

Henryk MARCAK

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydz. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków

Zagadnienia odwrotne w modelowaniu wstrząsów górniczych

Słowa kluczowe

Pomiary geofizyczne, sejsmiczne powierzchnie nieciągłości, zaciskanie mikropęknięć, migracja sejsmiczna

Streszczenie

Współczesny przemysł górniczy w Polsce jest ograniczony wieloma przeszkodami. Jedną z nich jest konieczność eksploatacji urobku z dużych głębokości, zarówno w kopalnictwie węglowym jak i rudnym. Konsekwencją tej sytuacji jest między innymi konieczność podejmowania eksploatacji w warunkiem zagrożenia tąpnięciami. Tąpnięcia niosą ze sobą duże ryzyko utraty zdrowia a nawet życia górników. Powodują jednocześnie istotne perturbacje w procesie wydobywczym i są związane z dużymi stratami ekonomicznymi. Istniejące metody geofizyczne pozwalają śledzić proces deformacji poprzedzającej tąpnięcie a w konsekwencji oceniać ryzyko jego powstania. Nie jest to jednak zadanie proste. Analogia pomiędzy ruchem dwóch mas powiązanych z poruszającą się ramą przy pomocy sprężyn oraz przesuwaniem mas na dwóch powierzchniach nieciągłości prowadzi do wniosku, że przewidywanie wstrząsów w konkretnej sytuacji górniczej jest niemożliwe. Jeżeli jednak zadamy pytanie, jakie warunki musiały być spełnione, aby wstrząs powstał (zadanie odwrotne) to okazuje się, że pomiary geofizyczne mogą spełniać istotną rolę w identyfikacji procesów deformacji niesprężystej w górotworze, które muszą poprzedzać powstanie silnego wstrząsu górniczego. Można pokazać, że silny wstrząs górniczy musi być poprzedzony kilkoma etapami deformacji takimi jak: odspojenie warstwy stropowej, wytworzenie płaszczyzny nieciągłości, rozwój tej strefy i związana z nim migracja sejsmiczna, zaciskanie szczelin w przyszłym obszarze źródłowym wreszcie sejsmiczna relaksacja. Rozwojowi kolejnych etapów deformacji towarzyszą zmiany własności fizycznych i zmiany emisji fal sprężystych, które można rejestrować metodami geofizycznymi. Strategia interpretacji wyników pomiarów geofizycznych, której celem jest identyfikacja poszczególnych etapów deformacji poprzedzającej wstrząs sejsmiczny pozwoli lepiej wykorzystać wyniki pomiarów sejsmicznych na kopalniach.

1. Wstęp

Wstrząsy sejsmiczne towarzyszą eksploatacji górniczej w wielu kopalniach węgla i miedzi w Polsce. Mechanizm tworzenia tych zjawisk i możliwości oceny ryzyka ich powstania jest przedmiotem wielu prac naukowych.

Najważniejsze pytanie jakie stawia się geofizykom zajmującym się rejestracją sejsmiczną w kopalniach, dotyczy możliwości przewidywania silnych zjawisk sejsmicznych

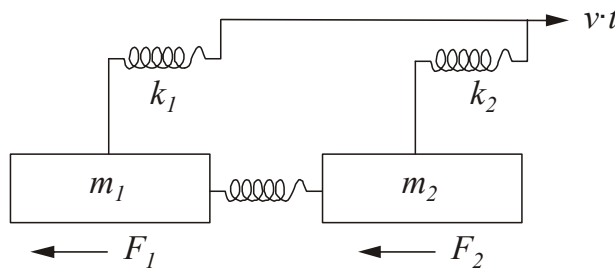
w konkretnych warunkach geologiczno-górnicznych. Odpowiedz na to pytanie nazywamy zagadnieniem prostym.

Można przewidzieć rozkład naprężeń sprężystych i towarzyszących im odkształceń w konkretnej sytuacji geologiczno-górnicznej. Wstrząs jest jednak zjawiskiem niesprężystym. Towarzyszące mu zmiany własności fizycznych, warunkujące rozwój procesów dynamicznych prowadzących do powstania wstrząsu, chociaż mogą powstać w wyniku rozwoju naprężeń, nie mogą być opisane w sposób jednoznaczny.

