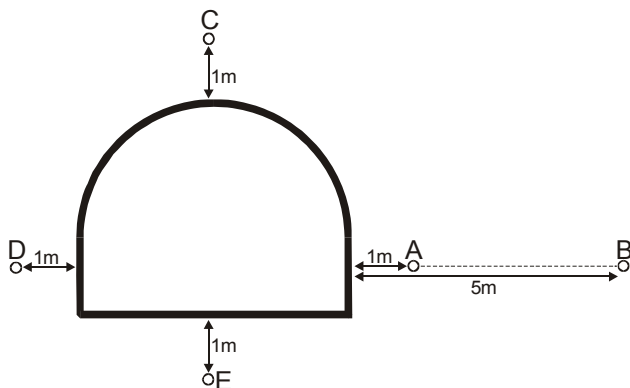
- wprowadzenie tłumienia lepkościowego na brzegach modelu oraz obciążenia dynamicznego wywołanego wstrząsem oddalonym 25 i 47 m od wyrobiska,
- kalibracja tłumienia wewnętrznego w modelu dla źródła oddalonego o $R = 47$ m,
- wprowadzenie punktów obserwacyjnych wokół wyrobiska,
- obliczenia stanu naprężenia i przemieszczenia w ośrodku w chwili dojścia maksymalnej amplitudy fali do punktu D.

Model składał się z trzech warstw: piaskowca, pokładu węgla grubości 2,2 m i łupku (rys. 57). Wyrobisko znajdowało się na głębokości około 1200 m w pokładzie węgla z przybierką warstw stropowych. Punkty obserwacyjne zostały umieszczone wokół wyrobiska, w stropie, w spągu i w ociosach (rys. 58). Punkt B był punktem referencyjnym, symulującym pomiar prędkości drgań. Przyjęto, że obudowa została zainstalowana po odkształceniu niesprężystym otaczającego górotworu maksymalnie 3,0 cm.



Rys. 57. Struktura modelu obliczeniowego (Pilecki, Mutke 2003)

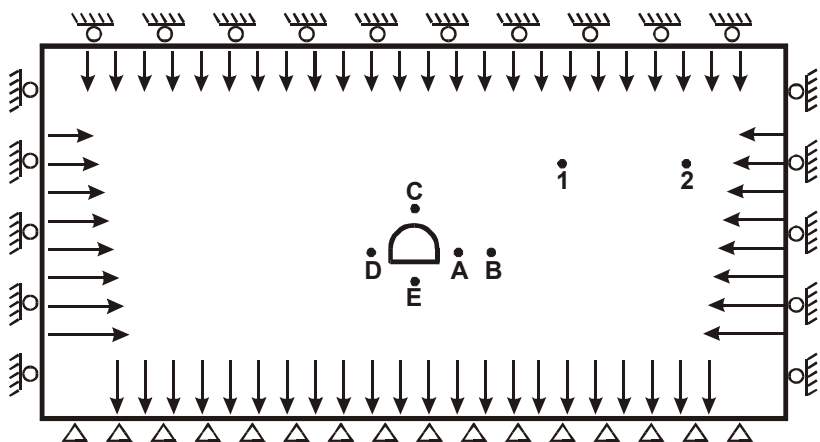
Fig. 57. Structure of calculation model (Pilecki, Mutke 2003)



Rys. 58. Lokalizacja punktów obserwacyjnych (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 58. Location of observation points (Pilecki, Mutke 2003)

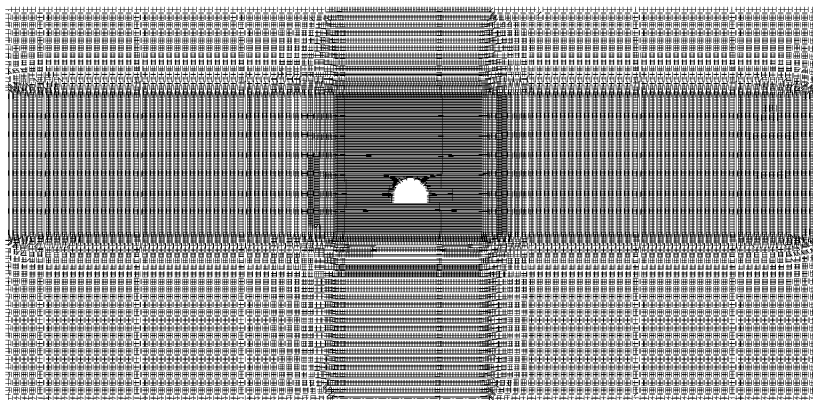
Warunki brzegowe i początkowe przyjęte w modelu przedstawiono na rysunku 59. Wartości składowych – pionowej i poziomej – pola naprężeń przyjęto jako zmienne w przedziale głębokości stosowanym w modelu, przy czym składową poziomą obliczono dla współczynnika rozporu bocznego $\lambda = 0,39$. Siatka obliczeniowa została zagęszczona w sąsiedztwie wyrobiska do oczka o wymiarach 20×20 cm (rys. 60). Model składał się z około 24 000 elementów (181×131). Geometrię siatki dobrano dla warunków poprawnej propagacji fali o częstotliwości do 200 Hz.



Rys. 59. Warunki brzegowe i początkowe modelu (Pilecki, Mutke 2003): 1, 2 – numer ogniska, A–E – punkty obserwacyjne

Fig. 59. Boundary and initial conditions (Pilecki, Mutke 2003): 1, 2 – number of foci, A–E – observation points

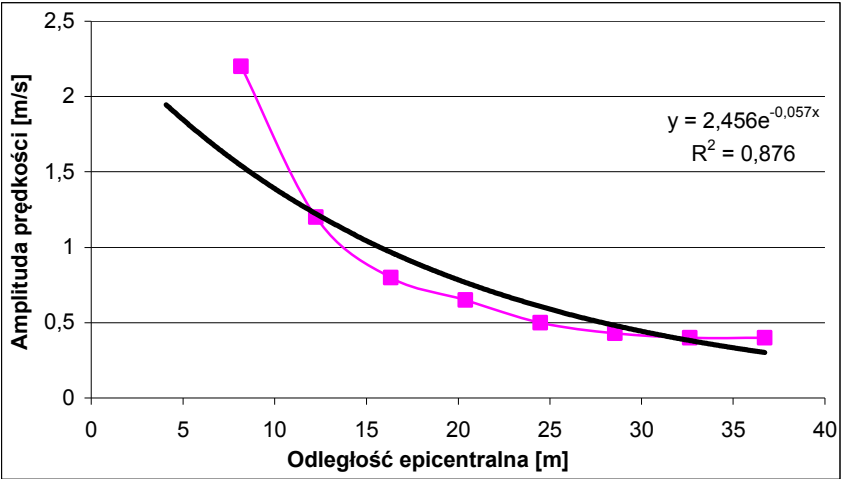
Analizowano stan naprężenia i przemieszczenia w ośrodku wokół wyrobiska dla dwóch wariantów położenia ogniska, w odległości 25 m (ognisko 1) i 47 m (ognisko 2). Przyjęto, że w przypadku ogniska 1, w punkcie B pomierzono maksymalne prędkości drgań PPV = 1,0, 0,6, 0,4 i 0,2 m/s. W ognisku 2 zadano identyczną energię, co w ognisku 1. Obliczenie stanu naprężenia i przemieszczenia zakończono w momencie dojścia maksymalnej amplitudy fali bezpośredniej do punktu obserwacyjnego D. Należy zaznaczyć, że rejestracja o wartości PPV = 0,4 m/s była faktycznie zarejestrowanym zjawiskiem. W celu uzyskania potencjalnych większych amplitud prędkości PPV, działających na ociosy wyrobiska, przyjęto takie same sejsmogramy, ale o przemnożonej wielkości samej amplitudy drgań do 0,6 m/s oraz do 1,0 m/s.



Rys. 60. Siatka obliczeniowa modelu (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 60. Calculation grid of the model (Pilecki, Mutke 2003)

Do obliczeń końcowego stanu naprężenia i przemieszczenia, w etapie drugim przyjęto warunki początkowe wynikające z końcowych obliczeń w etapie pierwszym. W analizie dynamicznej zmieniono warunki brzegowe, wprowadzając tłumienie lepkościowe i zainicjowano impuls w ognisku. Dokonano kalibracji tłumienia wewnętrznego modelu (rys. 61). Przyjęto współczynnik tłumienia $\alpha = 0,06$.



Rys. 61. Zależność maksymalnej składowej pionowej prędkości drgań od odległości epicentralnej w modelu numerycznym (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 61. Relationship between peak particle velocity and hypocentral distance for numerical model (Pilecki, Mutke 2003)

8.3.2. Stałe materiałowe

Na podstawie danych archiwalnych i danych normowych obliczono właściwości wytrzymałościowe górotworu według schematu Hoeka (Pilecki 2002) oraz właściwości sprężyste według danych z pomiarów sejsmicznych (tabl. 15). W tablicy 16 zestawiono przyjęte parametry obudowy.

