

HENRYK MARCAK*

Fizyczne podstawy użycia metod geofizycznych w badaniach naprężeń w skałach

Wprowadzenie

Empirycznie została sprawdzona zależność pomiędzy wynikami różnych pomiarów geofizycznych a efektami naprężeń, jakie występują w ośrodku skalnym. Dotyczy to zarówno struktury emisji fal sejsmicznych wywołanych relaksacją energii sprężystej w ośrodku poddanemu naprężeniom jak również zachodzącym w nim zmianom właściwości fizycznych, które można badać metodami geofizycznymi. Przedmiotem rozważań prezentowanych w tej pracy jest opis tych procesów fizycznych w skałach poddanych naprężeniom, które są źródłem geofizycznej informacji pomiarowej oraz związków pomiędzy tymi zmianami a rezultatami pomiarów jakie można uzyskać w kilku metodach geofizycznych.

Naprężenie w ośrodku skalnym, w kartezjańskim układzie współrzędnych, jest opisane przy pomocy tensora naprężeń:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (1)$$

gdzie:

σ_{ii} – naprężenia normalne do i -tej powierzchni

τ_{ij} – naprężenie styczne do i -tej powierzchni skierowane w j -tym kierunku.

* Prof. dr hab. inż., Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydz. GGiOŚ, Kraków; e-mail: marcak@agh.edu.pl

Skutkiem istnienia naprężeń są odkształcenia. Niech w wyniku istnienia naprężeń nastąpi przemieszczenie punktów ośrodka opisane przez wektor przemieszczenia $\vec{u}(u_1, u_2, u_3)$. Odkształcenia zdefiniowane jako pochodne składowych wektora przemieszczeń opisane wzorem:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2)$$

można napisać w układzie kartezjańskim w postaci tensora:

$$\begin{pmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{pmatrix} \quad (3)$$

Relacje pomiędzy tensorami naprężeń i odkształceń stanowią istotny element opisu zachowania się ośrodków fizycznych poddanych naprężeniom. W teorii sprężystości zakłada się, że te dwa tensory są do siebie proporcjonalne a w ośrodku izotropowym do jego wyrażenia wystarczą dwa niezależne współczynniki zwane współczynnikami sprężystości. W teorii sprężystości nie uwzględnia się dyssypacji energii sprężystej, która niewątpliwie jest przyczyną zarówno emisji fal sejsmicznych jak również trwałych zmian w ośrodku skalnym, które można rejestrować przy pomocy metod geofizycznych. Dlatego możliwości projektowania prac geofizycznych w celu określenia skutków wystąpień naprężeń w górotworze muszą opierać się na innym modelu związku pomiędzy naprężeniem i odkształceniem.

1. Niesprężysty model oddziaływania naprężenia na ośrodek skalny

Niesprężysta reakcja skał na przyłożone do niej naprężenia zależy od jej struktury. Skały dzielimy na trzy kategorie z punktu widzenia sposobu jej deformowania pod wpływem naprężeń. Są to:

- skały kruche,
- skały ciągliwe,
- skały plastyczne.

Bardzo często badania geofizyczne dotyczą rozpoznania skutków naprężeń w skałach kruchych. Mamy wówczas do czynienia z deformacją niesprężystą polegającą na:

- tworzeniu pęknięć,
- propagacji istniejących pęknięć,
- zmianie morfologii powierzchni pęknięcia.

Każdej takiej deformacji trwałej towarzyszy zamiana energii sprężystej na energię związaną z tworzeniem nowych powierzchni, ciepło i energię fal sprężystych emitowanych z ośrodka.

Istniejące pęknięcia w skale są uzupełniane nowopowstającymi pęknięciami lub poddawane są zmianom w wyniku ich otwierania lub zamykania.

Ośrodek skalny należy traktować jako spękany, a więc taki, którego właściwości mechaniczne zależą od liczby spękań, ich wielkości, orientacji, gęstości i rozwarcia, stopnia wypełnienia i rodzaju materiału wypełniającego. Zmiany naprężeń wpływają na zmiany tych parametrów. Od tych parametrów zależy również wynik pomiaru geofizycznego. Pęknięcia mogą mieć różny charakter. Mogą to być pęknięcia ścinające (tzw. pęknięcia II mody), którym nie towarzyszy zmiana objętości. Jednak z obserwacji, jakie są prowadzone w kopalniach wynika, że najczęściej są to pęknięcia związane ze zmianą objętości (I moda). Takimi pęknięciami zajmiemy się w dalszych rozważaniach.

2. Rozwój pęknięć pod wpływem naprężeń

W badaniach geofizycznych bardzo istotne jest określenie procesu rozwoju parametrów charakteryzujących zależność pomiędzy rozwojem mikrospekkań a poziomem naprężeń przyłożonych do ośrodka skalnego. Można ten efekt prześledzić na przykładzie zachowania cylindrycznej próbki skalnej poddanej naprężeniom różnicowym $\sigma_1 - \sigma_3$, (σ_1 – naprężenie osiowe, σ_3 – naprężenie okólne) w wyniku czego powstają odkształcenia osiowe ε_1 i odkształcenia okólne ε_3 oraz odkształcenia objętościowe którego wielkość jest równa $\varepsilon_v = \frac{\Delta v}{v}$,

gdzie Δv – przyrost objętości, a v miarą objętości.

Etapy odkształcenia można podzielić na stadia (Brady 1974):

- I stadium nieliniowego odkształcenia próbki skalnej. W tym stadium następuje zamykanie się mikroszczelin w kierunku prostopadłym do działania σ_3 ,
- II stadium liniowości odkształceń. Zależność pomiędzy odkształceniami i naprężeniami jest liniowa, choć niesprężysta,
- III stadium liniowości charakterystyk krzywej ε_z i nieliniowości zależności ε_1 i ε_v w funkcji $\sigma_1 - \sigma_3$,
- IV przy naprężeniu o wartości około 75% naprężenia niszczącego powstaje stadium wzrostu objętości skały zwane dylatacją. Na tym etapie rozwoju deformacji lawinowo tworzą się puste przestrzenie na poziomie podstawowej struktury petrograficznej i jest on związany ze zmniejszeniem gęstości skały rzędu 4%.

Dylatacja powoduje intensywny rozwój systemu szczelin, co ma konsekwencje w zmianie takich parametrów ośrodka skalnego jak jego prędkość i tłumienie fal sejsmicznych, gęstość i przewodność elektryczna. Dylatacja jest więc istotnym procesem z punktu widzenia możliwości rozpoznania deformacji wywołanej naprężeniem przy pomocy metod geofizycznych.