2. Model bifurkacyjny

W geofizyce znane są modele opisujące warunki powstania rozwoju i zaniku procesu dynamicznego, którego rezultatem jest wstrząs górnicy. Najprostszy z nich model ześlizgowy „stick-slip” pozwala przewidzieć ześlizg w oparciu o różnicę pomiędzy statyczną i dynamiczną siłą tarcia. Jeżeli jednak w rozważaniach uwzględnimy możliwość ześlizgu na kilku (co najmniej dwóch) powierzchniach to (Turcotte & Schubert 2002) model staje się nieprzewidywalny

Rozpatrzmy dwie masy m_1 i m_2 , które mogą się przemieszczać na powierzchni, powstrzymywane przez siły tarcia odpowiednio F_{s1} i F_{s2} (rys. 2.1).



Rys. 2.1. Model przemieszczania mas na powierzchni tarcia
Fig. 2.1. Model of moving masses on the friction surface

Masy są przyłączone do ramy poruszającej się ze stałą prędkością V , przy pomocy dwóch sprężyn o współczynnikach sprężystości odpowiednio k_1 i k_2 . Jeżeli masy są ze sobą połączone przy pomocy sprężyny o współczynniku sprężystości k_c to równowaga sił sprężystych jest opisana równaniem:

$$\begin{aligned} k_1 y_1 + k_c (y_1 - y_2) &= F_{s1} \\ k_2 y_2 + k_c (y_2 - y_1) &= F_{s2} \end{aligned} \quad (2.1)$$

gdzie:

y_1, y_2 – przemieszczenie odpowiednio mas m_1 i m_2 ,
 F_{s1}, F_{s2} – statyczne siły tarcia dla masy 1 i 2.

Jednocześnie równowaga dynamiczna ma postać:

$$\begin{aligned} m_1 \frac{d^2 y_1}{dt^2} + k_1 y_1 + k_c (y_1 - y_2) &= F_{D1} \\ m_2 \frac{d^2 y_2}{dt^2} + k_2 y_2 + k_c (y_2 - y_1) &= F_{D2} \end{aligned} \quad (2.2)$$

gdzie: F_{D1} i F_{D2} - dynamiczne siły tarcia.

Można pokazać (Turcotte, Schubert 2008), że przyjmując: $m_1=m_2$, $k_1=k_2=k$, $\tau = \frac{t}{m}$,

$$\frac{F_{S1}}{F_{D1}} = \frac{F_{S2}}{F_{D2}} = \phi, \quad \alpha = \frac{k_c}{k}, \quad \beta = \frac{F_{S2}}{F_{S1}}, \quad Y_1 = \frac{y_1}{F_1}, \quad Y_2 = \frac{y_2}{F_1}.$$

Równania sprowadzają się do zależności:

$$\frac{d^2}{d\tau^2} (Y_1 - Y_2) + (2\alpha + 1) (Y_1 - Y_2) = \frac{1}{\phi} (1 - \beta) \quad (2.3)$$

Jest to równanie z licznymi punktami bifurkacyjnymi co oznacza, że niewielkie zmiany parametru ϕ lub β w równaniu (2.3) mogą spowodować istotną zmianę przesunięć Y_1 i Y_2 . Korzystając z analogii pomiędzy modelem dwóch mas przesuwających się po powierzchni tarcia z rozwojem sejsmiczności na dwóch powierzchniach nieciągłości możemy stwierdzić, że naprężenia w strefach eksploatacyjnych mogą być rozładowane w różny sposób (np. przez kilka średnio-energetycznych zjawisk lub jeden wysokoenergetyczny) i kolejności tych zjawisk oraz rozkładu ich energii nie możemy przewidzieć. Nie możemy więc odpowiedzieć na pytanie wynikające z modelu prostego, gdzie i kiedy powstaną wstrząsy.