Tablica 15. Podstawowe właściwości fizyczno-mechaniczne górotworu

Wielkość	Piaskowiec	Węgiel	Łupek
Gęstość objętościowa górotworu, kg/m ³	2300	1300	2300
Moduł sprężystości objętościowej górotworu, Pa	3,04e10	3,8e9	2,01e10
Moduł sprężystości postaciowej górotworu, Pa	1,22e10	1,87e9	1,11e10
Współczynnik Poissona górotworu [-]	0.28	0.29	0.28
Kąt tarcia wewnętrznego górotworu, stopnie	30.3	19.2	30.3
Spójność górotworu, Pa	2.7e6	0.58e6	2.7e6
Wytrzymałość na rozciąganie górotworu, Pa	0.7e6	52.4e3	0.7e6
Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie materiału, Pa	75,0e6	25,8e6	45,0e6
Prędkość fali P, m/s	4500	2200	3900
Prędkość fali S, m/s	2300	1200	2200

Tablica 16. Podstawowe parametry obudowy

Typ obudowy	Pole przekroju poprzecznego A m ²	Moduł Younga E GPa	Gęstość stali ρ_s kg/m ³	Moment zginający M_g MN·m
ŁP-8/V-25/A	0,0032	205	7500	0,20

8.3.3. Wyniki obliczeń

Wyniki obliczeń numerycznych wynikające z analizy dynamicznej, przedstawiono w tablicy 17. Na wybranych rysunkach przedstawiono niektóre wyniki otrzymane w obu etapach analizy „statycznej” i „dynamicznej”.

W każdym wariancie obliczeń analizowano rozkłady następujących wielkości:

- składowej pionowej naprężenia,
- składowej poziomej naprężenia,
- składowej ścinającej naprężenia,
- wektorów przemieszczenia,
- wskaźników plastyczności,
- sił ścinających w obudowie,
- przemieszczenia w obudowie.

Przykładowy przebieg składowej pionowej prędkości (wstrząs 1, PPV = 1 m/s) przedstawiono na rysunku 62.

Symulowany wstrząs spowodował znaczącą redystrybucję pola naprężeń wokół wyrobiska. W ociosie od strony ogniska znacznie powiększyły się strefy ośrodka odprężonego. Zasięg pola przemieszczeń w sąsiedztwie wyrobiska powiększył się wyraźnie (rys. 63 i 64), zwłaszcza w stropie i w spągu. Wstrząs symulowany w ognisku 2 spowodował przemieszczenia w ośrodku do 4,2 cm (wzrost o 8%), a w ognisku 1 do 4,7 cm (wzrost o 21%). Największe przemieszczenia wystąpiły w dolnej części obu ociosów oraz w spągu.

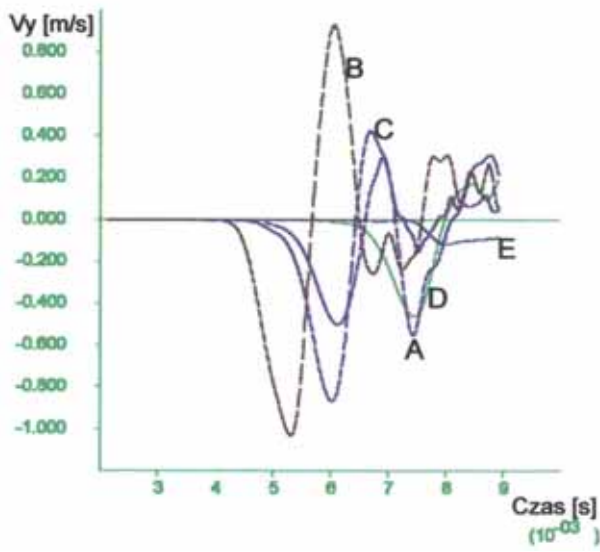
Sposób zniszczenia ośrodka został pokazany na rysunkach 65 (bez obciążeń dynamicznych) i 66 (z obciążeniem dynamicznym PPV = 1 m/s), przedstawiających rozkład wskaźników plastyczności. Rozkład wektorów przemieszczeń przedstawiono na rysunkach 67 (bez obciążeń dynamicznych) i 68 (obciążenia dynamiczne PPV = 1 m/s). W porównaniu ze stanem początkowym, po wstrząsie znacząco powiększyły się strefy ścinania, zwłaszcza w pokładzie węgla w ociosie wyrobiska od strony ogniska. Maksymalny zasięg tej strefy wynosił około 4,5 m. W stanie początkowym zniszczenia występowały w sposób nieregularny. W sposób wyraźny wystąpiło zniszczenie ośrodka wskutek rozciągania w części spągowej wyrobiska. Maksymalny zasięg strefy zniszczenia w spągu wynosił około 1,5 m. Stopień zniszczenia w bezpośrednim stropie był znacznie mniejszy, a jego charakter nie wskazywał na koncentrację zniszczenia.

W obudowie wyrobiska zaznaczył się niewielki wzrost wartości sił ścinających i przemieszczeń jej elementów. Wzrost ten rzędu od kilku do kilkudziesięciu kiloniu-tonów wystąpił w dolnej części łuków ociosowych. W zależności od położenia ogniska i sposobu wzmocnienia amplitudy fali sejsmicznej w pokładzie węgla, wielkości sił ścinających mogą być zróżnicowane. Dla ogniska 1 i PPV = 1 m/s, przemieszczenia w obudowie wzrosły do 1,5 cm (wzrost o 53%) i do 1,2 cm dla ogniska 2 (wzrost o 22%).

Wielkości podstawowych parametrów wynikających z analizy dynamicznej zestawiono w tablicy 17.

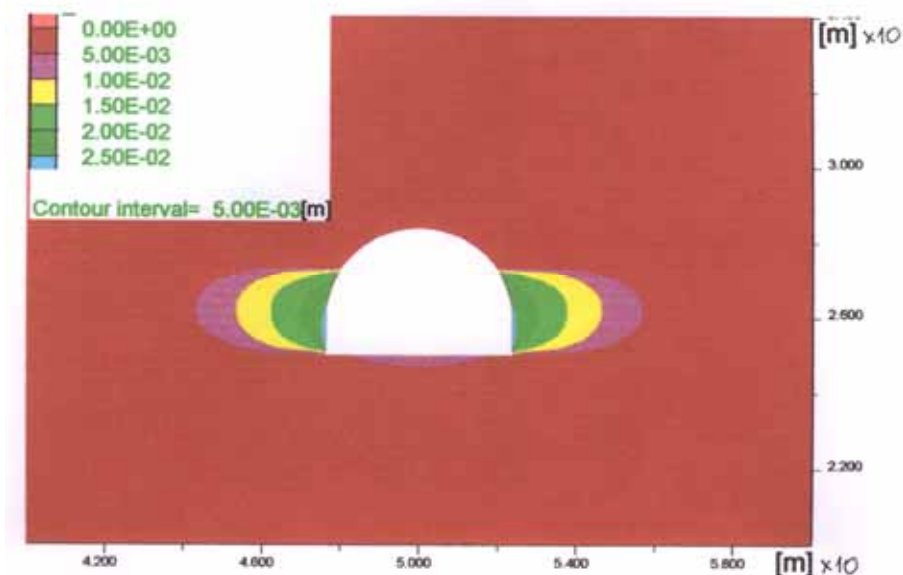
Tablica 17. Wyniki obliczeń numerycznych dla analizy dynamicznej

Nazwa wielkości	Wartość		
	Stan początkowy	Ognisko 1	Ognisko 2
Maksymalne przemieszczenie ośrodka na obrysie wyrobiska, cm	3,9	4,7	4,2
Maksymalna składowa pionowa prędkości drgań cząstek ośrodka w punkcie A (na obrysie wyrobiska), m/s	–	0,87	0,54
Maksymalna składowa pozioma prędkości drgań cząstek ośrodka w punkcie A (na obrysie wyrobiska), m/s	–	1,55	0,77
Maksymalne siły ścinające w obudowie, MN	0,997	1,001	1,020
Maksymalne przemieszczenia obudowy, cm	0,98	1,5	1,2



