

Anna PIĘTA, Tomasz DANEK, Andrzej LEŚNIAK

Akademia Górniczo Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków

Modelowanie numeryczne drgań powierzchni terenu wywołanych wstrząsem sejsmicznym dla wybranych warunków geologicznych LGOM

Słowa kluczowe

modelowanie drgań cząstek gruntu, metoda siatek przesuniętych, propagacja fali sejsmicznej

Streszczenie

W artykule przeprowadzono estymację wielkości drgań cząstek górotworu używając modelowania pełnego pola falowego. Używano modelu ośrodka geologicznego z rejonu kopalni miedzi „Rudna” z wprowadzoną przypowierzchniową warstwą niejednorodną.

Do numerycznego rozwiązania równania falowego wykorzystano metodę różnic skończonych w odmianie tzw. przesuniętych siatek. Metoda ta w stosunku do tradycyjnej metody różnic skończonych pozwala na uzyskanie dla wysokich częstotliwości fali większej stabilności rozwiązań przy określonym przestrzennym kroku próbkowania. Duża liczba modelowań oraz bardzo duże wymiary modelu i mały krok próbkowania zarówno w czasie jak i w przestrzeni wymagały przeprowadzenia bardzo dużej liczby czasochłonnych obliczeń numerycznych. Tak duża złożoność problemu obliczeniowego wymusiła prowadzenie obliczeń w wariancie równoległym na wydajnym klastrze komputerowym.

Na etapie wstępnym modelowania były prowadzone z użyciem mechanizmu źródła w postaci podwójnej pary sił, zgodnej z lokalną orientacją naprężeń tektonicznych. Orientacja ta została ustalona na podstawie analizy dużych wstrząsów archiwalnych zarejestrowanych w tym rejonie. W kolejnych etapach modelowania zmieniano orientację płaszczyzn modalnych wokół tego kierunku. Umożliwiło to analizę wpływu orientacji sił działających w źródle na wielkość rejestrowanych drgań. Modelowania były prowadzone przy założeniu, że źródła wstrząsów są zlokalizowane na różnych głębokościach w warstwie dolomitów. Przeprowadzono również modelowania drgań dla zmiennej głębokości źródła fali sejsmicznej dla dwóch rejonów o odmiennej budowie tektonicznej. Modelowania były ponadto prowadzone przy zmieniającym się stopniu niejednorodności w warstwie przypowierzchniowej.

Opracowana metodyka pozwala na estymację maksymalnych prędkości drgań we wszystkich miejscach na powierzchni terenu a także umożliwia estymację wielkości drgań na terenach, gdzie czujniki sejsmiczne nie zostały zamontowane. Opisana metoda może być pomocna w prowadzeniu dokładnej oceny powierzchniowych skutków drgań sejsmicznych indukowanych działalnością górniczą.

1. Wstęp

Niepożądanym efektem eksploatacji górniczej są wstrząsy sejsmiczne, często destrukcyjnie oddziałujące na obiekty znajdujące się na powierzchni terenu. Czynniki, w znaczący sposób wpływającymi na wielkość efektu sejsmicznego na powierzchni jest energia sejsmiczna wstrząsu, mechanizm zjawiska, odległość od hipocentrum oraz budowa geologiczna warstw nadkładu. Określenie dokładnego wpływu wymienionych czynników na amplitudę drgań ma szczególne znaczenie na obszarze Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) jednego z najbardziej aktywnych sejsmicznie regionów górniczych w Polsce, gdzie prowadzona jest eksploatacja podziemna. Identyfikacja czynników, które w największym stopniu wpływają na wartości parametrów opisujących drgania gruntu może zostać przeprowadzona za pomocą modelowań propagacji pełnego pola falowego w górotworze.

Modelowanie pełnych obrazów sprężystego pola falowego stanowi niezwykle użyteczne narzędzie współczesnej sejsmiki (Danek, Franczyk 2004). Może być ono wykorzystywane na wszystkich etapach prac sejsmicznych poczynając od planowania badań terenowych, poprzez procesing danych aż po interpretacje geologiczną. Podstawową zaletą tego typu modelowań jest możliwość odtwarzania wszystkich rodzajów fal generowanych w ośrodkach o praktycznie dowolnie skomplikowanej budowie. Możliwe jest również określenie składowych prędkości w każdym punkcie modelowanego ośrodka geologicznego, zarówno na powierzchni, jak i pod powierzchnią terenu (Danek i in. 2008, Pięta i in. 2009).