3. Dynamiczny rozwój deformacji przed wstrząsem

3.1. Odwrotne modele wstrząsów górniczych

Coraz częściej w geologii (Tarantola 1987) rozważa się modele odwrotne. Zagadnienia odwrotne dają odpowiedź na pytanie, jakie warunki musiałyby być spełnione, aby mogło zajść obserwowane zjawisko geologiczne. Dla zagadnień związanych ze wstrząsami górniczymi zagadnienie odwrotne sprowadza się do odpowiedzi na pytanie, jakie musiały zaistnieć warunki by powstał wstrząs sejsmiczny. Rozwiązanie tego zadania wymaga rozpoznania zmian dynamicznych w górotworze, łącznie z określeniem zmian własności fizycznych górotworu w czasie i przestrzeni, które poprzedzały silną relaksację energii sejsmicznej. Interpretacja wyników pomiarów sejsmicznych z tego punktu widzenia jest bardziej produktywna i budzi większe nadzieje.

Rozwój deformacji niesprężystej poprzedzającej silny wstrząs składa się z kilku etapów. O ile następstwo etapów warunkuje powstanie wstrząsu o tyle istnienie każdego kolejnego etapu nie oznacza, że silny wstrząs musi nastąpić, jedynie zwiększa prawdopodobieństwo jego pojawienia się. Kolejne etapy można identyfikować na podstawie zmian własności fizycznych

górotworu, które mu towarzyszą i które można rozpoznawać metodami geofizycznymi. Takimi etapami są:

Odspojenie warstw stropowych

W pracy A. Zorychty (2002) przeprowadzono analizę rozkładu naprężeń wokół typowego wyrobiska komorowego. Pokazano, że w dwóch stosunkowo wąskich strefach wzdłuż linii prostopadłych do ociosu naprężenia ścinające osiągają bardzo dużą wartość. Naprężenia ścinające mogą powodować powstanie odkształceń w postaci plastycznego płynięcia na granicach osłabień horyzontalnych lub odspojenie warstw stropowych. ten proces może być rejestrowany przy pomocy urządzeń rozporowych zainstalowanych w stropie (Orzepowski 1998), (Matwiejszyn, Ptak 2002) oraz przez pomiary geofizyczne sejsmologiczne i sejsmoakustyczne (Marcak 1992). Można pokazać (Marcak 1992), że skutkiem plastycznych lub ciągłych odkształceń w stropie jest regularne łamanie stropu, który można zauważyć na rejestracji emisji sejsmicznej i sejsmoakustycznej. Odstępy pomiędzy „strefami okopowymi” a więc strefami niesprężystej deformacji skał stropowych zależą od własności geometrycznych i mechanicznych warstwy stropowej. Wytwarzanie strefy okopowej powoduje zsuwanie bloku skalnego w stropie, i w rezultacie zwiększanie nacisku na eksploatowany pokład i tworzenie blokowej struktury nadkładu.

Tworzenie powierzchni nieciągłości w stropie

Proces deformacji warstw stropowych może być zakłócony przez niejednorodności w nadkładzie. Przez niejednorodności możemy rozumieć uskoki, pęknięcia, strefy osłabień ale również strefy dużego gradientu naprężeń ściskających. Rozwój naprężeń wytworzony na skutek odspojenia i ugięcia belki stropowej powoduje powstanie sił rozciągających lub ściskających zależnych od znaku krzywizny ugięcia. Zgodnie z teorią sprężystości (Jager & Cook 1971) naprężenie działające na przekrój belki oddalony od jej środka o y_0 jest określony przez zależność:

$$\delta = \frac{E \cdot y_0}{R} \quad (3.1)$$

gdzie: R jest krzywizną ugięcia belki stropowej a E modułem Younga. W wyniku istnienia tych naprężeń najczęściej powstają siły działające rozciągająco na nadkład. W przypadku odwrotnej krzywizny w warstwach stropowych obszary ściskania i rozciągania są odwrotne. Następuje obrót układu współrzędnych głównych. Pole naprężeń w warstwach stropowych, podobnie jak w pozostałych partiach górotworu jest zdeterminowane przez kierunki i wielkość naprężeń głównych. Od ich kierunku i wielkości zależy położenie płaszczyzn potencjalnego pęknięcia. Jeżeli odspojenie ma miejsce na granicy strefy niejednorodnej to obrót układu współrzędnych (przejście od układu aktywnego do pasywnego) powoduje (Marcak 2002), że płaszczyzna pęknięcia wynikająca z położenia układu naprężeń głównych zbliża się do powierzchni nieciągłości na którym realizuje się rozwój aktywności sejsmicznej. Zmiana układu naprężeń głównych i obrót płaszczyzn pęknięcia w wyniku tej zmiany może być również zauważona, gdy zmienia się nachylenie warstw stropowych (Marcak 1977) lub w przypadku występowania naprężeń wywołanych krawędziami w warstwach stropowych.