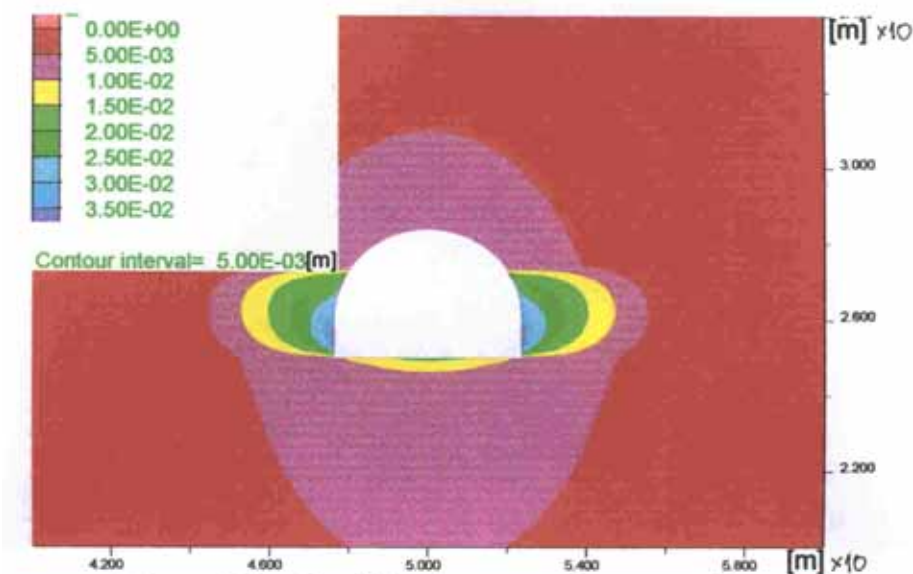
Rys. 62. Przykładowy przebieg drgań składowej pionowej w punktach obserwacyjnych A–E dla ogniska 1 i najsilniejszego wstrząsu (PPV = 1 m/s) (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 62. An example of vertical velocity ground motion at observation points A–E in foci 1 and the strongest tremor (PPV= 1 m/s) (Pilecki, Mutke 2003)



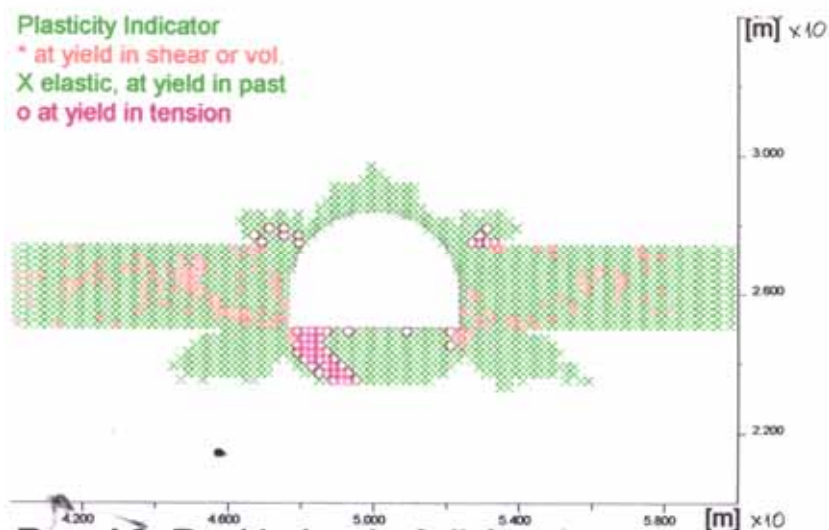
Rys. 63. Rozkład pola przemieszczenia przed wstrząsem (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 63. Distribution of displacement before the tremor occurs (Pilecki, Mutke 2003)



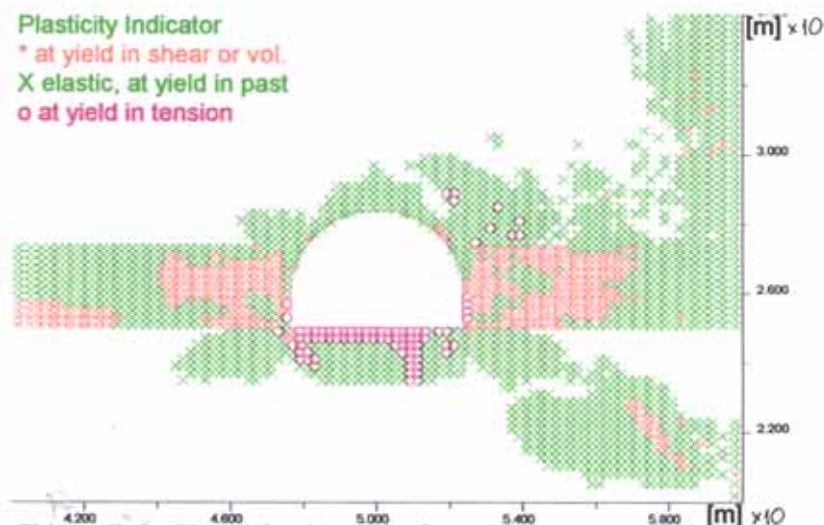
Rys. 64. Rozkład pola przemieszczenia po wstrząsie (PPV = 1 m/s) (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 64. Distribution of displacement after the tremor occurred (Pilecki, Mutke 2003)



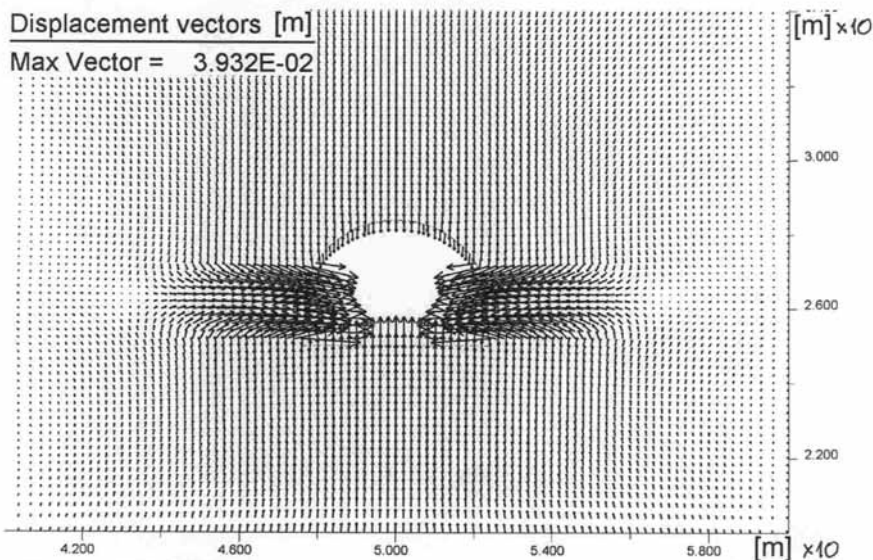
Rys. 65. Rozkład wskaźnika plastyczności przed wstrząsem (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 65. Plasticity indicator distribution before the tremor (Pilecki, Mutke 2003)



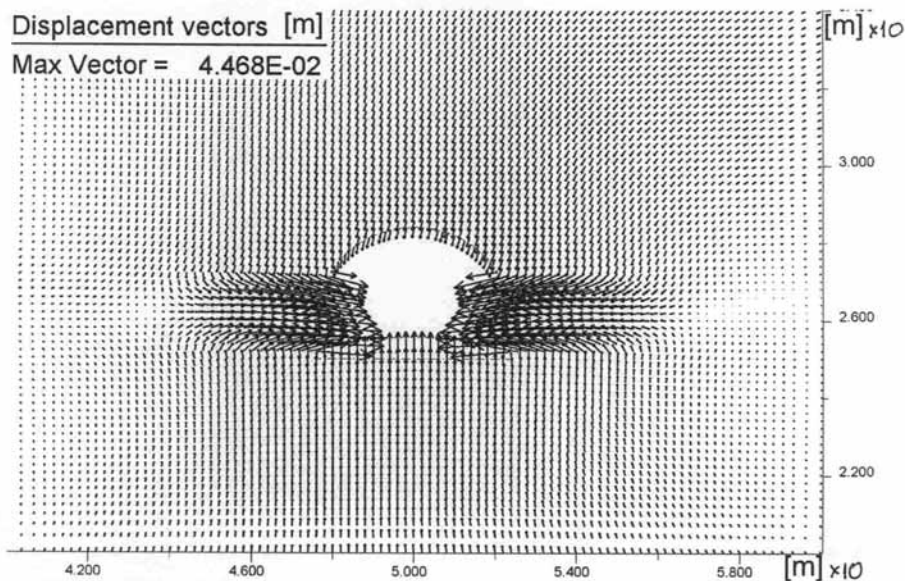
Rys. 66. Rozkład wskaźnika plastyczności po wstrząsie (PPV = 1 m/s) (Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 66. Plasticity indicator distribution after the tremor (PPV = 1 m/s) (Pilecki, Mutke 2003)



Rys. 67. Pole wektorów przemieszczenia bez obciążenia dynamicznego

Fig. 67. Displacement vectors before dynamic load



Rys. 68. Pole wektorów przemieszczenia w wyniku oddziaływania wstrząsu (PPV = 1 m/s)
(Pilecki, Mutke 2003)

Fig. 68. Displacement vectors during dynamic load as a result of mining tremor (PPV = 1 m/s)
(Pilecki, Mutke 2003)

Symulowane wstrząsy górnicze spowodowały znaczącą redystrybucję pola naprężeń i przemieszczeń wokół wyrobiska, powiększenie strefy zniszczenia, zwłaszcza w pokładzie węgla. Widoczne zmiany nastąpiły już przy obciążeniu 0,4 m/s, a bardziej istotne dla $PPV = 1$ m/s.