Po okresie dylatacji można się spodziewać ekspansji szczelin i ich koalescencji. W ośrodku rzeczywistym procesy dylatacji i koalescencji również zachodzą, co jest

przyczyną powstawania skomplikowanej i różnorodnej struktury systemów spękań i nieciągłości w rzeczywistych strukturach skalnych.

Pęknięcia w ośrodku geologicznym mają bardzo zróżnicowane rozmiary. Począwszy od mikroszczelin w strukturze mineralnej skał poprzez nieciągłości na poziomie podstawowych jednostek strukturalnych (ziaren lub mikrobloków) aż po pęknięcia rzędu setek metrów.

Przy projektowaniu badań geofizycznych, powinno się uwzględniać rozmiar pęknięcia, które chcemy badać. W szczególności trzeba rozróżnić sytuacje, w których stosunek wielkości pola obserwacyjnego do średniej długości pęknięcia jest duży (przestrzenny rozkład nieciągłości) oraz mały (pojedyncze pęknięcia dłuższe niż pole obserwacyjne). Niemniej, zmiany jakie zachodzą w skalnym ośrodku nieciągłym zależą od:

- sposobu pęknięcia (spękania mogą tworzyć strefy, mogą też być rozłożone losowo w przestrzeni lub mogą być pojedynczą nieciągłością),
- gęstości spękań lub odległości pomiędzy strefami spękanymi,
- tarcia na powierzchni nieciągłości,
- stopnia nasycenia szczelin (zwłaszcza wodą złożową),
- wytrzymałości skały, w której powstaje pęknięcie,
- orientacji stref spękaných,
- szorstkości powierzchni nieciągłości,
- materiału wypełniającego szczeliny,
- rozmiaru powierzchni nieciągłości.

Te parametry wpływają również na strukturę obserwacji geofizycznych prowadzonych w skałach poddanych naprężeniom.

3. Morfologia pęknięcia

Bardzo istotnym parametrem związanym z wytrzymałością ośrodka spękanego jest morfologia powierzchni pęknięcia.

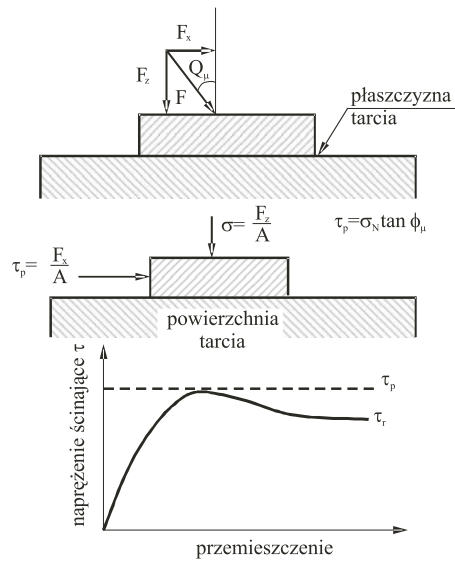
Bardzo często przemieszczenie mas skalnych w ośrodku skalnym przybliża się przez analizę ruchu ciężarka o powierzchni A poruszającego się po powierzchni tarcia. Na ciężarek działa siła $Q_{\mu}(F_x, F_z)$ lub naprężenia σ, τ_p . Po przekroczeniu naprężenia krytycznego τ_p , który zależy od rodzaju powierzchni rozpoczyna się ruch trwały ciężarka (rys. 1).

Przyjmuje się (Carr i in. 1989), że ma ona charakter fraktalny. Praktycznie oznacza to, że jeżeli zbudujemy wariogram zmian wysokości powierzchni pęknięcia (nad wybrany poziom odniesienia tej powierzchni) $z(\xi_i)$ w wybranych N punktach o stałym odstępnie w postaci zależności:

$$V(r) = \frac{1}{N-S} \sum_{i=1}^{N-S} [z(\xi_i + r) - z(\xi_i)]^2 \quad (4)$$

gdzie:

S – wielkość okna w którym obliczamy wariogram.



Rys. 1. Rozwój deformacji wzdłuż nieciągłości w ośrodku skalnym Q_{μ} (F_x, F_z) – siła działająca na masę, A – powierzchnia masy, σ – naprężenie pionowe, τ_p – naprężenie ścinające

Fig. 1. The development of deformation along discontinuity in rocks medium Q_{μ} (F_x, F_z) – force on the load, A – surface of load, σ – the vertical stress, τ_p – the shear stress

Wówczas:

$$V(r) = A \cdot r^{\beta} \quad (5)$$

czyli rozkład wielkości $z(\xi_i)$ ma charakter fraktalny z wykładnikiem:

$$D = 2 - \beta/2 \quad (6)$$

Rozmiar długości odcinka prostoliniowego powierzchni pęknięcia jest wówczas opisany równaniem:

$$L(\delta) = L_0 \delta^{1-D} \quad (7)$$

Rozkład fraktalny ma tzw. cechę samopodobieństwa, czyli że:

$$D = \frac{\log N}{\log l/\rho} \quad (8)$$

gdzie:

ρ – współczynnik skalowania.

Dzięki tej właściwości można uznać, że istnieje podobieństwo w kształcie powierzchni pęknięcia dwóch powierzchni w różnych skalach. Możliwe jest również wnioskowanie o właściwościach pękniętej powierzchni pomierzonej w dużej skali na podstawie zachowania próbki poddanej obciążeniom w prasie sztywnej.

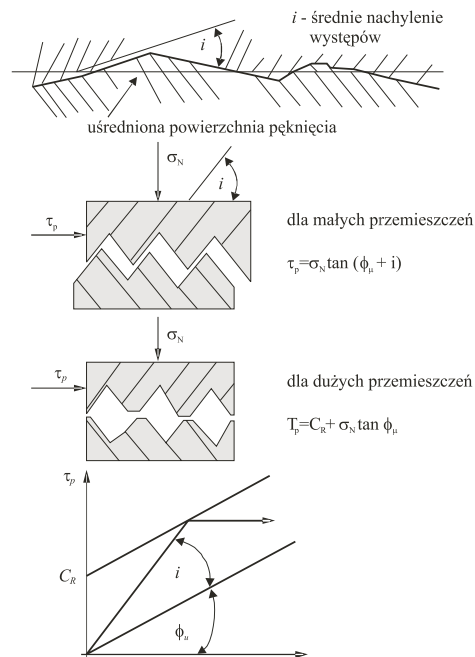
4. Mechaniczne właściwości ośrodka spękanego

Najczęściej oddziaływania mechaniczne w ośrodku skalnym, w którym występuje nieciągłość w skale, rozpatruje się analogicznie do rozważań związanych z przesuwaniem masy na powierzchni tarcia. Po przekroczeniu ścinającego naprężenia granicznego τ_p (rys. 2) masa zaczyna ruch, który trwa nawet przy niższej wartości naprężenia τ niż wartość τ_p , przy którym ześlizg się rozpoczął. Taki system nazywamy systemem sprężystym z jednym stopniem swobody.