Wiele popularnych metod, pozwalających na estymację prędkości drgań powierzchni generowanych wstrząsami sejsmicznymi opiera się na modelach statystycznych. Dokładność estymowanej na tej drodze wartości prędkości jest ograniczona poprzez naturę samej metody, gdyż trudno jest wprowadzić do nich informację o budowie geologicznej ośrodka i mechanizmie źródła. Metoda modelowań zaproponowana w tym artykule jest wolna od tych ograniczeń.

2. Metodyka określenie prędkości drgań powierzchni terenu na podstawie modelowań numerycznych

2.1. Równanie ruchu w ośrodku izotropowym

W kartezjańskim układzie współrzędnych równanie ruchu dla dwuwymiarowego ośrodka izotropowego można zapisać w postaci układu równań hiperbolicznych rzędu pierwszego (Virieux 1986):

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial v_x}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \\
 \rho \frac{\partial v_z}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right) \\
 \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\
 \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} \\
 \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right)
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

gdzie:

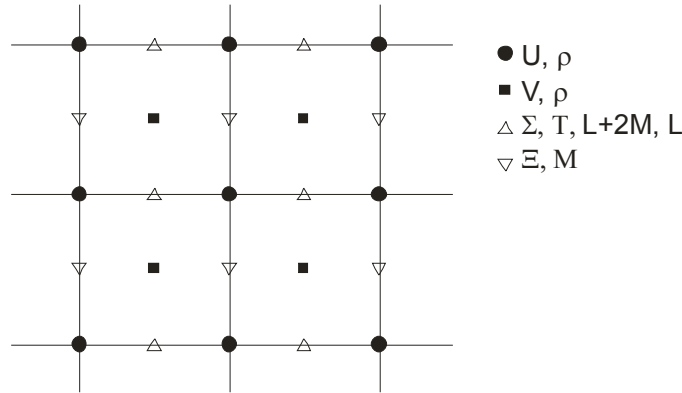
(v_x, v_z) są składowymi wektora prędkości,
 $(\tau_{xx}, \tau_{zz}, \tau_{xz})$ są składowymi tensora naprężeń,
 $\rho(x, z)$ jest gęstością,
 $\mu(x, z)$ i $\lambda(x, z)$ są stałymi Lamego.

Stosując do powyższego równania metodę różnic skończonych w wersji siatek przesuniętych (ang. staggered grid) w przestrzeni i czasie przedstawionej na rysunku (2.1) równanie (2.1) przyjmuje postać (2.2):

$$\begin{aligned}
 U_{i,j}^{k+1/2} &= U_{i,j}^{k-1/2} + \frac{\Delta t}{\rho_{i,j} \Delta x} (\Sigma_{i+1/2,j}^k - \Sigma_{i-1/2,j}^k) + \frac{\Delta t}{\rho_{i,j} \Delta z} (\Xi_{i,j+1/2}^k - \Xi_{i,j-1/2}^k) \\
 V_{i+1/2,j+1/2}^{k+1/2} &= V_{i+1/2,j+1/2}^{k-1/2} + \frac{\Delta t}{\rho_{i+1/2,j+1/2} \Delta x} (\Xi_{i+1,j+1/2}^k - \Xi_{i,j+1/2}^k) + \frac{\Delta t}{\rho_{i+1/2,j+1/2} \Delta z} (T_{i+1/2,j+1}^k - T_{i+1/2,j}^k) \\
 \Sigma_{i+1/2,j}^{k+1} &= \Sigma_{i+1/2,j}^k + (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} (U_{i+1,j}^{k+1/2} - U_{i,j}^{k+1/2}) + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} (V_{i,j+1}^{k+1/2} - V_{i,j}^{k+1/2}) \\
 T_{i+1/2,j}^{k+1} &= T_{i+1/2,j}^k + (L + 2M)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} (V_{i,j+1}^{k+1/2} - V_{i,j}^{k+1/2}) + L_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} (U_{i+1,j}^{k+1/2} - U_{i,j}^{k+1/2}) \\
 \Xi_{i,j+1/2}^{k+1} &= \Xi_{i,j+1/2}^k + M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} (U_{i,j+1}^{k+1/2} - U_{i,j}^{k+1/2}) + M_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} (V_{i+1,j}^{k+1/2} - V_{i,j}^{k+1/2})
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

gdzie:

k jest indeksem kroku czasowego,
 i, j są współrzędnymi punktu, w którym obliczane są wartości wektora prędkości i tensora naprężeń,
 Δt jest krokiem czasowym,
 Δx i Δz są odległościami pomiędzy węzłami obliczeniowymi odpowiednio w kierunku x i z ,
 (U, V) – są składowymi wektora prędkości,
 (Σ, Ξ, T) – są składowymi tensora naprężeń.