Na takich strefach przecinających bezpośrednio warstwy stropowe zgodnie z kryterium Griffitha można policzyć wartości naprężenia ścinającego, które może spowodować rozwarstwienie:

$$\delta_y = (\beta_0 + \beta_z \delta_z) \cdot \quad (3.2)$$

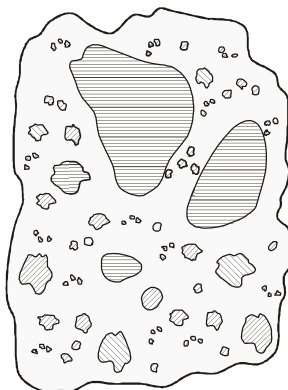
gdzie:

- β_0 – współczynnik kohezji warstw stropowych,
- β_z – współczynnik tarcia wewnętrznego,
- δ_z – naprężenie prostopadłe do powierzchni pęknięcia,

To czy takie naprężenia uruchomią dynamiczne procesy na stosunkowo dużej powierzchni potencjalnego pęknięcia zależy od wytrzymałości skały na tej powierzchni. Rozkład takiej wytrzymałości zmienia się w pionie i poziomie. Ośrodek ma osłabienia będące skutkiem jego budowy geologicznej (uskoki, pęknięcia) oraz historii geologicznej (długotrwały gradient naprężeń i ich korozji). Jednocześnie jednak powierzchnia nieciągłości w stropie zależy od δ_z a więc zarówno od wielkości powierzchni odsłoniętej (od granicy wyrobiska do miejsca pełnego zaciśnięcia), ale przede wszystkim od wysokości wyrobiska.

Jeżeli rozkład osłabień zanika szybko z wysokością, np. przy niewielkiej objętości wyrobiska, to prawdopodobieństwo uruchomienia silnego wstrząsu wyraźnie maleje.

Również w pionowym rozkładzie wzdłuż powierzchni nieciągłości rozkład elementów osłabienia jest losowy. Powstaje szereg niejednorodności rys. 3.1 w postaci obszarów w których lokalnie wytworzyły się powierzchnie nieciągłości (asperity) i mosty, na których nie nastąpiło pęknięcie. Wstrząs polega na pokonaniu oporów przeciw zsuwaniu lub na poszczególnych elementach tej powierzchni (pokonaniu oporów asperitów i mostów) albo na kilku z nich albo na wszystkich.

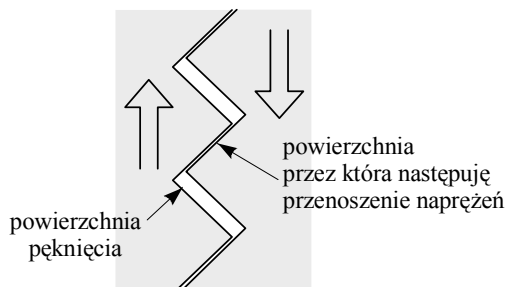


Rys. 3.1. Rozkład niejednorodności wytrzymałości na powierzchni sejsmicznej
Fig. 3.1. Distribution of inhomogeneity of the rock strength on seismic surface

3.2. Dynamika deformacji nieciągłych wzdłuż powierzchni nieciągłości

Każde pęknięcie powoduje powstanie powierzchni swobodnej, przez którą przenoszone są naprężenia. Powierzchnia nieciągłości i powierzchnia, przez którą następuje przenoszenie

naprężeń są różne (rys. 3.2) i stosunek tych powierzchni odgrywa dużą rolę w rozwoju sejsmiczności w górotworze.