W obudowie wyrobiska zaobserwowano wzrost wartości sił ścinających i przemieszczeń, zwłaszcza w dolnej części łuków ociosowych.

Uzyskane wyniki wskazują na rozwój procesu niszczenia ośrodka i obudowy wyrobiska w wyniku symulowania dynamicznego oddziaływania wstrząsu o przyjętych, dużych parametrach drgań, $PPV = 1$ m/s. Mając na uwadze wielkość i zasięg stref zniszczenia, prawdopodobieństwo wystąpienia tąpnięcia w takich warunkach jest duże.

Podsumowując, należy stwierdzić, że uzyskane wyniki są zgodne z obserwacjami oraz z obliczeniami analitycznymi, które również wskazywały na możliwość powstania tąpnięcia w pokładzie węgla na skutek dodatkowego obciążenia dynamicznego wstrząsem.

WNIOSKI

1. Emisja drgań generowanych przez wstrząsy pochodzenia górniczego zarówno w ujęciu teoretycznym, jak i na podstawie wyników dołowych pomiarów sejsmometrycznych wskazuje na występowanie co najmniej dwu różnych pól falowych, charakteryzujących się odmienną dynamiką drgań. W dalekim polu falowym tłumienie amplitud drgań z odległością zmniejsza się zgodnie z formułą $1/R$ (gdzie: R jest odległością od ogniska wstrząsu), natomiast w polu bliskim odpowiednio z $1/R^2$ do $1/R^4$, w zależności od modelu przyjętego do obliczeń. Blisko ognisk wstrząsów dominują efekty bliskiego pola falowego, a dalej od ogniska wstrząsu efekty pola dalekiego. Wprowadza się również pośrednie pole falowe określające strefę przejściową między bliskim i dalekim polem falowym. Wynika stąd możliwość występowania dużych amplitud drgań, a tym samym ryzyka zaistnienia tąpnięcia w wyrobisku górniczym, tylko w bliskiej odległości od ogniska wstrząsu.
2. Na podstawie analizy 120 tąpnięć zaistniałych w kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym w latach 1988–2006 stwierdzono, że prawie zawsze były one inicjowane przez wstrząsy, których ogniska zlokalizowano blisko uszkodzonych wyrobisk górniczych, w zasięgu bliskiego lub pośredniego pola falowego. W 90% przypadków odległość ta nie przekraczała 100 metrów. Zaobserwowano także wyraźną dysproporcję między rozpoznaniem parametrów drgań w dobrze udokumentowanym pomiarowo dalekim polu falowym a parametrami bliskiego pola falowego, dla którego brak było odpowiednich danych pomiarowych.

3. Kilkuletnie specjalistyczne pomiary sejsmometryczne na poligonach badawczych zainstalowanych w kopalniach GZW potwierdziły, że w odległości bliskiej ogniska wstrząsu maksymalne amplitudy prędkości drgań są wielokrotnie większe niż w polu dalekim. Analiza wyników pomiarów pozwoliła na określenie wartości następujących parametrów drgań w strefie do 200 m od ich ognisk:
 - maksymalna amplituda prędkości drgań PPV – do 180 mm/s dla fal o dominujących częstotliwościach do 100 Hz,
 - maksymalna amplituda prędkości drgań PPV – do 380 mm/s dla fal o dominujących częstotliwościach do 400 Hz,
 - maksymalna amplituda przyspieszenia drgań PPA – do 50 m/s² dla fal o dominujących częstotliwościach do 100 Hz,
 - maksymalna amplituda przyspieszenia drgań PPA – do 200 m/s² dla fal o dominujących częstotliwościach do 400 Hz.
4. Do istotnych, stwierdzonych na podstawie pomiarów, charakterystycznych cech bliskiego pola falowego zaliczono:
 - amplitudy prędkości drgań PPV rejestrowane blisko ogniska wstrząsu, które były o 10–1000 razy większe od amplitud PPV rejestrowanych dla tego samego wstrząsu w dalekim polu falowym (w odległości większej niż 500 m amplitudy PPV były z reguły mniejsze niż 1 mm/s),
 - czas trwania drgań w strefie bliskiej od ogniska wstrząsu, który był bardzo krótki w porównaniu z czasem drgań rejestrowanym w polu dalekim i najczęściej wynoszącym od 0,1 do 0,25 s,
 - amplitudy PPV w pokładzie węgla, które były z reguły od 2 do 4 razy większe niż w skałach otaczających (piaskowcach lub łupkach), co można interpretować jako efekt zjawiska wzmocnienia amplitudy drgań w pokładzie węgla,
 - częstotliwość drgań dominujących na sejsmogramach zarejestrowanych w skałach piaskowcowych lub łupkowych, która wynosiła do 100 Hz, oraz częstotliwość drgań dominujących rejestrowanych w pokładach węgla, która była większa i wynosiła do 400 Hz.
5. Silny spadek amplitud prędkości drgań PPV ze wzrostem odległości w strefie bliskiej ogniska wstrząsu górniczego był zgodny z relacją zbliżoną do $1/R^{2,9}$, co w pełni potwierdza wyniki teoretycznej analizy emisji fal sejsmicznych w polu bliskim dla modelu podwójnej pary sił.
6. Wyznaczone zależności empiryczne do określania amplitud prędkości drgań PPV blisko ogniska wstrząsu na podstawie standardowych rejestracji fal w polu dalekim, wskazały na słabą korelację amplitud PPV z energią sejsmiczną i odległością hipocentralną. Wyraźnie lepszą korelację obserwowano między skalarnym momentem sejsmicznym i wartością parametru R -PPV.
7. Opracowane relacje skalowania między parametrami źródła sejsmicznego oddzielnie dla zbioru wstrząsów oraz zbioru tąpnięć, były podobne. Różnicę można było zauważyć jedynie w relacji między rozmiarem promienia ogniska wstrząsu i momentu sejsmicznego, gdzie tąpnięcia charakteryzowały się większym promie-

niem ogniska w odniesieniu do podobnych wartości momentu sejsmicznego. Przy porównywalnym momencie sejsmicznym z uwagi na ryzyko tąpnięcia bardziej niebezpieczne są wstrząsy o niższej częstotliwości i większej długości fali sejsmicznej.

8. Kryteria oceny zagrożenia tąpnięciem, spowodowanym bliskim wstrząsem górniczym, muszą być opracowywane na podstawie rzeczywistych danych pomiarowych obejmujących lokalny zbiór wstrząsów. W przypadku analizowanego zbioru wstrząsów zaistniałych w GZW empiryczne kryterium potencjalnego uszkodzenia wyrobisk górniczych pokazało, że 90% tąpnięć zaistniałych w latach 1988–2006 wystąpiło po wstrząsach, które spowodowały drgania o prędkości PPV od 50 do 1000 mm/s, a odległość od ogniska wstrząsu do uszkodzonego wyrobiska nie przekraczała 100 metrów. Wartości PPV określono z zależności empirycznych między parametrami źródła sejsmicznego. Jedynie w przypadku dziewięciu tąpnięć, spośród analizowanego zbioru 120 wartości, PPV było większe od 1000 mm/s.
9. Przykłady oceny zagrożenia tąpnięciem z wykorzystaniem metod analitycznych i modelowania numerycznego potwierdziły istotne znaczenie wielkości obciążeń dynamicznych dla stateczności wyrobiska i nośności obudowy. Na podstawie modelowania numerycznego stwierdzono, że symulowane wstrząsy górnicze powodowały znaczącą redystrybucję pola naprężeń i pola przemieszczeń wokół wyrobiska oraz powiększenie strefy zniszczenia, zwłaszcza w pokładzie węgla.
10. Przedstawione badania mogą stanowić podstawę do czasoprzestrzennego projektowania eksploatacji prowadzonej w warunkach dużej sejsmiczności. Stosowanie opracowanego empirycznego kryterium potencjalnego uszkodzenia wyrobisk podziemnych oraz zależności empirycznych do prognozowania drgań prędkości PPV w polu falowym bliskim i pośrednim, może być korzystne z uwagi na racjonalny dobór obudowy i działań profilaktycznych zabezpieczających funkcjonalność wyrobisk górniczych, a tym samym na poprawę bezpieczeństwa pracy.