Rys. 2.1. Schemat siatki o węzłach wzajemnie przesuniętych. Zaczernione pola odpowiadają węzłom, w których obliczane są składowe wektora prędkości i gęstość dla czasu $(k + 1/2)\Delta t$. Symbolami niezaczernionymi zaznaczono węzły, gdzie obliczane są składowe tensora naprężeń oraz współczynniki Lamego dla czasu $k\Delta t$

Fig. 2.1. Staggered grid schema. Black symbols are for velocity components and density at time $(k+1/2)\Delta t$. White symbols are for stress components and Lamé coefficients at time $k\Delta t$

Składowe wektora prędkości $(U, V)=(v_x, v_z)$ w czasie $(k+1/2)\Delta t$ oraz składowe tensora naprężeń $(\Sigma, \Xi, T)=(\tau_{xx}, \tau_{zz}, \tau_{xz})$ w kroku czasowym $(k+1)\Delta t$ są wyliczane za pomocą składowych wektora prędkości obliczonych dla czasu $(k-1/2)\Delta t$ i tensora naprężeń wyznaczonego dla czasu $k+\Delta t$. Współczynniki L i M odpowiadają stałym Lamego λ i μ .

Dla rozwiązania (2.2) warunek stabilności można przedstawić w postaci zależności (2.3)

$$V_p \Delta t \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta z^2}} < 1 \quad (2.3)$$

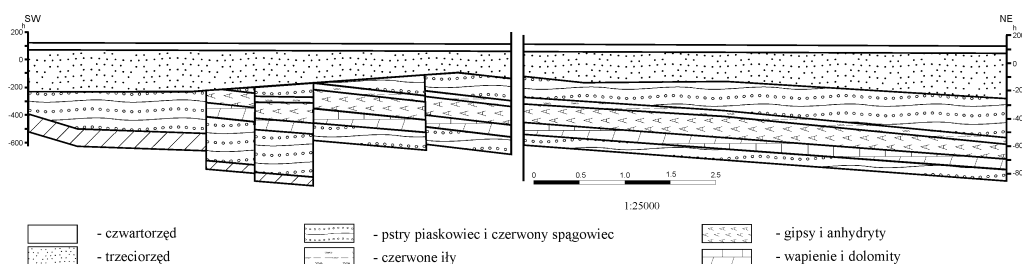
gdzie:

V_p jest prędkością fali P.

2.2. Model ośrodka geologicznego

Modelowania propagacji fali sejsmicznej przeprowadzono dla Legnicko - Głogowskiego Obszaru Miedzionośnego. Na rys. 2.1 przedstawiono dwa zgeneralizowane modele budowy geologicznej charakterystyczne dla tego obszaru: model geologiczny monoklinalny oraz obszar monokliny przeciętej serią uskoków zrzutowych (za Oberc Serkiec, 1970).

W tabeli 2.1 zestawiono prędkości fal sejsmicznych założone dla poszczególnych warstw obu regionów. Prędkości fal P zostały przyjęte w oparciu o badania otworowe przeprowadzone w rejonie LGOM. Prędkość propagacji fali S obliczono w oparciu o pomiary laboratoryjne sztywności skał (Plewa 1977) oraz wyniki badań geofizycznych prowadzonych przez Katedrę Geofizyki Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo – Hutniczej.



Rys. 2.1. Model geologiczny obszaru badawczego
Fig. 2.1. Geological model of investigating area

Tabela 2.1. Prędkości fal sejsmicznych typu P w poszczególnych warstwach modelu
Table 2.1. Velocity of seismic waves in geological layers

Litologia	Prędkość propagacji fali P [m/s]
czwartorzęd	1100
trzeciorzęd	1500
pstry piaskowiec i czerwony spągowiec	2000, 4500
czerwone ropy	2600
gipsy i anhydryty	2700
wapienie i dolomity	3300
krystalinik	6000

2.3. Metodyka badań

Modelowania propagacji fali sejsmicznej przeprowadzono dla modeli o długości 5750 m i głębokości 1500 m (model monoklinalny) oraz długości 6100 m i głębokości 1200 m (model monokliny przeciętej serią uskoku zrzutowych). Założono siatkę obliczeniową o węzłach oddalonych o 1 m.