Najprostszym modelem opisującym zachowanie skały zawierającym w swojej strukturze nieciągłość jest określenie naprężeń ścinających jako:

$$\tau_p = \sigma_N \tan \Phi_\mu \quad (9)$$

gdzie σ_N jest naprężeniem normalnym do powierzchni pęknięcia, a Φ_μ jest kątem tarcia.

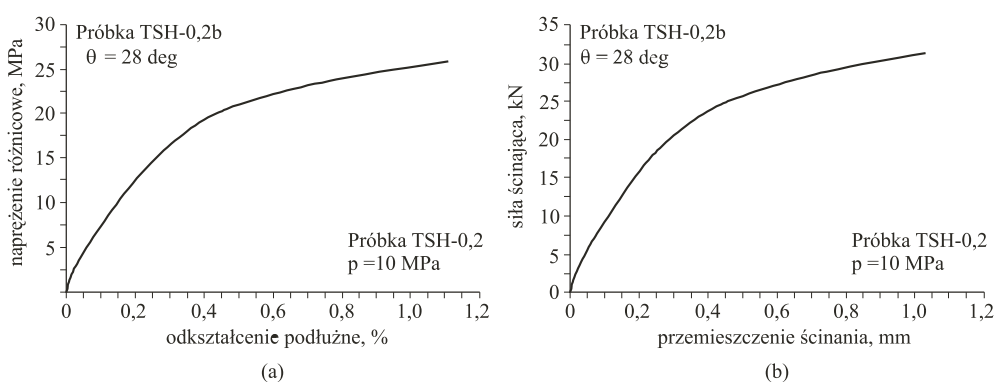


Rys. 2. Deformacja powierzchni nieciągłości w ośrodku skalnym. C_R – kohezja

Fig. 2. The deformation of fracture surface in rocks. C_R – coefficient of cohesion

Kąt tarcia zależy od stopnia rozwarcia szczeliny. Można to zrozumieć analizując uproszczony przykład morfologii pęknięcia przedstawiony na rysunku 2.

Przesunięcie masy powoduje rozwarcie szczeliny i zmianę morfologii powierzchni pęknięcia oraz obniżenie tarcia (zmianę kąta tarcia z $\Phi_{\mu} + 1$ na Φ_{μ}). Przykładem takich zmian są wyniki pomiarów laboratoryjnych, w których badano próbki piaskowca z kopalni Zofiówka (Kwaśniewski, Wang 1997) (rys. 3). Badana była próbka piaskowca z płaszczyzną poślizgu nachyloną względem pionowej osi próbki pod kątem 28 deg. Wyniki badań przedstawione na rysunku 3 wskazują na to, że przy przemieszczeniu podłużnym rzędu 0,4% następuje zmiana jakości wykresu wskazująca na zmianę zależności pomiędzy siłą ścinającą a przemieszczeniem ścinania.



Rys. 3. Zależności (a) $(\sigma_1 - \sigma_3) = f(\epsilon_1)$, gdzie σ_1 i σ_3 naprężenia główne, ϵ_1 – odkształcenie pionowe oraz (b) siły ścinającej F_t w funkcji przemieszczenia ścinania u_t (badanej na konwencjonalnej trójosiowej maszynie przy ciśnieniu okólnym 10 MPa (Kwaśniewski, Wang 1997)

Fig. 3. The relation (a) $(\sigma_1 - \sigma_3) = f(\epsilon_1)$, where σ_1 and σ_3 the principal stresses, ϵ_1 – vertical strain and (b) shear stress F_t as a function of the displacement u_t (closing of cracks) tested in three-axial machine.

The compression was realized with confining stress 10 MPa (Kwaśniewski, Wang 1997)

Dla rzeczywistej próbki z fraktalnym rozkładem występów morfologicznych powierzchni opór na powierzchni pęknięcia zmienia się w sposób ciągły malejąc pod wpływem wzrostu siły ścinającej.

Wytrzymałość skały, w której jest pęknięcie zależy od morfologii powierzchni pęknięcia i jej nachylenia w stosunku do kierunku działania siły. W szczególności energia deformacji w momencie utraty stateczności jest bezpośrednio zależna od tej morfologii. Czym mniejszy jest stosunek powierzchni pęknięcia, przez którą następuje przenoszenie naprężeń do powierzchni całkowitej pęknięcia, tym większy jest udział w odkształceniu składników niesprężystych, a tym samym dyssypacji energii sprężystej nawet przy niedużych naprężeniach ścinających – źródle tych odkształceń.

5. Zależność sposobu poślizgu od naprężeń normalnych do nieciągłości

Po przekroczeniu progu niestabilności propagacji spękań następuje ich niekontrolowana, samopodtrzymująca się propagacja.

Niech w systemie jednostopniowego układu mechanicznego reprezentowanego przez przesuwaną się masę sprężyna o współczynniku sprężystości k wytwarzająca siłę styczną działającą na masę. Została ona rozciągnięta do długości δ_0 zanim został uruchomiony ruch masy. Siła przyłożona do sprężyny w czasie ruchu, kiedy przesunięcie jest równe δ może się wyrazić przez zależność:

$$F_t = k(\delta_0 - \delta) \quad (10)$$

W zależności od wartości k , a więc współczynnika sprężystości takiego układu mechanicznego może on się zachowywać istotnie różnie. W szczególności, jeżeli zależność siły tarcia w funkcji przemieszczenia $T = M\delta$ ma większe nachylenie niż nachylenie $F = k\delta$ to przesunięcie ma charakter niestabilny i wyzwala się energia, którą możemy estymować wzorem (Teissere 1986):

$$E(\delta) = \frac{1}{2}(\tau_t - \tau) \cdot (\delta_0 - \delta) > \int_{\delta_0}^{\delta} \tau(\delta') d\delta' \quad (11)$$

gdzie τ_t jest maksymalną wartością naprężenia, przy którym rozpoczyna się ruch masy i przemieszczenie jest równe δ_0 ; $\tau(\delta')$ jest zależnością pomiędzy naprężeniem i przemieszczeniem w czasie ruchu.