1. Aki K. (1967): *Scaling law of seismic spectrum*. J. Geophys. Res. 72, s. 1217-1231.
2. Aki K., Richards P.G. (1980): *Quantitative Seismology – Theory and Methods*, vol. 1, 2. San Francisco, W.H. Freeman and Co.
3. Andrews D.J. (1986): *Objective determination of source parameters and seismicity of earthquakes of different size*. W: Earthquake Source Mechanics (S. Das, J. Boutrwright and C.H. Sholz, eds) Maurice Ewing, Vol. 6, Am. Geophys. Union. Washington D.C., s. 259-267.
4. Bakun W.H., Joyner W.B. (1984): *The M_L scale in central California*. Bull. Seismol. Soc. Am. 74, s. 1827-1843.
5. Ben-Menachem A., Singh S.J. (1981): *Seismic waves and sources*. New York, Springer-Verlag.
6. Biliński A. (1992): *Ocena zagrożenia tąpnięciem wyrobiska eksploatacyjnego*. Komunikat GIG. Katowice, GIG.
7. Brady B.G., Brown E.T. (1985): *Rock Mechanics for Underground Mining*. George Allen and Unwin, s. 527.
8. Brune J.N. (1968): *Seismic moment, seismicity and rate of slip along major faults zones*. J. Geophys. Res. 73, s. 777-784.
9. Brune J.N. (1970): *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. J. Geophys. Res. 75: 4997-5009 (Correction 1971, J. Geophys. Res. 76.: 5002).
10. Butler A.G., van Aswegen G. (1993): *Ground velocity relationships based on a large sample of underground measurements in two South African mining regions*. W: Rockbursts and Seismicity in Mines (Young ed.), Rotterdam, Balkema, s. 41-49.
11. Chudek M., Mateja J., Rułka K. (1985): *Podstawy teoretyczne oraz nowe zasady doboru, ustalania obciążeń i wymiarowania obudów długotrwałych wyrobisk korytarzowych i komorowych*. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo z. 124.
12. Ciałkowski B. (2003): *Wpływ nośności obudowy na zasięg i skutki tąpnięcia w wyrobisku korytarzowym*. Opracowanie wykonane w ramach realizacji projektu nr 9 T12A 060 19. Archiwum GIG – BH (niepublikowane).
13. Ciałkowski B., Mutke G. (1994): *Wpływ podporności obudowy na zasięg i skutki tąpnięcia w wyrobisku korytarzowym*. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej 65, Seria Konferencje 33, s. 23-32.
14. Ciałkowski B., Cebula M., Taborek W. (1993): *Podstawy teoretyczne i doświadczalne konstrukcji połączeń łuków stalowej obudowy podatnej dla wyrobisk zagrożonych tąpnięciami*. Praca GIG nr 2105083BII (niepublikowana).
15. Crawford F.C. (1975): *Fale*. Warszawa, PWN, s. 570.
16. Dadlez R., Jaroszewski W. (1994): *Tektonika*. Warszawa, PWN.
17. Dębski W. (1998): *Wstępne wyniki tomografii akustycznej próbek granitu pochodzącej z Underground Research Laboratory (Canada)*. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-22 (310), s. 331-337.
18. Dębski W. (2004): *Application of Monte Carlo techniques for solving selected seismological inverse problem*. Publ. Inst. Pol. Acad, Sc., Monographic volume, B-34(367).
19. Dowding C.H., Rozen A. (1978): *Damage to rock tunnels from earthquake shaking*. Int. J. Geotechn. Engng., Div., ASCE 104, GT2.

20. Droste Z. (1979): *Dobór parametrów funkcji filtrującej stosowanej przy analizie spektralno-czasowej wstrząsów bliskich*. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-2 (123).
21. Drzewiecki J. (1991): *Mechanizm powstawania rozwarstwień mocnych skał stropowych w świetle pomiarów in situ*. Autoreferat pracy doktorskiej. Katowice, GIG.
22. Drzewiecki J. (2001): *Movement dynamics of detached roof strata ahead of the longwall coalface*. Fifth International Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines "Dynamic rock mass response to mining", 17-19 September 2001, RPA, s. 351-354.
23. Drzęzła B., Dubiński J., Mutke G. (2002): *Macroseismic scales – their essence and principles of using in assessments of the effects of mining tremors*. W: Geokinematisher Tag – des Institutes für Markscheidewesen und Geodäsie and der TU Bergakademie Freiberg, eds. A. Sroka & R. Wittenburg. Essen, VGE – Verlag Glückauf GmbH, s. 47-55.
24. Dubiński J. (1995): *Poradnik geofizyka. Sejsmologia*. Biblioteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej nr 8. Kraków, CPPGŚiE PAN.
25. Dubiński J., Dworak J. (1996): *Recognition of the zones of seismic hazard in Polish coal mines by using a seismic method*. Pageoph. Vol. 129. No. 3-4.
26. Dubiński J., Lipowczan A. (1997): *The man in the work environment exposed to tremors and rockbursts*. Proc. of 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines (eds. S.J. Gibowicz & S. Lasocki) Rotterdam, A.A. Balkema, s. 377-381.
27. Dubiński J., Mutke G. (1993): *Zagrożenia sejsmiczne na wyrobiska górnicze*. Seminarium nt. Kryteria badań podpór, stojaków i obudów zmechanizowanych dla warunków zagrożenia tąpnięciami. Katowice, PAN – KWK Miechowice – GIG.
28. Dubiński J., Mutke G. (1993a): *Charakterystyka zagrożenia wstrząsami górnictwymi w GZW*. Seminarium nt. Ocena przydatności stalowej, odrzwiowej obudowy chodnikowej do zabezpieczenia wyrobisk górniczych zagrożonych tąpnięciami. Katowice, PAN – KWK Miechowice – GIG.
29. Dubiński J., Mutke G. (1994): *Characteristics of mining tremors within the near wave field*. European Seismological Commission, XXIV General Assembly, Athens, University of Athens, s. 1343-1353.
30. Dubiński J., Mutke G. (1996): *Characteristics of mining tremors within the near-wave field zone*. Pageoph. Vol. 147, No. 2, s. 249-261.
31. Dubiński J., Mutke G. (1997): *Characteristics of near-field peak velocity in the Upper Silesian Coal Mines*. Proc. 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines (eds. S.J. Gibowicz & S. Lasocki). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 343-347.
32. Dubiński J., Mutke G. (1997a): *Wstrząsy górnicze*. W: Ochrona obiektów budowlanych na terenach górniczych. Praca zbiorowa pod red. J. Kwiatka. Katowice, GIG, s. 533-581.
33. Dubiński J., Mutke G. (1999): *Aspects of the Safe Storage of Power Plant Wastes at Sites Under Mining Induced Seismic Hazard*. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-22 (310), s. 317-322.
34. Dubiński J., Mutke G. (2005): *Study of temporal changes of P-wave velocity in Polish copper mines in high seismic activity zones*. W: Controlling Seismic Risk – Sixth International Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines – Proceedings (eds. Y. Potvin and M. Hudyma). Australian Centre for Geomechanics (ACG), s. 631-634.
35. Dubiński J., Mutke G. (2006): *Zweryfikowana skala GSI-2004*. Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko – Wydanie specjalne: Bezpieczeństwo obiektów budowlanych na terenach górniczych – szkody górnicze, s. 50-60.
36. Dubiński J., Wierzchowska Z. (1973): *Metody obliczeń wstrząsów górotworu na Górnym Śląsku*. Komunikat nr 591. Katowice, GIG.