Wstrząs sejsmiczny przybliżano sygnałem Rickera o amplitudzie jednostkowej i częstotliwości 20 Hz w związku z tym uzyskane wyniki mają charakter względny. Wstrząs generowany był w wybranym punkcie modelu, który odpowiadał współrzędnym założonego ogniska wstrząsu. Ze względu na restrykcyjne warunki stabilności opisane zależnością 2.3 oraz zastosowanie siatki obliczeniowej przesuniętej w czasie, modelowanie propagacji fali sejsmicznej w jedno – sekundowym oknie czasowym wymagało zastosowania 15 000 kroków obliczeniowych. Dla każdego kroku obliczeniowego, w każdym punkcie siatki obliczeniowej, wyliczano wartości składowych wektora prędkości i tensora naprężeń. Do celów analizy wybrano tylko maksymalne wartości prędkości obliczone w punktach siatki obliczeniowej odpowiadającej punktom powierzchni terenu. Założono stały mechanizm źródła – mechanizm podwójnej siły ścinającej oraz stałą, znormalizowaną do jedności energię wstrząsu. Mechanizm ścinający wymodelowano jako układ dwóch wzajemnie prostopadłych dipoli sił, których każdy był modelowany jako układ dwóch sił przeciwnie skierowanych.

Wpływ analizowanych czynników na wartość prędkości drgań terenu badano przez wielokrotne modelowanie przeprowadzane dla różnego zakresu parametrów startowych modelu bez uwzględnienia tłumienia. Analizowano wpływ takich czynników jak zmiana położenia hipocentrum wstrząsu, zmiana kąta nachylenia płaszczyzn nodalnych, różny stopień niejednorodności warstwy przypowierzchniowej.

3. Wyniki modelowania

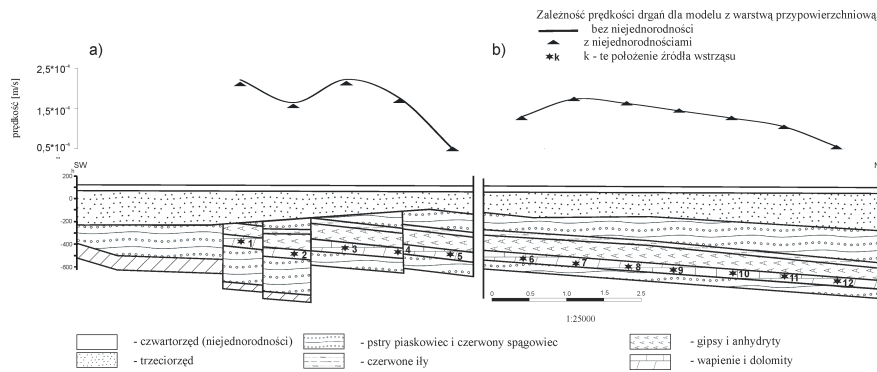
Modelowania propagacji fali sejsmicznej przeprowadzono dla źródeł wstrząsów zlokalizowanych w warstwie dolomitów, gdzie ma miejsce większość wstrząsów indukowanych eksploatacją górnictwem rejestrowanych w obszarze Legnicko – Głogowskiego Obszaru Miedzionośnego. W dalszej części rozdziału przedstawiono wyniki analizy wpływu kluczowych czynników związanych z geologią i mechanizmem źródła na wartości maksymalnej prędkości drgań gruntu. W trzech kolejnych podrozdziałach porównywane są modele geologiczne z jednorodną i niejednorodną warstwą przypowierzchniową. Niejednorodność została wprowadzona poprzez losowe zaburzenie prędkości warstwy przypowierzchniowej sięgające 10% jej początkowej wartości.