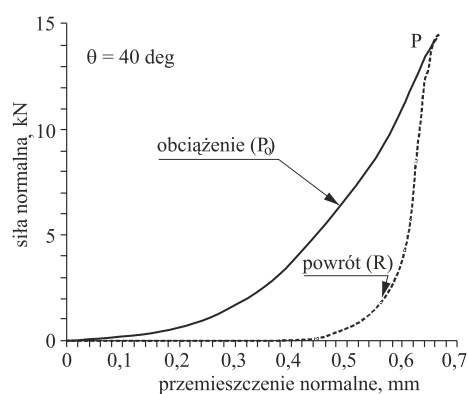
Z tych rozważań wynika, że bardzo istotnym elementem decydującym o powstaniu niestabilności jest wartość różnicy naprężeń $\tau_t - \tau_p$, gdzie τ_t to maksymalna wartość naprężeń, jakie mogą być osiągnięte w trakcie obciążenia i τ_p – naprężenie jakie osiąga system na końcu procesu relaksacji energetycznej.

Jest oczywiste, że większe naprężenie normalne powoduje wyraźnie mniejsze rozwarcie w szczelinie. Dowodzą tego doświadczenia laboratoryjne, z których wynika, że zwiększenie naprężeń normalnych do powierzchni pęknięcia powoduje z jednej strony zwiększenie wartości maksymalnych naprężeń ścinających, a z drugiej strony zmniejszeniu rozwarcia szczeliny (Goodman i in. 1980). Jest to jednak możliwe, jeżeli morfologia powierzchni pęknięcia nie ulegnie zmianie w czasie zamykania szczelin. Niekiedy bowiem dochodzi do jej zniszczenia.

Na rysunku 4 widać wyniki badań zależności pomiędzy wielkością zamknięcia sztucznej szczeliny w próbce piaskowca (wykonanej pod kątem 40 deg) z kopalni Zofiówka a przyłożoną siłą normalną do tej powierzchni. Początkowa reakcja w postaci zamykania szczeliny staje się coraz mniejsza jeżeli szerokość szczeliny osiąga wartość bardzo małą a energia sprężysta raczej jest zamieniana na niszczenie morfologii powierzchni pęknięcia

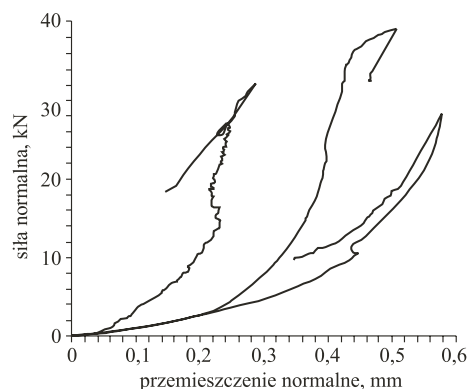
niż na zamykanie szczeliny. Świadczą o tym duże różnice zależności pomiędzy przemieszczeniem normalnym (zamykaniem szczelin) i siłą normalną działającą na jej powierzchnię w czasie obciążenia i odciążenia próbki (rys. 4). Różnica pola powierzchni pod obydwoma krzywymi jest miarą energii niesprężystej, jaka została zużyta na niszczenia powierzchni pęknięcia.

Na rysunku 5 pokazano, że w wyniku wzrostu naprężeń zamykanie szczelin może być wstrzymane i zamienione na jej otwieranie, jeżeli proces niszczenia powierzchni pęknięcia i rozwój dylatacji w strefie bliskiej niejednorodności daje większy efekt niż zamykaniem szczeliny.



Rys. 4. Charakterystyka siła normalna – przemieszczenie normalne (ściskanie pęknięć) przy obciążaniu i odciążaniu (Kwaśniewski, Wang 1998)

Fig. 4. The relation normal stress – normal displacement (closing of cracks) with loading and unloading of rock samples (Kwaśniewski, Wang 1998)



Rys. 5. Zamykanie się pęknięć poddanych działaniu siły normalnej i siły ścinającej i dylatacja na powierzchni pęknięcia (Kwaśniewski, Wang 1998)

Fig. 5. Closing of the fractures under normal stresses and shear stresses. Dylatacy on fracture surface (Kwaśniewski, Wang 1998)

6. Zmiany systemów spękań w ośrodku skalnym poddanym naprężeniom

Dotychczasowe rozważania prowadzą do następujących wniosków:

- w skałach kruchych odkształcenia niesprężyste prowadzą do rozwoju spękań i szczelin, ich otwierania i zamykania,
- wzrost naprężeń powoduje lawinowy rozwój spękań zwany dylatacją czemu towarzyszą zmiany własności fizycznych ośrodka, emisja fal sprężystych, wzmoczoną, anomalną deformację ośrodka,
- proces utraty stateczności ośrodka związany z wyzwoleniem energii kinetycznej może wystąpić jeżeli różnica między maksymalnymi naprężeniami ścinającymi przed i po deformacji związanej z relaksacją energii sejsmicznej jest wystarczająco duża. Czym większa jest ta różnica tym większa jest wyzwolona energia kinetyczna i sejsmiczna,
- osiągnięcie dużej wartości maksymalnych naprężeń ścinających jest możliwe jeżeli nastąpi zamykanie szczelin i pęknięć. Takiemu zamykaniu towarzyszą zmiany własności fizycznych ośrodka.

Tak więc pomiary geofizyczne które projektuje się dla określenia wielkości naprężeń działających na ośrodek skalny w rzeczywistości rejestrują zmiany systemów spękań i porów które powstają w wyniku istnienia tych naprężeń. Dzielimy je na metody pasywne związane z rejestracją fal sprężystych powstałych w wyniku niesprężystych deformacji ośrodka skalnego oraz na metody aktywne polegające na rejestracji zmian właściwości fizycznych takiego ośrodka.

7. Pomiary sejsmiczne i sejsmoakustyczne

Każdej deformacji kruchej towarzyszy emisja fal sprężystych. Jeżeli wokół źródeł fal sprężystych zostaną rozłożone czujniki, które przetwarzają drgania mechaniczne na drgania elektryczne można takie drgania zarejestrować i wyniki rejestracji interpretować.