37. Dubiński J., Mutke G., Stec K. (1993): *Dynamic phenomena – rockbursts and outbursts – in coal mines*. Final Raport (1990-1993) Polish-American Maria Skłodowska-Curie Joint Fund II in cooperation with the Department of the Interior Bureau of Mines, Washington D.C., under the Project no MP/BOM-90-40. Katowice, GIG – BH (niepublikowana).
38. Dubiński J., Lurka A., Mutke G. (1998): *Zastosowanie metody tomografii pasywnej do oceny zagrożenia sejsmicznego w kopalniach*. Przegląd Górniczy nr 3, s. 1-7.
39. Dubiński J., Lurka A., Mutke G. (2004): *Optymalizacja sieci sejsmologicznych – doświadczenia i problemy*. Materiały Sympozjum Nauk.-Tech. Tąpania 2004, nt. Rozwiązania inżynierskie w problematyce tąpań. Katowice, GIG, s. 85-100.
40. Dubiński J., Mutke G., Stec K. (1994): *Focal mechanism of mining tremors in the light of seismological studies carried out in the Upper Silesian Coal Field*. Proc. Int. Conf. "Rockbursts and outburst in the underground mines". St. Petersburg, Ed. ECE/UE, s. 30.
41. Dubiński J., Mutke G., Stec K. (1996): *Focal mechanism and source parameters of the rockbursts in the Upper Silesian Coal Basin*. Acta Montana, Ser. A, Geodynamics No. 9 (100), s. 17-27.
42. Dubiński J., Mutke G., Stec K. (1999): *Source characteristics of the mine tremors from the Upper Silesian Coal Basin – Poland*. Ninth International Congress on Rock Mechanics, eds. G. Vouille & P. Berest, vol. 2. Paris, A.A. Balkema, s. 1039-1047.
43. Dubiński J., Mutke G., Stec K. (1999a): *Rozwiązania w sejsmologii górniczej poprawiające efektywność oceny stanu zagrożenia sejsmicznego*. Geologia T. 25, z. 1, s. 45-58.
44. Dubiński J., Nowak J., Stec K. (1991): *Zwiększenie informatywności sejsmologii górniczej przez określenie parametrów mechanizmu ognisk wstrząsów*. Mat. III Krajowej Konf. Naukowo-Technicznej nt. Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalń stałych, T. 1. Kraków, Wydaw. AGH, s. 217-238.
45. Dubiński J., Mutke G., Stec K., Nowak J. (1998): *Elaboration of precursors of strong seismic events induced by mining activity*. Final Raport (1994-1997) Polish-American Maria Skłodowska-Curie Joint Fund II in cooperation with the Department of the Interior Bureau of Mines, Washington D.C., under the Project no MP/BOM-90-40. Katowice, GIG – BH (niepublikowana).
46. Filcek H., Kłeczek. Z., Zorychta A. (1984): *Poglądy i rozwiązania dotyczące tąpań w kopalniach węgla kamiennego*. Kraków, Wydaw. AGH.
47. Filcek H., Walaszczyk J., Tajduś A. (1994): *Metody komputerowe w geomechanice górniczej*. Katowice, Śląskie Wydaw. Techniczne.
48. FLAC v. 4.0 (2001): User's Manual. Itasca Consulting Group Inc., Minneapolis.
49. Gibowicz S.J. (1973): *Stress drop and aftershocks*. Bull. Seism. Soc. Am. 63, s. 1443-1446.
50. Gibowicz S.J. (1984): *The mechanism of large mining tremors in Poland*. Rockbursts and Seismicity in Mines (N.C. Gay and E.H. Wainwright, eds), Symp. Ser. No. 6. Johannesburg, S. Afr. Inst. Min. Metal., s. 17-28.
51. Gibowicz S.J. (1989): *Mechanizm ognisk wstrząsów górniczych*. Publs. of the Inst. of Geophysics Pol. Acad. of Sc. M-13 (221).
52. Gibowicz S.J. (1995): *Scaling relation for seismic events induced by mining*. Pure Appl. Geophys. 144, s. 191-209.
53. Gibowicz S.J. (1996a): *Relation between source mechanism and the ratio of S over P wave energy for seismic events induced by mining*. Acta Montana, Ser. A, No. 9 (100), s. 7-15.

54. Gibowicz S.J., Kijko A. (1994): *An Introduction to Mining Seismology*. Academic Press, s. 399.
55. Gibowicz S.J., Domański B., Wiejacz P. (1996): *The focal mechanism and source parameters of seismic events induced by mining*. Acta Montana, Ser. A, No. 10 (102), s. 1-18.
56. Gibowicz S.J., Young R.P., Telebi S., Rawlence D.J. (1991): *Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relation for the events with magnitude smaller than -2*. Bull. Seism. Soc. Am. 81, s. 1157-1182.
57. Glazer S.N., Townsend P. (2006): *Comparison of seismicity induced by cave mining at Palabora Mining (South Africa) and PT Freeport Indonesia Copper Mines*. Górnictwo i Zagrożenia Naturalne 2006 nt. Głębokość eksploatacji a zagrożenia górnicze. Katowice, GIG, s. 70-85.
58. Goszcz A. (1984): *Tektonofizyczna przyczyna występowania wstrząsów i naturalnej skłonności węgla do tępań w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. Warszawa, Polska Akademia Nauk – Instytut Geofizyki.
59. Grzebyk W., Pytel W.I., Kosior A. (2000): *Ocena wpływu wstrząsów sejsmicznych na stateczność wyrobisk górniczych na podstawie rzeczywistych wartości prędkości drgań ośrodka skalnego*. XXIII Zimowa Szkoła Mechaniki Górnotworu nt. Geotechnika i budownictwo specjalne. Kraków, Wydaw. Katedry Geomechaniki Górniczej i Geotechniki AGH, s. 83-92.
60. Hinzen K.G. (1982): *Source parameters of mine tremors in the eastern part of Ruhr district (Western Germany)*. J. Geophys. 51, s. 105-112.
61. Huber M.T. (1948): *Kryteria wytrzymałościowe w stereomechanice technicznej*. Warszawa, Instytut Wydawniczy SIMP.
62. Jakóbiec-Kwaśnicka B. (1983): *Charakterystyka fal pokładowych i możliwość ich wykorzystania w sejsmice górniczej*. Praca doktorska. Kraków, Biblioteka Główna AGH.
63. Jakóbiec-Kwaśnicka B., Marczak H. (1986): *Wave fields around mine roadways*. Archiwum Górnictwa T. 31, z. 3.
64. Jeremic M.L. (1987): *Ground mechanics in hard rock mining*. Rotterdam, A.A. Balkema.
65. Jesenak P., Kaiser P.K., Brummer R.K. (1993): *Rockburst damage potential assessment – an update*. Rockbursts and Seismicity in Mines, Young (ed). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 41-49.
66. John C.M.St., Zahrah T.F. (1985): *Aseismic design of underground structures*. Agabian Associates, Rep. No. R-8411-56-16.
67. Johnson L.R., Sammis Ch.G. (2001): *Effects of rock damage on seismic waves*. Pure Appl. Geophys. vol. 158, s. 1873-1908.
68. Kaiser P.K., Vasak P., Suorineni F.T. (2005): *New dimensions in seismic data interpretation with 3-D virtual reality visualisation for burst-prone mines*. W: Controlling Seismic Risk – Sixth International Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines – Proceedings (eds. Y. Potvin and M. Hudyma). Australian Centre for Geomechanics (ACG), s. 33-45.
69. Kalenda P. (1996): *Dimension of underground macroseismic effect areas caused by rockbursts in Ostrava-Karvina coal basin*. Acta Montana, Ser. A, No. 10 (102), s. 163-170.
70. Kidybiński A. (1982): *Podstawy geotechniki kopalnianej*. Katowice, Wydaw. „Śląsk”.
71. Kidybiński A. (1986): *Dynamiczne obciążenia obudowy chodnikowej w czasie tępań*. Górnictwo. Kwartalnik AGH z. 2, s. 185-194.

72. Kidybiński A. (1992): *Stability of coal-mine gateroads – a dynamic approach*. Geomechanics 91, Rakowski (ed.), Rotterdam, A.A. Balkema, s. 9-16.
73. Kidybiński A. (1999): *Kryteria uszkodzenia lub zniszczenia wyrobisk korytarzowych i komorowych wskutek wstrząsów*. Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie nr 5 (57).
74. Kidybiński A., Smółka J. (1988): *Wpływ wytrzymałości i dynamiki rozpadu skał na skłonność górotworu do tępań*. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo z. 172.
75. Kidybiński A., Nierobisz A., Masny W. (2005): *Wpływ bliskiego wstrząsu na uszkodzenie wyrobiska korytarzowego*. Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie nr 8, s. 43-46.
76. Kijko A. (1985): *Theoretical model for a relationship between mining seismicity and excavation area*. Acta Geophys. Pol. 33, s. 231-241.
77. Kłeczek Z. (1985): *Geomechanika górnicza*. Skrypty uczelniane AGH nr 1000.
78. Konopko W. (1994): *Doświadczalne podstawy kwalifikowania wyrobisk górniczych w kopalniach węgla kamiennego do stopni zagrożenia tąpnięciami*. Prace Naukowe GIG nr 795.
79. Kostrov B.V., Das S. (1988): *Principles of Earthquake Source Mechanics*. Cambridge, University Press.
80. Kuzmenko A.A., Vorobev V.D., Denisyuk I.I., Dauetas A.A. (1993): *Seismic effects of blasting in rock*. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 169.
81. Kwaśniewski M., Wang J. (1998): *3-D numerical modeling and study of mine tremors associated with coal mining in the vicinity of major faults*. Publ. of Polish Acad. Sc. M-22 (310).
82. Lurka A. (2002): *Seismic hazard assessment in the Bielszowice coal mine using the passive tomography*. W: Seismogenic Process Monitoring (eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani & M. Ando). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 37-42.
83. Lurka A. (2004): *Zwiększanie informatywności technik tomograficznych w procesach eksploatacji złóż*. Archiwum Górnictwa nr 4, s. 495-509.
84. Lurka A., Mutke G., Mirek A. (1997): *Lokalizacja ognisk wstrząsów z uwzględnieniem zjawiska wieloznaczności*. Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie nr 9.
85. Langefors U., Kihlstrom B. (1963): *The modern technique of rock blasting*. New York, John Wiley and Sons.
86. Lomnitz C., Rosenblueth E. (1976): *Seismic risk and engineering decision*. Amsterdam – Oxford – New York, Elsevier Sci. Publ. Comp.
87. Madariaga R. (1976): *Dynamics of an expanding of an circular fault*. Bull. Seism. Soc. Am. 66, s. 639-666.
88. Majcherczyk T., Tajduś A., Cała M. (2004): *Wpływ uskoków na stan zagrożenia tąpnięciami pokładów węgla*. Materiały Sympozjum Nauk.-Tech. Tąpnięcia 2004 nt. Rozwiązania inżynierskie w problematyce tąpnięć. Katowice, GIG.
89. Marcak H. (1993): *The use of pattern recognition method for prediction of the rock-burst*. Proceedings of the 3rd International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines/ Kingston/ Canada, s. 223-226.
90. Marcak H. (1997): *Teoretyczne podstawy badania zagrożeń naturalnych w kopalniach metodami geofizycznymi*. Materiały Szkoły Eksploatacji Podziemnej '97. Kraków, CPPGSMiE PAN, s. 555-564.
91. Marcak H., Zuberek W.M. (1994): *Geofizyka górnicza*. Katowice, Śląskie Wydaw. Techniczne.