Rys. 3.2. Powierzchnia pęknięcia i powierzchnia, przez którą przenoszone są naprężenia
Fig. 3.2. The surface of crack and the surface by which the stresses be transferred

Na skutek wstępnego przesunięcia na horyzontalnej powierzchni (w rezultacie zwolnienia naprężeń poziomych) powstaje obrót całego bloku skalnego i zróżnicowanie deformacji wzdłuż płaszczyzny nieciągłości. Górna część tego bloku (górną część płaszczyzny nieciągłości) została poddana ścisnaniu a dolna (w pobliżu wyrobiska) rozciąganiu. Tworzenie takiego niejednorodnego rozkładu naprężeń a zwłaszcza zamykanie szczelin i pęknięć w obszarze przyszłego pęknięcia jest warunkiem powstania wstrząsów sejsmicznych.

W rezultacie otrzymujemy przykładowy rozkład deformacji pokazany na rys. 3.1, na którym części zakreskowane oznaczają obszary nieciągłe utrzymujące się w równowadze dzięki zaciśniętym wypustom (asperity) a pozostałe nie zakreskowane obszary to mosty (obszary, w których nie nastąpiło pęknięcie). Wstrząs polega na utracie stabilności na określonym obszarze powierzchni nieciągłości. Taka utrata powoduje redystrybucję naprężeń wzdłuż powierzchni nieciągłości, która powoduje rozwój deformacji niesprężystej w czasie i spełnienie warunków dla następnej deformacji sejsmicznej.

Kolejne deformacje mogą powodować powiększenie powierzchni nieciągłości, czyli tzw. migrację sejsmiczną. W końcu mogą powstać warunki do końcowego osłabienia powierzchni nieciągłości, i do spełnienia warunków dla powstawania silnej relaksacji sejsmicznej.

3.3. Warunki potrzebne dla powstania silnego wstrząsu górniczego

Można pokazać (Akai & Richards 1980), że energię zjawiska sejsmicznego można modelować przy pomocy wzoru:

$$E = -\bar{v}\bar{u} \sum \bar{\delta} \quad (3.3)$$

gdzie:

- \bar{v} – sejsmiczna sprawność energetyczna,
- $\bar{\delta}$ – średnie naprężenie na powierzchni pęknięcia,
- \bar{u} – średnia wielkość przemieszczenia na powierzchni pęknięcia.

Z tego wzoru wynika, że ryzyko powstania wysokoenergetycznego wstrząsu sejsmicznego musi być poprzedzone powstaniem dużej powierzchni poślizgu. Tak rzeczywiście się dzieje.

Duże pęknięcie jest poprzedzone rozwojem sejsmiczności na dużym elemencie linearnym (Marcak 1985). Również rozwój tej powierzchni dla silnych wstrząsów może być zauważony na rejestracjach satelitarnych (Pilecka 2008).

Drugim elementem koniecznym do powstania silnego wstrząsu jest zamknięcie pęknięć w obszarze źródła sejsmicznego (Marcak 2002). W wielu wyrobiskach istnienie naprężeń nie wywołuje emisji sejsmicznej. W sejsmologii rejestruje się tzw. ciche wstrząsy (w niektórych rejonach sejsmicznych nawet powyżej 50% wszystkich ruchów przesuwczych), w których następuje przesunięcie mas skalnych bez efektów sejsmicznych.

Zamykanie szczelin jest realizowane przez obrót bloku skalnego i obrót układu współrzędnych. Nie można go jednak zrealizować, jeżeli ośrodek skalny nie jest wystarczająco wytrzymały, (jeżeli asperity nie są wystarczająco wytrzymałe to zamiast ich zamykania następuje ich niszczenie (Marcak 2008). Energia zjawiska sejsmicznego zależy od tego na ile uda się odbudować wytrzymałość skały w rejonie źródła sejsmicznego przed wstrząsem. Taka odbudowa jest możliwa jedynie, gdy powierzchnie nieciągłości są w stanie zamknąć się na nowo. Tak, więc silne wstrząsy mogą powstawać w takich skałach jak piaskowce, dolomity lub na dużych powierzchniach istniejących uskoków.