3.1. Zależność maksymalnych prędkości drgań gruntu od położenia źródła wstrząsu

W pierwszej kolejności przeprowadzono analizę zależności prędkości drgań gruntu od położenia źródła wstrząsu. Źródła wstrząsów, zarówno dla ośrodka o budowie monoklinalnej, jak i budowie zuskokowanej, zostały umieszczone w warstwie dolomitów. Zmiana ich lokalizacji związana była z NE kierunkiem zapadania warstw geologicznych, w tym również warstwy wapieni i dolomitów. Na rysunku 3.1 przedstawiono zależność prędkości drgań cząstek gruntu uzyskanych na powierzchni terenu dla różnych lokalizacji źródła wstrząsu. Na rysunku 3.1 dodatkowo zaznaczono i ponumerowano położenie źródeł wstrząsu. Wartości prędkości, przedstawione na rysunku 3.1 uzyskano przez uśrednienie maksymalnych prędkości drgań terenu dla pojedynczego wstrząsu sejsmicznego. Obliczenia przeprowadzono dla modelu geologicznego z jednorodną warstwą przypowierzchniową (linia czarna, ciągła) oraz modelu, w którym założono występowanie losowo rozmieszczonych niejednorodności w warstwie przypowierzchniowej (wartości punktowe). Dla obszaru monoklinalnego obliczone prędkości drgań były średnio o $5,5 \cdot 10^{-7}$ m/s wyższe dla modelu bez niejednorodności w warstwie przypowierzchniowej, podczas gdy dla modelu zuskokowanego wartości prędkości dla modelu bez niejednorodności były wyższe średnio o $7,2 \cdot 10^{-6}$ m/s.

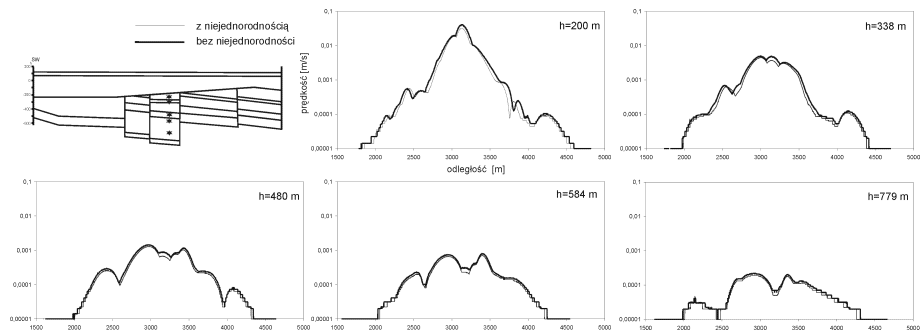
3.2. Wpływ głębokości źródła wstrząsu na wartości prędkości

W następnej kolejności przeanalizowany został wpływ niejednorodności na rozkład maksymalnych prędkości drgań cząstek gruntu zarejestrowanych na powierzchni terenu. Na rysunku 3.2 przedstawiono wykresy prędkości maksymalnych uzyskanych przy zmianie głębokości źródła położonego w punkcie 2 (por. rys. 3.1). Na rysunku 3.3 przedstawiono wykresy prędkości maksymalnych uzyskanych przy zmianie głębokości źródła położonego w obszarze monoklinalnym w punkcie (położenie nr 9 źródła z rys. 3.1).



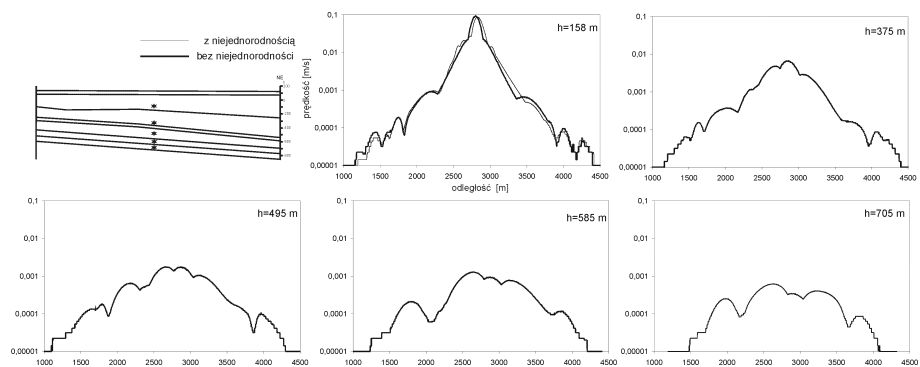
Rys. 3.1. Zależność uśrednionych maksymalnych prędkości drgań gruntu od położenia źródła wstrząsu dla modelu zuskokowanego (a) i monoklinalnego (b)

Fig. 3.1. Relation between average of maximum velocity vibration and source locations for fault (a) and monoclinic (b) area



Rys. 3.2. Wykres zmian maksymalnych prędkości drgań terenu dla różnych głębokości źródła wstrząsu dla obszaru monokliny z serią uskoków zrzutowych