92. Marcak H., Cianiara B., Jarosz J. (1993): *Możliwości oceny miąższości strefy spełkań wokół górniczych wyrobisk korytarzowych w oparciu o wyniki pomiarów sejsmicznych*. Bezpieczeństwo i Ochrona Środowiska w Górnictwie nr 7.
93. Maxwell S.C., Young R.P. (1994): *Application of seismic tomography to induced seismicity investigations*. Proceedings of Eurock '94. Rotterdam, A.A. Balkema.
94. McGarr A. (1984): *Some applications of seismic source mechanism studies to assessing underground hazard*. W: Rockbursts and Seismicity in Mines (N.C. Gay and E.H. Wainwright, eds), Symp. Ser. No. 6. Johannesburg, S. Afr. Inst. Min. Metal., s. 199-208.
95. McGarr A. (1991): *Observation constraining near-source ground motion estimated from locally recorded seismograms*. J. Geophys. Res. 96, s. 16.495-16.508.
96. McGarr A. (1993): *Keynote address: Factors influencing the strong ground motion mining-induced tremor*. Rockbursts and Seismicity in Mines '93, Editor R. Paul Young. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 3-12.
97. McGarr A., Bicknell J. (1990): *Estimation of the near-fault ground motion of mining-induced tremors from locally recorded seismograms in South Africa*. Rockbursts and Seismicity in Mines, Editor C. Fairhurst. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 245-248.
98. McGarr A., Green R.W.E., Spottiswoode S.M. (1981): *Strong ground motion of mine tremors: source implications for near-source ground motion parameters*. Bull. Seismol. Soc. Am. 71, s. 295-319.
99. Mendecki A.J. (ed) (1997): *Seismic monitoring in mines*. London, Chapman & Hall.
100. Minh V.C. (1989): *Energy analysis of deformation and failure of rocks*. Rozprawa habilitacyjna. Warszawa, Uniwersytet Warszawski.
101. Mori J., Wald D.J., Wesson R.L. (1995): *Overlapping faults planes of the 1971 San Fernando and 1994 Northridge, California earthquakes*. Geophys. Res. Lett, 22, s. 1033-1036.
102. Mutke G., Holeczek G., Stec K., Logiewa H. (1988): *Analiza wyników pomiarów parametrów dynamicznych wstrząsów górniczych w bezpośrednim sąsiedztwie konstrukcji szybowych*. Praca statutowa GIG na podzlecenie AGH nr 212140272 i 212140372 w ramach programu badawczego CPBP 03.01 (niepublikowana).
103. Mutke G. (1991): *Amplitudowo-częstotliwościowe charakterystyki wstrząsów górniczych zarejestrowanych w obrębie pola bliskiego*. Mat. III Krajowej Konferencji nt. Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalni stałych, T. I. Kraków, AGH, s. 241-261.
104. Mutke G. (1995): *Charakterystyka wstrząsów górniczych w strefie bliskiego pola fałowego*. Biblioteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej, Seria Wykłady nr 8: Wstrząsy górnicze – mechanizm, lokalizacja i energia. Kraków, CPPGSMiE PAN, s. 31-48.
105. Mutke G., Siata R., Lurka A. (1995): *Określenie parametrów strefy zniszczeń wokół wyrobisk górniczych i ich wpływu na zmiany efektu sejsmicznego*. Praca badawcza GIG nr 2010415BH finansowana przez Komitet Badań Naukowych. Katowice, GIG – BH (niepublikowana).
106. Mutke G., Stec K. (1997): *Seismicity in the Upper Silesian Coal Basin, Poland: Strong regional seismic events*. Proc. 4th Int. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines (eds. S.J. Gibowicz, S. Lasocki). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 213-217.
107. Mutke G., Pytlik P., Skatula R., Szreder Z. (1997): *Ocena zagrożenia sejsmicznego na podstawie zmian współczynnika b oraz wybranych parametrów ognisk wstrząsów w KWK Jas-Mos*. Materiały Szkoły Eksploatacji Podziemnej '97. Kraków, CPPGSMiE PAN, s. 575-584.

108. Mutke G., Lurka A., Stec K., Logiewa H. (1998): *Badanie i analiza zjawisk sejsmicznych w bliskim polu falowym*. Dokumentacja pracy statutowej GIG nr 11501008-120 (niepublikowana).
109. Mutke G., Lurka A., Stec K. (1999): *Wyznaczenie relacji skalowania parametrów źródła i tensorów momentu sejsmicznego dla wstrząsów górniczych*. Dokumentacja pracy badawczej GIG nr 11504009-120. Katowice, GIG – BH (niepublikowana).
110. Mutke G. (1999): *Parametry wstrząsów górniczych w bliskim i dalekim polu falowym*. W: Geomechaniczne i sejsmologiczne modele ognisk wstrząsów górniczych (AGH – Katedra Górnictwa Podziemnego). Katowice, GIG, s. 37-52.
111. Mutke G. (1999a): *Parametry drgań w strefie ogniskowej indukowane eksploatacją pokładów węgla*. W: Badania nad dynamiką obciążeń obudowy wyrobisk górniczych. Praca zbiorowa pod red. W. Konopko. Katowice, GIG.
112. Mutke G. (1999b): *Results of ground motion measurements close to the sources of mining tremors*. Publ. Instit. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-22, s. 267-274.
113. Mutke G., Lurka A., Mirek A., Bargieł K., Wróbel J. (2001): *Temporal changes in seismicity and passive tomography images: a case study of Rudna copper ore mine, Poland*. V Int. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines. The South African Institute of Mining and Metallurgy, s. 327-330.
114. Mutke G., Siata R., Koziura M., Mirek A. (2001): *Możliwości badania dezintegracji skał stropowych przy wykorzystaniu analizy spektralnej przebiegów sejsmicznych*. Czasopismo Naukowo-Techniczne Górnictwa Rud nr 19, s. 33-42.
115. Mutke G. (2001a): *Empiryczna ocena maksymalnych prędkości drgań (PPV) wywołanych wstrząsami na wyrobiska górnicze w kopalniach węgla kamiennego GZW*. Materiały Sympozjum Nauk.-Tech. Tąpania 2001 nt. Miary oceny stanu zagrożenia tąpnięciami i skuteczności profilaktyki. Prace Naukowe GIG, Seria Konferencje nr 39, s. 113-118.
116. Mutke G. (2001b): *Parametry drgań wstrząsów górniczych w bliskim polu falowym jako kryteria uszkodzenia wyrobisk podziemnych*. W: Badania geofizyczne w kopalniach, J. Dubiński, Z. Pilecki, W. Zuberek (red.). Kraków, Wydaw. IGSMiE PAN, s. 125-134.
117. Mutke G. (2002): *Ground motion associated with coal mine tremors close to the underground openings*. W: Seismogenic Process Monitoring, eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 91-102.
118. Mutke G. (2004): *Wstrząsy górotworu – opis zjawiska oraz możliwości prognozowania dla potrzeb projektowania obiektów na terenach górniczych*. Materiały II Konferencji Nauk.-Tech.: Problemy projektowania i ochrony obiektów budowlanych na terenach górniczych. Warszawa, ITB, s. 149-161.
119. Mutke G., Chodacki J. (2005): *Zastosowanie płytkiego profilowania elektromagnetycznego do rozwiązywania zagadnień inżynierskich i środowiskowych w przypowierzchniowych warstwach podłoża*. Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko nr 3, s. 55-64.
120. Mutke G., Stec K., Lurka A. (2005): *Aktualne rozwiązania w metodzie sejsmologii górniczej poprawiające efektywność oceny zagrożenia sejsmicznego*. Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie nr 8(132), s. 37-42.
121. Nagai N., Ando M., Ogasawara H., Ohkura T., Ho Y., Cho A. (2002): *Location and temporal variations of shear wave splitting in South African gold mine*. W: Seismogenic Process Monitoring, eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 185-198.