Zasadniczym parametrem decydującym o sposobie pomiarów fal sprężystych wywołanych niesprężystą deformacją w ośrodku skalnym i ich interpretacji jest pasmo częstotliwości, w którym prowadzi się rejestrację. Można przyjąć, że pasmo częstotliwości, jakie wykorzystuje się do rejestracji fal sejsmicznych jest odwrotnie proporcjonalne do wielkości rozmiarów źródła drgań sejsmicznych.

Jeżeli uwzględnić model źródła sejsmicznego w postaci pary sił opisany wzorem (Aki, Richards 1980):

$$f_1(\bar{\eta}\tau) = -M_0 \delta(\eta_1) \cdot \delta(\eta_2) \cdot H(\tau) \frac{\partial}{\partial \eta_3} \cdot \delta(\eta_3) \quad (12)$$

$$f_3(\bar{\eta}\tau) = -M_0 \delta(\eta_2) \cdot \delta(\eta_3) \cdot H(\tau) \frac{\partial}{\partial \eta_1} \cdot \delta(\eta_1)$$

gdzie:

- $\delta(\eta_1)$ – funkcja delta równa 1 gdy $\eta = \eta_1$ i 0 jeżeli $\eta \neq \eta_1$, pochodna pokazuje kierunek prostopadły do siły,
- $H(T)$ – funkcja Heaviside (1 gdy $t < \tau = \eta_1$, 0 gdy $t > \tau$), $\bar{\eta}(\eta_1, \eta_2, \eta_3)$ punkt w którym przyłożona jest siła,
- M_0 – moment sejsmiczny wyrażony wzorem:

$$M_0 = \mu \bar{u} \Sigma \quad (13)$$

gdzie:

- μ – moduł sztywności,
- \bar{u} – średnia wielkość przemieszczenia,
- Σ – powierzchnia pęknięcia.

Również można wyznaczyć energię sejsmiczną

$$E_S = -\mathfrak{G} M_0 \bar{\delta} / \mu \quad (14)$$

gdzie:

- $\bar{\delta}$ – średnie naprężenie na pęknięciu,
- \mathfrak{G} – sejsmiczna sprawność energetyczna.

Energia fali sejsmicznej zależy przede wszystkim od rozmiarów źródła sejsmicznego, ale również od spadku naprężeń na powierzchni pęknięcia i wielkości przemieszczenia mas skalnych.

Dwie właściwości procesu emisji sejsmicznej są istotne. Pierwszą jest zależność pomiędzy ilością zjawisk sejsmicznych N i ich energią E . Ten rozkład jest opisany zależnością Gutenberga-Richtera w postaci:

$$\log N(E) = a - b \ln E \quad (15)$$

gdzie a i b stałe.

Prawo to wskazuje na eksponentialny wzrost liczebności zjawisk sejsmicznych w miarę spadku ich energii.

Drugą istotną właściwością sejsmicznego pola falowego jest zależność tłumienia fal od ich częstotliwości. Dekrement tłumienia zależy liniowo od logarytmu częstotliwości. Fale wysokoczęstotliwościowe o małej energii są bardzo intensywnie tłumione. W związku z tym okno obserwacyjne dla fal słabo energetycznych, wysokoczęstotliwościowych, licznych, jest małe, skoncentrowane wokół czujników, a pole falowe wywołane tymi drganiem może być zaburzone przez strukturę geologiczną.

Jeżeli prowadzimy rejestrację w niskim paśmie częstotliwości, przy pomocy stosunkowo odległych czujników, to należy się spodziewać nielicznych zjawisk wywołanych dużymi źródłami, a rejestracje najczęściej zawierają zapisy fal objętościowych P i S oraz fal powierzchniowych. Interpretacja zapisów zależy od tego czy proces odkształcenia niesprężystego rozwija się w dużej objętości poddanej naprężeniom czy też w strefie przygotowywanej niestabilności. Doświadczenia zdobyte w polskich kopalniach wskazują na to, że w zależności od rodzaju źródła fal sejsmicznych i pasma częstotliwości, w którym prowadzony jest pomiar emisji mamy różne sposoby interpretacji zmian emisji fal sprężystych:

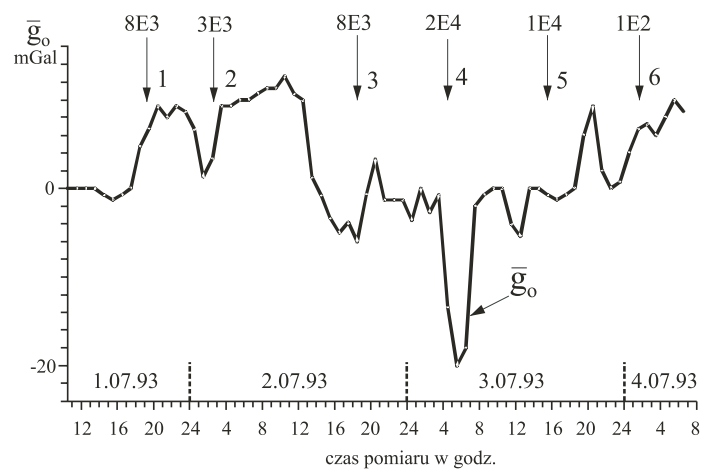
- A. Pomiary wysokoczęstotliwościowe (sejsmoakustyczne) źródła objętościowe:
 - zwiększenie ilości zarejestrowanych sygnałów sejsmicznych w jednostce czasu (aktywności) w niektórych ośrodkach skalnych takich jak węgle i tufy jest związane z zwiększeniem naprężeń. Intensywne pęknięcia, jakie powstaje w skałach o specjalnej strukturze petrograficznej jest skutkiem dużej dylatacji,
 - zwiększenie koncentracji źródeł fal sejsmicznych w określonym rejonie ośrodka wskazuje zwiększenie prawdopodobieństwa utraty jego stateczności.
- B. Pomiary wysokoczęstotliwościowe (sejsmoakustyczne) – źródła strefowe:
 - zwiększenie aktywności w wyniku pełzania wstępnego na powierzchni pęknięcia we wstępnej fazie tworzenia tej strefy powoduje zwiększenia aktywności sejsmicznej,
 - zamykanie szczelin i wzmacniania ośrodka poprzedzające główne przemieszczenie powoduje spadek aktywności sejsmoakustycznej.
- C. Pomiary sejsmiczne:
 - zwiększenie naprężeń różnicowych powoduje zwiększenie efektywności sejsmologicznej i tworzenie wstrząsów o większej energii w przypadku emisji ze źródeł skupionych.