Powierzchnie ześlizgu groźne dla wyrobisk górniczych na ogół rozwijają się w otoczeniu wyrobiska, ale możliwy jest również ich rozwój w warunkach stropowych, poza otoczeniem wyrobiska i przeniesienie efektów sejsmicznych do wyrobiska przy pomocy mechanizmu automatu komórkowego (Marcak 1992). Ten rodzaj deformacji jest szczególnie trudny do śledzenia przy pomocy pomiarów geofizycznych, choć możliwy dzięki temu, że możemy estymować głębokościową współrzędną hipocentrow wstrząsów górniczych.

4. Geofizyczny efekt deformacji poprzedzającej wstrząs górniczy

Rozwiązanie zadania odwrotnego wskazuje na możliwości i ograniczenia w interpretacji wyników pomiarów geofizycznych prowadzonych na kopalniach dla oceny ryzyka powstawania tąpnięć. Nie możemy, co prawda przewidzieć wstrząsu górniczego, ale możemy w oparciu o pomiary geofizyczne identyfikować kolejne etapy w dynamicznym rozwoju tego zjawiska.

Jakość oceny zależy zarówno od ilości i jakości wyników pomiarów geofizycznych jak i od ich częstotliwości. Z drugiej strony prawidłowa interpretacja wyników tych pomiarów wymaga znajomości procesów rozwoju deformacji poprzedzającej silną relaksację sejsmiczną.

Możemy wykorzystać wyniki pomiarów z użyciem urządzeń rozporowych (Matwiejszyn & Ptak 2002; Orzepowski 1998) i pomiary sejsmiczne i sejsmoakustyczne (Marcak 1995, 1997, 2002) do rozpoznania deformacji plastycznej w stropie i odspojenia warstwy stropowej oraz określić kroku łamania. Pomiary sejsmiczne mogą być wykorzystane do identyfikacji powstania płaszczyzn nieciągłości. Trzeba zwrócić uwagę na wielkość powierzchni, na której rozwija się deformacja i dostosować metody interpretacji zapisów sejsmicznych do wielkości tej powierzchni. Wreszcie rozwój deformacji wzdłuż płaszczyzny nieciągłości można określić różnymi metodami, takimi jak sejsmiczne i sejsmoakustyczne (Marcak 1995, 1997, 2002) grawimetrycznymi. Można wykorzystać satelitarne pomiary radarowe (Pilecka 2008) do identyfikacji powierzchni nieciągłości. Również można ją identyfikować metodami sejsmicznymi (Pilecki 2008).

Rozwojowi deformacji w górotworze towarzyszą nie tylko zmiany samej powierzchni nieciągłości ale również w całej strefie ogniskowej, polegające na zamykaniu szczelin

i tworzeniu warunków do powstania głównego pęknięcia. Te zmiany w ośrodku skalnym można identyfikować metodami sejsmicznymi (Dubiński 1989) i grawimetrycznymi (Fajkiewicz 2007).

Reasumując trzeba stwierdzić, że strategia oparta na rozwiązaniu zadania odwrotnego pozwala znacznie pełniej i pewniej interpretować geofizyczne dane pomiarowe z kopalń dla oceny sejsmicznego zagrożenia wyrobisk górniczych.

Praca była finansowana z Grantu MEiSW nr PBS-Grecja/10/2007.