122. Niewiadomski J. (1997): *Seismic source radiation and moment tensor in the time domain*. W: Seismic Monitoring in Mines, ed. A.J. Mendecki. London, Chapman&Hall, s. 119-137.
123. Ogasawara H. (2002): *Review of controlled earthquake – generation experiments in South-African deep gold mine*. W: Seismogenic Process Monitoring, eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando, Rotterdam, A.A. Balkema, s. 119-150.
124. Okamoto S. (1984): *Introduction to Earthquake Engineering*. Tokyo, University of Tokyo Press.
125. Pilecki Z. (1999): *Dynamic analysis of mining tremor impact on excavation FLAC* Symp. on Numerical Modeling in Geomechanics. Detournay & Hart (eds). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 397-400.
126. Pilecki Z. (2002): *Wyznaczanie parametrów górotworu na podstawie klasyfikacji geotechnicznych*. Kraków, Wydaw. Drukrol, s. 223-232.
127. Pilecki Z., Mutke G. (2003): *Oddziaływanie wstrząsu górniczego w strefie bliskiego pola falowego na wyrobisko górnicze – analiza numeryczna*. X Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna Tąpania 2003 nt. Problemy koncentracji eksploatacji w warunkach zagrożenia tąpaniami i metanem. Katowice, GIG.
128. Pilecki Z., Pilecka E., Gołębiowski T., Gerlach Z. (1998): *Analiza dynamiczna oddziaływania wstrząsu górniczego na wyrobisko*. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-22 (310), s. 365-37.
129. *Raport roczny (za lata 1992-2006) o stanie podstawowych zagrożeń naturalnych i technicznych w górnictwie węgla kamiennego*. Praca zbiorowa pod kierunkiem W. Konopko. Katowice, GIG.
130. Rogers A.M., Harmsen S.C., Herrman R.B., Meremonte (1987): *A study of ground motion attenuation in the Southern Great Basin, Nevada-California, using several techniques for estimates of Q_s , $\log A_0$, and coda Q* . Journal of Geophysical Research Vol. 92, No. B5, s. 3527-3540.
131. Satoh T. (2002): *Near source observation of small initial phase generated by earthquakes in a deep gold mine in South Africa*. W: Seismogenic Process Monitoring, eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 165-171.
132. Scholz C.H (1990): *The mechanics of earthquake and faulting*. Cambridge, Cambridge University Press.
133. Siata R. (2002): *An example of usefulness and accuracy of determination of seismic wave attenuation field in rock mass*. W: Seismogenic Process Monitoring, eds. H. Ogasawara, T. Yanagidani and M. Ando. Rotterdam, A.A. Balkema, s. 43-50.
134. Snoke J.A. (1987): *Stable determination of (Brune) stress drops*. Bull. of Seismol. Soc. Am. No. 2, s. 530-538.
135. Spottiswoode S.M., McGarr A. (1975): *Source parameters of tremors in a deep-level gold mine*. Bull. Seism. Soc. Am. 65, s. 93-112.
136. Stangenberg F., Schwarzkopp D. (1991): *Analysis of impact induced vibrations including material nonlinearities of reinforcement concrete*. W: Structural Dynamics, Kratzting et al. (eds). Rotterdam, A.A. Balkema, s. 11-16.
137. Stec K. (1999): *Analiza mechanizmów ognisk wstrząsów górniczych występujących w GZW*. W: Geomechaniczne i sejsmologiczne modele ognisk wstrząsów górniczych. Kraków, AGH, s. 53-73.
138. Stec K. (2001): *Rozwój i wykorzystanie Górnośląskiej Regionalnej Sieci Sejsmologicznej*. W: Badania geofizyczne w kopalniach, J. Dubiński, Z. Pilecki, W. Zuberek (red.). Kraków, Wydaw. IGSMiE PAN, s. 179-183.

139. Stec K. (2002): *Aktywność sejsmiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko nr 3.
140. Stec K. (2005): *Charakterystyka mechanizmu ognisk wstrząsów górniczych z obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wiadomości Górnicze nr 4, s. 168-174.
141. Stec K., Dubiński J., Nowak J. (1992): *Correlation between the parameters of mining tremors focal mechanism and the seismic hazard state based on an example of the Wujek Coal Mine*. Acta Montana A2 (88), s. 145-160.
142. Szuszcik W., Zastawny E. (1980): *Zjawisko tąpnięcia materiału węglowego*. Przegląd Górniczy nr 11.
143. Tajduś A. (1987): *Utrzymanie wyrobisk korytarzowych w świetle wpływu czasu na naprężenia, odkształcenia i strefy zniszczeniowe w górotworze*. Zeszyty Naukowe AGH, Seria Górnictwo z. 154.
144. Tajduś A., Cała M. (2003): *Czy na podstawie rozwiązań analitycznych, opartych o teorię sprężystości, jesteśmy w stanie przedstawić wiarygodną prognozę stanu zagrożenia tąpnięciami?* X Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna Tąpnięcia 2003 nt. Problemy koncentracji eks-ploatacji w warunkach zagrożenia tąpnięciami i metanem. Katowice, GIG, s. 263-274.
145. Tajduś A., Flisiak J., Cała M. (2004): *Wpływ pierwotnego stanu naprężenia w górotworze na zagrożenie tąpnięciami*. Materiały Sympozjum Nauk.-Tech. Tąpnięcia 2004 nt. Rozwiązania inżynierskie w problematyce tąpań. Katowice, GIG, s. 325-356.
146. Teisseyer R. i inni (1983): *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi*. Warszawa, PWN.
147. Tylec J., Tabaka Z. (1979): *Funkcja przejścia kanału rejestrującego aparatury T8100*. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-2(123), s. 325-345.
148. Walaszczyk J. (1994): *Programy MES na PCIBM do modelowania propagacji fal naprężeń w górotworze lepkosprężystym*. Prace Naukowe Inst. Geotechniki i Hydrotechniki Politechniki Wrocławskiej nr 65, s. 255-260.
149. Walaszczyk J., Drzewiecki J., Mutke G. (2002): *Model niszczenia skał stropowych górotworu będącego źródłem intensywnych zjawisk dynamicznych*. Biblioteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej, Seria z Lampką Górniczą nr 10. Kraków, IGSMiE PAN.
150. Wiejacz P. (1995): *Source mechanisms of seismic events induced at Ziemowit coal mine: comparison with mining information*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. M-19, s. 15-32.
151. Wierzchowska Z. (1961): *Przyczyny wstrząsów na Górnym Śląsku*. Komunikat GIG nr 268. Katowice, GIG.
152. Wierzchowska Z. (1981): *Regionalna Sieć Mikrosejsmologiczna na Górnym Śląsku*. Przegląd Górniczy nr 5, s. 222-228.
153. Wu X., Karfakis M.G., Haramy K.Y., Brady B.T. (1995): *Ground motion parameters associated with coal mine tremors*. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc., Pre-print number 95-49.
154. Zhang Z.X., Kou S.Q., Lindqvist P.A., Yu J., Jiang L.G. (1999): *Dynamic fracture behaviour of rock at high temperatures*. W: Rock Mechanics for Industry (ed. B. Amadei, R. Kranz, P.H. Smeallie) Proceedings of the 37th U.S. Rock Mechanics Symposium, Vail, Colorado. A.A. Balkema, s. 325-331.
155. Zorychta A., Burtan Z., Chlebowski D. (1999): *Geomechaniczne modele ognisk wstrząsów górniczych*. W: Geomechaniczne i sejsmologiczne modele ognisk wstrząsów górniczych (AGH – Katedra Górnictwa Podziemnego). Katowice, GIG. s. 75-102.
156. Zorychta A. (2000): *Rock burst in the light of the catastrophe theory*. Archiwum Górnictwa nr 1.

157. Zubelewicz A., Mróz Z. (1983): *Numerical simulation of rockburst processes treated as problems of dynamic instability*. Rock Mechanics and Rock Engineering Vol. 16, No 4, s. 253-274.
158. Zuberek W.M. (1992): *Sejsmiczność indukowana eksploatacją górnictw na powierzchniach nieciągłości w górotworze*. Zeszyty Naukowe AGH nr 1430, Geofizyka Stosowana z. 9.
159. Zuberek W.M., Teper L., Idziak A.F., Sagan G. (1996): *Tectonophysical approach to the description of mining induced seismicity in the Upper Silesia*. W: Tectonophysics in Mining Areas, ed. A. Idziak. Katowice, Wydaw. Uniw. Śląskiego, s. 79-98.