8. Pomiary mikrogravimetryczne

Zmiana gęstości objętościowej ośrodka skalnego w wyniku rozwoju szczelin i pęknięć jest najbardziej oczywistym parametrem, który zmienia się wraz z otwieraniem i zamykaniem szczelin.

Na rysunku 6 pokazano ciągłe pomiary zmian sił ciężkości w przekopie kopalni „Mysłowice”. Prowadzono tam jednocześnie pomiary sejsmiczne dla estymowania energii zjawisk sejsmicznych.

Większość wstrząsów występujących w czasie pomiarów jest poprzedzona wzrostem otwarcia lub ilości pęknięć (faza dylatacyjna związana ze zmniejszeniem gęstości objętościowej i spadkiem wartości siły ciężkości) i etapem ich zamykania (wzrost gęstości objętościowej skały i wzrost wartości siły ciężkości) koniecznych do tego, aby wystąpiła niestabilność w ruchu górotworu.



Rys. 6. Ciągły zapis zmian siły ciężkości powstały w wyniku rozwoju zjawisk dynamicznych w górotworze oraz rozkład epicentrow wstrząsów górniczych. Praca zespołowa pracowników Zakładu Geofizyki AGH: Z. Fajkiewicz, J. Radomiński i KWK „Mysłowice”: A. Matwiejszyn, M. Ptak
 \bar{g}_o – obserwowana wartość siły ciężkości uśredniona w interwałach 1-godzinowych,
 8E3 – energia wstrząsu, E = 8 103J, 1 – nr wstrząsu

Fig. 6. Continues record of the gravity force changes in result of the development dynamic phenomena in rock masses and distribution of mining seismic epicenters. The result of join work from Institute of Geophysics Z. Fajkiewicz, J. Radomiński and mine "Mysłowice": A. Matwiejszyn, M. Ptak.
 \bar{g}_o – the value of observed gravity force averaged in 1-hour periods

9. Metody sejsmiczne

W metodach sejsmicznych do badania skutków wystąpienia naprężeń wykorzystuje się rejestrację zmian parametrów sejsmicznych, takich jak prędkości fali podłużnej i poprzecznej oraz ich tłumienia. Te zmiany można tłumaczyć przy pomocy dwóch mechanizmów. W pierwszym z przemieszczenie dwóch powierzchni pęknięcia o wielkości ρ_1 i ρ_2 i opisem właściwości obwodu elektrycznego. Równowaga sił w układzie mechanicznym może być opisana zależnością:

$$B(\rho_1 - \rho_2) + \beta \frac{d}{dt}(\rho_1 - \rho_2) = Q \quad (16)$$

gdzie:

- B – współczynnik sprzężenia sprężystego,
- β – współczynnik sprzężenia lepkiego,
- Q – siła zewnętrzna.

Jednocześnie równanie opisujące właściwości elektryczne obwodu elektrycznego ma postać:

$$R \frac{dq}{dt} - \frac{1}{C} q = E(t) \quad (17)$$

gdzie:

- q – wielkość ładunku elektrycznego,
- R i C – oporność i pojemność elementów występujących w obwodzie elektrycznym,
- $E(t)$ – siła elektryczna.

Z analogii równań (16) i (17) (Bodu, Lang 1996) wynika, że oporności elektrycznej odpowiada prędkość fali sejsmicznej, a pojemności elektrycznej napięcie ścinające. Dzięki temu można określić zawadę akustyczną Z_i i współczynniki tłumienia sejsmicznego γ_i gdzie i wskazuje albo falę podłużną $i = P$ albo falę poprzeczną $i = S$.

Z tej analogii wynika (Bodu, Lang 1974), że:

$$Z_p = \left(\frac{-E\mu}{\omega^2} + \frac{\eta k \cot(kh) \mu h}{\omega^2} + \rho h^2 \mu \right)^{1/2} \quad (18)$$

$$Z_s = \left(\frac{E\mu}{\omega^2} + \frac{\eta k \cot(kh) E h}{\omega^2} + \rho h^2 E \right)^{1/2}$$

$$\gamma_p = \left(\frac{E}{\mu h^2} + \frac{\eta k \cot(kh)}{\mu h} + \frac{\rho \omega^2}{\mu} \right)^{1/2}$$

$$\gamma_s = \left(\frac{\mu}{E h^2} + \frac{\eta k \cot(kh)}{E h} + \frac{\rho \omega^2}{E} \right)^{1/2}$$

gdzie:

- E – moduł Younga,
- μ – moduł sztywności,
- ω – częstość,
- η – współczynnik lepkości,
- k – liczba falowa,
- h – wielkość strefy oddziaływania fali (szerokość strefy Fresnela),
- ρ – gęstość.

Przedstawione tutaj rozważania prowadzą do następujących wniosków:

- każde pęknięcie można traktować jako element oporności akustycznej w układzie szeregowym, a więc wzrost ilości pęknięć jest równoważny wzrostowi oporności skutecznej na trasie pomiędzy źródłem fali i odbiornikiem. Prędkość fali V można zapisać jako:

$$V = \frac{V_g}{1 + V_g \sum_{i=1}^M D_i \tau_i(\omega)} \quad (19)$$

gdzie:

- V_g – prędkość fali w ośrodku bez spękań,
- D_i – parametr zależny od kąta pomiędzy promieniem sejsmicznym i pęknięciem,
- $\tau_i(\omega)$ – opóźnienie czasowe na i -tym pęknięciu zależnym od η współczynnika lepkości, który zgodnie ze wzorem 10.3 zależy od stopnia rozwarcia szczelin,
- M – ilość pęknięć;

- podobnie całkowite tłumienie fal sejsmicznych może być zapisane jako:

$$\gamma_{cal} = \gamma_o + \sum_{i=1}^{cal} D_i (-\ln|Tp_i|) \quad (20)$$

gdzie:

- γ_o – tłumienie w ośrodku bez spękań,
- Tp_i – współczynnik transmisji i -tej fali.

Tak jak już zaznaczono, naprężenia mają wpływ na otwarcie i zamykanie szczelin. W szczególności zamykanie szczelin powoduje istotne obniżenie współczynnika lepkości η , a więc wzrost prędkości i malenie tłumienia fal sejsmicznych. Natomiast wzrost ich ilości lub otwarcia powoduje istotne obniżenie prędkość fal sejsmicznych i wzrost ich tłumienia.