Fig. 3.2. Relation between amplitudes of vibrations and depth of tremor source for fault area



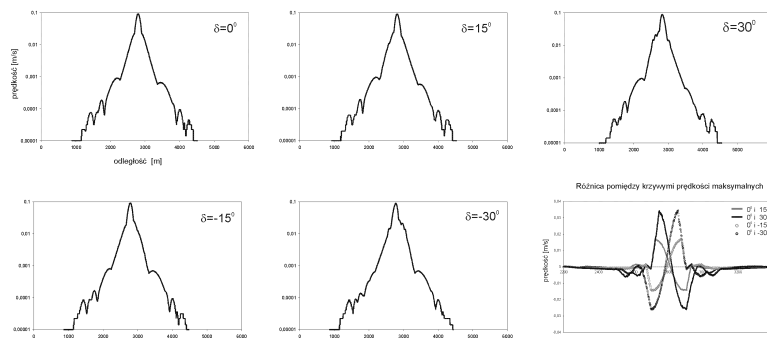
Rys. 3.3. Wykres zmian maksymalnych prędkości drgań terenu dla różnych głębokości źródła wstrząsu dla obszaru monokliny

Fig. 3.3. Relation between amplitudes of vibrations and depth of tremor source for monocline area

Wyższe wartości rejestrowanych na powierzchni prędkości drgań gruntu zaobserwowanego zakładając model geologiczny bez niejednorodności w warstwie przypowierzchniowej zarówno dla obszaru monoklinalnego jak i dla modelu geologicznego z serią uskokuw zrzutowych. Zmiana głębokości źródła fali sejsmicznej pozwoliła w obu przypadkach zlokalizować obszar o dużych prędkościach drgań powierzchni. W obszarze tym obserwuje się istotną korelację pomiędzy zmianą prędkości drgań powierzchni i zmianą głębokości hipocentrum wstrząsu. Dla modelu zuskokowanego obszar ten występuje w odległości około 700 m od epicentrum wstrząsu (od 2400m do 3800 m modelu z rys. 3.2) i w odległości 500 m od epicentrum (od 2300m do 3300m na rys. 3.3) dla modelu o budowie monoklinalnej.

3.3. Wpływ mechanizmu źródła na wartości prędkości drgań

Przeanalizowany został również wpływ zmiany kąta nachylenia płaszczyzn uskoku przesuwczego, który został przyjęty jako źródło wstrząsu górniczego. Na rysunku 3.4 przedstawiono zależności zarejestrowanych na powierzchni terenu maksymalnych prędkości drgań zarejestrowanych dla źródeł, których płaszczyzny uskoku znajdowały się pod kątem odpowiednio -30° , -15° , 0° , 15° , 30° do powierzchni terenu. Rejestrację przeprowadzono dla obszaru monoklinalnego, ze źródłem umieszczonym w położeniu nr 9 na głębokości $h=158\text{m}$. Zarówno dla modelu zuskokowanego jak monoklinalnego zaobserwowano niewielki wpływ kąta nachylenia płaszczyzn nodalnych na wartości prędkości maksymalnych rejestrowanych na powierzchni terenu. Wykresy prędkości maksymalnej obliczone dla modelu monokliny wykazują cechy nieparzystości. Po znormalizowaniu wykresów maksymalnej prędkości drgań terenu do wykresów prędkości obliczonej dla płaszczyzny modalnej o kącie $\delta=0^\circ$ zaobserwowano, że wykresy prędkości maksymalnej otrzymane dla płaszczyzn modalnych o tych samych wartościach kąta δ , różniące się jedynie znakiem są symetryczne względem prostej prostopadłej do powierzchni terenu i przechodzącej przez hipocentrum wstrząsu (rysunek 3.4).