Literatura

- [1] Alu K., Richards P.G. 1980: *Qualitative Seismology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1-519.
- [2] Dubiński J. 1989: Sejsmiczna metoda wyprzedzającej oceny zagrożenia wstrząsami górnictwymi w kopalniach węgla kamiennego. *Prace GIG, seria dodatkowa*, Katowice.
- [3] Fajkiewicz Z. 2007: *Grawimetria stosowana*. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków, 424.
- [4] Jaeger J.C. Cook N.G.W. 1971: *Fundamentals of rock mechanics* Chapman and Hall L.T.D., 365.
- [5] Marcak H. 1985: Geofizyczne modele procesu destrukcji skał poprzedzające tąpnięcie i wstrząsy w kopalniach podziemnych. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. M-6*, 149-173.
- [6] Marcak H. 1992: Zastosowanie modelu dylatacyjno-plastycznego do oceny stanu zagrożenia tąpnięciami. *Zesz. Nauk. AGH, s. Geod. Stosowana, z. 9*, 39-57.
- [7] Marcak H. 1997: Teoretyczne podstawy badania zagrożeń naturalnych w kopalniach metodami geofizycznymi. *Mat. Szk. Eksp. Podz. CPPGSMiE*.
- [8] Marcak H. 2002: The influence of strata and tectonics on the rockburst risk In Polish mines. *Seismogenic Process Monitoring (Ogasarava M., Yanagidani T., Ando H. eds.)*. Balkema, Rotterdam, 51-61.
- [9] Marcak H. 2006: A Geophysical model for the analysis of seismic emission in the area of rock beam splitting caused by mining operations. *International Mining Forum 2006 Ed. Sobczyk and Kicki Taylor and Francis*, 73-87.
- [10] Marcak H. 2008: Fizyczne podstawy użycia metod geofizycznych w badaniach naprężeń w skałce. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi, t. 24, z. 2/3*, 177-199.
- [11] Marcak H., Stopyra J., Damżał J., Wróbel J. 1977: Zmiany parametrów strefy spękaną w stropie chodnika wykonanego w samodzielnej obudowie kotwiowej. *Przegląd Górniczy, 5, 7*.
- [12] Matwiejszyn A., Ptak M. 2002: Measurements of borehole deformations for assessment of rockburst hazard. *Seismogenic Process Monitoring (Ogasavara M., Yanagidani T., Ando M. eds.)*. Balkema, Rotterdam, 30-39.
- [13] Orzepowski S. 1998: Próba określenia ryzyka powstania tąpnięć na podstawie pomiarów deformacji w pionowych otworach i ich związek z zarejestrowaną sejsmicznością. *Materiały XXI Zimowej Szkoły Geomechaniki AGH*, 349-367.
- [14] Pilecka E. 2008: Analiza kierunków lineametrów indukowanej na terenie LGOM. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi, t. 24, z. 2/4*, 135-146.
- [15] Szreder Z., Pilecki J., Kłosiński J. 2008: Efektywność rozpoznania oddziaływań krawędzi eksploatacyjnych metodami tłumienia oraz prędkości fali sejsmicznej. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi, t. 24, z. 2/3*, 215-227.
- [16] Tarantale A. 1987: *Inverse problem theory*. Elsevier, Amsterdam, 320.
- [17] Turcotte D.L., Schubert G. 2002: *Geodynamics*. Cambridge University Press, 456.
- [18] Zorychta A. 2002: Tąpnięcia jako zjawiska utraty stateczności skał otaczających wyrobisko. *Geomechaniczne modele górotworu tąpającego. Bibl. Szkol. Eksp. Podz. Inst. Gos. Surow. Min.*

Inverse problems in modelling the mining shocks

Key words

Geophysical measurements, seismic surfaces of discontinuity, tightening of micro-cracks, seismic migration

Summary

The polish mining industry is limited with a number of obstacles. One of them is need of the exploitation from rather deep layers, in the coal and also the copper underground mines. The consequence of it is the need of carrying the mining activity with high risk of a rockbursts occurrence. The risk of a lost of miners health, even life must be considered. The geophysical method are used for investigate the deformation process in rockmasses prior the seismic events. A analogy between two masses movement on the friction surface, when they are linked to moving frame and between themselves with springs and sliding the parts of rock-masses along surfaces of discontinuity producing seismic shocks leads to conclusion, that the prediction of mining shocks is impossible. If however, the question consider the conditions at which shock occurred (opposite problem) this turns out that the geophysical measurements can be used for the identification of the inelastic deformation processes of the rock-masses, which have to precede the rise of strong mining shock. It can be shown, that the deformation before strong mining shock has several stages such as the splitting of top layer, occurring the sliding planes development of the seismic zone (zone of seismic migration), tightening micro-fractures and cracks in the volume of future seismic source and at last seismic relaxation. The development of the seismic inelastic deformations causes the changes of physical properties in rock-masses and the change of the seismic emission. Both changes can be recorded with the geophysical measurement system. The interpretation of the geophysical measurements recorded in underground mines leads to better results if its aim is the identification of the current stages of the inelastic deformation previous the seismic shock.

Przekazano: 25 maj 2009 r.