Do podobnych wniosków możemy dojść w oparciu o model zaproponowany w pracy Hsu, Schoenberga (1993).

Niech ΔS_x , ΔS_y , ΔS_z oznaczają przemieszczenia niesprężyste powstałe w wyniku pokonania sił tarcia na granicy pęknięcia. Niech kierunek z będzie kierunkiem prostopadłym do rozciągłości pęknięć. Wówczas można napisać:

$$\begin{pmatrix} \Delta S_x \\ \Delta S_y \\ \Delta S_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \theta_T & 0 & 0 \\ 0 & \theta_T & 0 \\ 0 & 0 & \theta_N \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{pmatrix} \quad (21)$$

gdzie współczynniki θ_T i θ_N są współczynnikami zmiany podatności sprężystej ośrodka, wywołanej istnieniem pęknięć w kierunku stycznym T i normalnym N, do kierunku spękań, które mają wymiar długość/naprężenie. Wprowadzamy współczynniki zmiany podatności sprężystej ośrodka, na jednostkę długości (czyli sumę wszystkich wartości θ_T lub θ_N na jednostkę długości). Taki parametr oznaczamy R_T i R_N . Wprowadzimy jednocześnie współczynniki analogiczne do współczynników Lamego $E_T = \mu R_T$ i $E_N = (\lambda + 2\mu)R_N$. Wpływ spękań na podatność skały można ocenić przy pomocy parametrów:

$$\delta_1 = \frac{E_T}{1 + E_T}, \quad \delta_N = \frac{E_N}{1 + E_N} \quad (22)$$

Wówczas macierz sztywności ma postać (Hsu, Schoenberg 1993):

$$(23) \quad \begin{pmatrix} (\lambda + 2\mu) \left(1 - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu} \delta_N \right) & \lambda \left(1 - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \delta_N \right) & \lambda(1 - \delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda \left(1 - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \delta_N \right) & (\lambda + 2\mu) \left(1 - \frac{\lambda^2}{(\lambda + 2\mu)^2} \delta_N \right) & \lambda(1 - \delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \delta_N) & \lambda(1 - \delta_N) & (\lambda - 2\mu)(1 - \delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \delta_T) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \delta_T) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix}$$

Dla takiej macierzy sztywności można znaleźć prędkości fali podłużnej równoległej do systemu spękań α_{\Rightarrow} i do nich prostopadłej α_{\Uparrow} oraz prędkości poprzecznych β_{\Rightarrow} i β_{\Uparrow} (Hsu, Schoenberg 1993) w postaci:

$$\alpha_{\Rightarrow}^2 = \frac{(\lambda + 2\mu) \left(1 - \frac{\lambda^2}{(\lambda + 2\mu)^2} \delta_N \right)}{\rho} \quad (24)$$

$$\alpha_{\Uparrow}^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)(1 - \delta_N)}{\rho}$$

$$\beta_{\Rightarrow}^2 = \frac{\mu(1 - \delta_T)}{\rho}$$

$$\beta_{\Uparrow}^2 = \mu/\rho$$

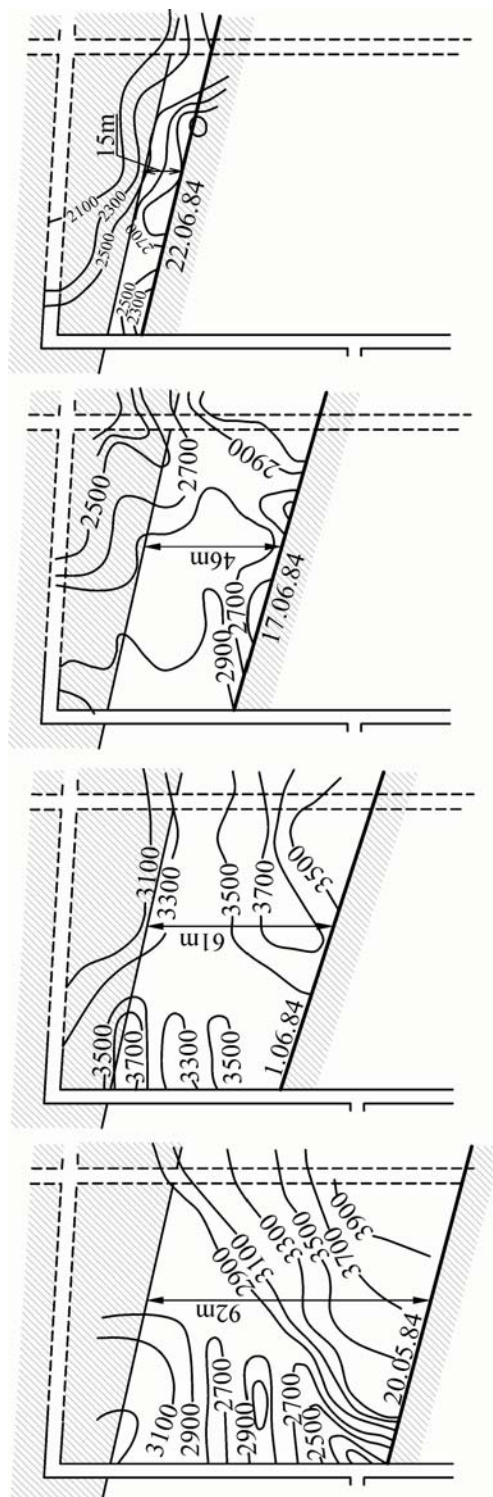


Fig. 7. Rozkład prędkości fali sprężystej w reszcie eksploatacyjnej w miarę zmniejszania się jej powierzchni (pomiaru udostępnione przez A. Goszcza)

Fig. 7. The changes of elastic wave velocity distribution in the seam remains in result of decreasing its surface (the results of measurements granted by A. Goszcz)

Jak zauważono przy analizie związków pomiędzy naprężeniem i odkształceniem w ośrodku spękanym zwiększone rozwarście szczelin powoduje zwiększony udział odkształceń niesprężystych reprezentowanych przez θ_N i θ_T . W związku z tym, szczególnie przy badaniu prędkości w kierunku prostopadłym do rozciągłości prędkość fali sejsmicznej wyraźnie zależy od tego rozwarcia. Zamykanie szczelin powoduje zwiększenie prędkości fal sejsmicznych i zmniejszenie jego pochłaniania. Na rysunku 7 pokazano przykład pomiarów prędkości podłużnych fal sejsmicznych w stropie resztki eksploatacyjnej. Zmniejszenie powierzchni resztki powoduje wzrost naprężeń i niebezpieczne zaciskanie szczelin. Ten proces zachodzi aż do 1.06.1984 r. Destrukcja struktury pokładu spowodowała zmianę nachylenia warstw stropowych i otwarcie szczelin i pęknięć po tej dacie. W rezultacie nastąpił wyraźny spadek prędkości sejsmicznej.