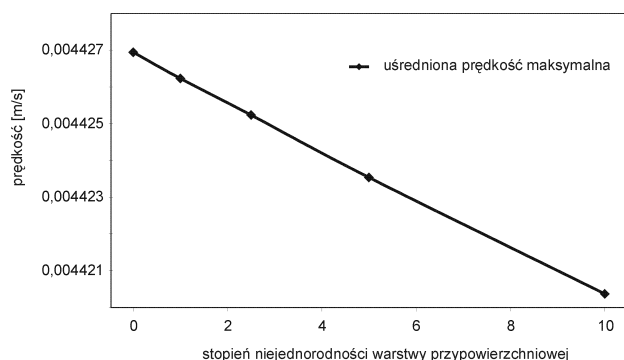
Rys. 3.4. Wykres zmian maksymalnych prędkości drgań terenu dla różnych orientacji płaszczyzn modalnych

Fig. 3.4. Relation between amplitudes of vibrations and orientations of nodal planes of the seismic source

3.4. Wpływ stopnia niejednorodności na wartość prędkości drgań

Ostatnim analizowanym czynnikiem był wpływ stopnia niejednorodności strefy przypowierzchniowej na maksymalne wartości prędkości drgań powierzchni terenu. Na rysunku 3.5

przedstawiono różnice pomiędzy uśrednionymi, maksymalnymi wartościami prędkości drgań terenu uzyskane metodą modelowań numerycznych z założeniem różnego stopnia (1%, 2,5%, 5% i 10%) niejednorodności warstwy przypowierzchniowej. Stopień niejednorodności np. 10% uzyskano poprzez wprowadzenie wahań (dochodzących do 10%) początkowej wartości prędkości propagacji fali sejsmicznej w warstwie przypowierzchniowej. Na rysunku 3.4 przedstawiono zależność pomiędzy wartościami uśrednionych maksymalnych prędkości drgań terenu zarejestrowanych dla modelu geologicznego o różnym stopniu niejednorodności warstwy przypowierzchniowej. W tabeli 3.1 przedstawiono uśrednione wartości prędkości maksymalnych uzyskane w wyniku modelowań numerycznych przy założeniu maksymalnej prędkości w źródle równej 10 [m/s]. Ponieważ w prezentowanych modelowaniach pominięte zostało zjawisko tłumienia energii, uzyskane wyniki można w prosty sposób przeliczyć dla dowolnie przyjętej prędkości w źródle.



Rys. 3.5. Zależność pomiędzy uśrednionymi maksymalnymi wartościami prędkości drgań terenu i stopniem niejednorodności warstwy przypowierzchniowej

Fig. 3.5. Relation between amplitudes of vibrations and inhomogeneities in surface watering layer

Tabela 2.1. Uśrednione maksymalne wartości prędkości drgań powierzchni terenu dla modeli o różnym stopniu niejednorodności warstwy przypowierzchniowej

Table 2.1. Averages of maximum velocity values for models with various range of inhomogeneities in surface watering layer

Stopień niejednorodności	Uśredniona, znormalizowana prędkość maksymalna drgań powierzchni terenu [m/s]
0 % (brak niejednorodności)	0,00442694
1%	0,00442623
2,5%	0,00442523
5%	0,00442354
10%	0,00442037

Stopień niejednorodności 1% oznacza dochodzące do 1% zaburzenia w prędkości propagacji fali sejsmicznej w warstwie przypowierzchniowej.

5. Dyskusja i wnioski

Przeprowadzona w artykule analiza wykazała, że wraz ze zmianą głębokości źródła fali, obserwuje się spadek uśrednionej wartości maksymalnej prędkości drgań gruntu zarówno dla modelu z jednorodną, jak i niejednorodną warstwą przypowierzchniową. Dla każdego położenia hipocentrum wstrząsu omawiane prędkości są większe dla modelu z warstwą przypowierzchniową bez niejednorodności. Dla ośrodka zuskokowanego wpływ niejednorodności na wartości uśrednionej prędkości maksymalnej jest większy niż dla ośrodka o budowie monoklinalnej.

Rozkład maksymalnych prędkości drgań terenu jest uzależniony od głębokości źródła fali sejsmicznej. Największe zróżnicowanie w rozkładzie prędkości maksymalnych występuje dla źródeł położonych najpłycej. Niejednorodności w warstwie przypowierzchniowej wpływają na nieznaczne zmniejszenie wartości prędkości drgań terenu. Niewielkie, co do wartości zmiany w rozkładzie uśrednionych prędkości maksymalnych i maksymalnych prędkości drgań terenu związane są głównie z niewielką miąższością warstwy przypowierzchniowej, znacznie mniejszą niż miąższość pozostałych warstw geologicznych przyjętych modeli geologicznych.

Zmiana kąta nachylenia płaszczyzn uskoku, dla założonego ścinającego mechanizmu ogniska powoduje, że maksymalne prędkości drgań powierzchni terenu nie pokrywają się z epicentrum wstrząsu. Symetria wykresu zmian maksymalnych prędkości obserwowana dla kątów o przeciwnych znakach i tych samych wartościach kąta nachylenia płaszczyzn modalnych świadczy o większym wpływie mechanizmu źródła niż niejednorodności warstwy przypowierzchniowej na położenie wartości maksymalnych drgań terenu.

Zaobserwowano liniową zależność między stopniem niejednorodności a uśrednioną maksymalną prędkością drgań obserwowanych na powierzchni terenu. Subtelny efekt wpływu niejednorodności na wartość prędkości drgań związany jest z niewielkimi rozmiarami warstwy nadkładu.

Podstawowym ograniczeniem zaproponowanej metody są duże wymagania stawiane środowisku obliczeniowemu. Schemat różnic skończonych w wersji siatek przesuniętych w przestrzeni i czasie, zastosowany do numerycznego rozwiązania równania ruchu wymaga od środowiska obliczeniowego wysokich mocy i dużych zasobów pamięci. Powyższe wymagania ograniczają znacznie zakres użytkowników zaprezentowanej metody.

Praca została sfinansowana w ramach badań statutowych Katedry Geoinformatyki i Informatyki Stosowanej Akademii Górniczo - Hutniczej nr 11.11.140.561

Literatura

- [1] Danek T., Franczyk A. 2004: Parallel and distributed seismic wave field modeling, Task Quarterly 8, No 4, 573-581.
- [2] Danek T., Pięta A., Leśniak A. 2008: Simulation of seismic waveforms from "Rudna" copper mine, Poland, using staggered grid, 31st General assembly of the European Seismological Commission : Hersonissos, Kreta, Grecja.
- [3] Oberc J., Serkies J. 1970: Geneza i rozwój Lubińskiego Złoża Miedzi, prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Seria B nr 160 – Wrocław.
- [4] Pięta A., Danek T., Leśniak A. 2009: Full waveform modeling of earthquakes induced by mining activities at Rudna Copper Mine, General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI 2009) Cape Town, Republika Południowej Afryki .

- [5] Plewa S. 1977: Wyniki badań petrofizycznych własności skał, Prace Geologiczne - Polska Akademia Nauk, Oddział w Krakowie. Komisja Nauk Geologicznych - Wrocław
- [6] Virieux J. 1986: P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51–4, 889-901.

Numerical modeling of ground vibration caused by underground tremors in LGOM mining area

Key words

wave field modeling, staggered grid, maximum velocity of ground vibration

Summary

Seismicity induced by mining is dangerous for people, mining excavations and surface infrastructure. Damages caused by seismic vibrations are also important from the economic point of view because of compensation payments.

In this presentation, vibrations caused by mining-induced tremors in the “Rudna” copper mine, Poland are modeled and analyzed. For people and buildings the most harmful are surface vibrations. Likewise vibrations at the exploitation level, they are dangerous for miners and mining equipment in the vicinity of excavations. The damages are especially serious if a mine is located under densely inhabited area. From economical point of view costs of damages are also large if mine is equipped with modern mining machinery. Even an approximate assessment of the energy of seismic vibrations can increase the safety of miners and reduce the costs of damages.

Copper deposits in western Poland are located in Permian sandstone and limestone sediments that form a monocline. Geological structure of this region is fairly good recognized because a large number of drilling from surface to crystalline basement. Petrophysical parameters of the rocks in this region are also known. Exploitation is carried on at a depth between 800 to 1200m where copper shells are located. Most seismicity occurs above those layers in dolomite and anhydrite rocks. They are rigid and favor the creation of seismic tremors of high energy. We estimated the energy of seismic vibrations on surface using numerical modeling of wave propagation. We used the model of geological strata from the vicinity of the “Rudna” mine with randomly distributed inhomogeneities in surface watering layer. We started modeling using source mechanism of tremors related to direction of the regional tectonic stresses. It was taken from the analysis of the archival tremors registered in this area. Then we changed orientations of nodal planes of the seismic source around this direction. It helped us to analyze the influence of source orientation on the amplitude of registered vibrations. The staggered grid finite difference method was used to solve the wave equation. The large number of modeling and huge size of each model forced us to use a parallel computer cluster for model evaluation. The calculated results allow the relative estimation of vibration energy in places on the surface, which are susceptible to destruction. These places were located in highly populated towns and settlements. This allows some prevention activities in places where hazard of strong vibrations is largest to be undertaken. It is also possible to approximate the energy of the vibration in places where sensors are not located.