10. Pomiary pozornej oporności elektrycznej

Otwieranie szczelin i dylatacja powodują zmiany w sieci połączeń hydraulicznych wewnątrz ośrodka skalnego. Jeżeli nasycenie płynami złożowymi jest wystarczająco duże to należy się spodziewać, że nowo otwierane szczeliny i pęknięcia zostaną nasycone tymi płynami (co najmniej powierzchnia pęknięcia zostanie zawilgocona). Możemy więc system spękań traktować jako sieć połączeń hydraulicznych i elektrycznych jeżeli przewodność ma jonowy charakter i rozpatrywać jej właściwości w zależności od struktury systemu połączeń.

Zgodnie z teorią perkolacji (Stanffer 1985) głównymi elementami sieci są węzły i gałęzie. Rozróżniamy dwa rodzaje węzłów takie, które mają połączenie z dwoma innymi węzłami (A) i takie, które takich połączeń nie mają (nie mają połączenia z żadnym węzłem lub tylko z jednym – martwe węzły) – B.

Wprowadzimy pojęcie prawdopodobieństwa występowania węzłów typu A:

$$p = \lim_{N_B + N_A} \frac{N_A}{N_B + N_A} \quad (25)$$

gdzie:

N_A i N_B – liczebność odpowiednio węzłów A i B.

Węzły typu A tworzą zbiory. Zbiory o rozmiarach s i t , gdzie s to objętość obszaru objętego przez zbiór węzłów A, a t – obwód tego zbioru, tworzą rozkład g_{st} . Liczbę elementów zbiorów o takich rozmiarach λ_s można opisać wzorem:

$$\lambda_s = \sum_t g_{st} p^s (1-p)^t \quad (26)$$

który można uogólnić na wszystkie zbiory o rozmiarach s :

$$\lambda_s \sim s^{-1} \exp(-cs) \quad (27)$$

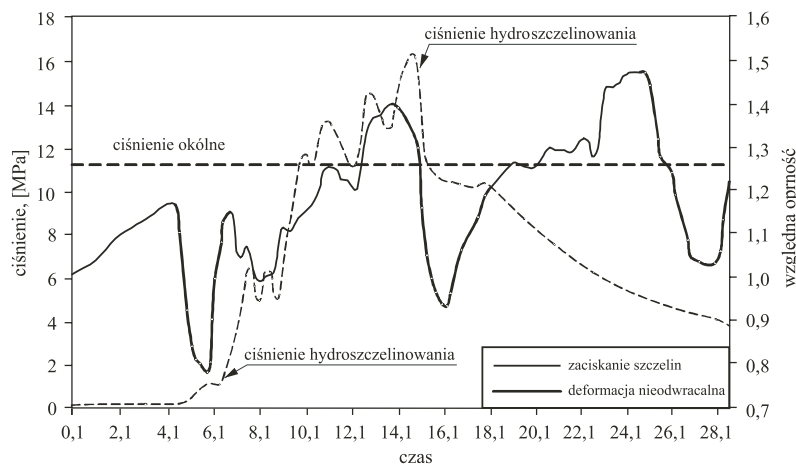
gdzie:

$$c = |p - p_c|^{1/\delta} \quad (28)$$

gdzie:

- p_c – prawdopodobieństwo perkolacji, czyli tworzenie nieskończonego zbioru w nieskończonej siatce,
- δ – parametr zależny od rodzaju siatki.

Praktycznie teoria perkolacji prowadzi do wniosku, że zwiększenie prawdopodobieństwa p opisanego wzorem (25) powoduje zwiększenie liczebności i rozmiarów obszarów tworzących przez podzbiory połączonych między sobą węzłów. Przewodnictwo elektryczne skał opiera się na połączeniach zawartych w ich strukturze wewnętrznej. Pęknięcia wypełnione płynem przewodzącym tworzą system komunikacji elektrycznej zasadniczo obniżający oporność skały. Tak więc system spękań jeżeli jest odpowiednio rozwinięty i wypełniony elektrolitem wpływa istotnie na oporność elektryczną ośrodka skalnego. Otwieranie pęknięć obniża oporność (zmniejsza się oporność podstawowych elementów sieci) a zamykanie szczelin zwiększa jej oporność. Dylatacja jest bezpośrednio związana ze wzrostem p , a otwieranie szczelin wypełnionych zmineralizowanym płynem złożowym powoduje zwiększenie przewodności elementów wewnętrznych w skale (podzbiorów perkolacyjnych) i w rezultacie całego obszaru skalnego poddanego naprężeniom.



Rys. 8. Rozkład względnej oporności elektrycznej w zależności od ciśnienia hydraulicznego (Marczak, Tomecka-Suchoń 2003)

Fig. 8. The distribution of relative resistivity in the dependence of hydraulic pressure (Marczak, Tomecka-Suchoń 2003)

Istnieją zarówno laboratoryjne jak i *in situ* pomiary pokazujące związek pomiędzy naprężeniem i związanym z nim odkształceniem niesprężystym a opornością ośrodka skalnego.

Na rysunku 8 pokazano wyniki pomiarów rezystancji próbki skalnej poddanej naprężeniom hydraulicznym. W środku próbki skalnej wykonano cienki otwór, do którego przyłożono ciśnienie wody. Reakcję skały można wyraźnie podzielić na etapy, w których następuje zamykanie szczelin oraz etapy rozwoju spękań i odkształceń nieodwracalnych. Widać wyraźny związek pomiędzy rodzajem i intensywnością odkształceń a rejestracją jej rezystencji elektrycznej.

Podsumowanie

Naprężenie działające na kruchy ośrodek skalny wywołują jego niesprężystą deformację w postaci rozwoju spękań jak również otwieranie lub zamykanie szczelin w zależności od kierunku zmian naprężeń.

Niesprężyste deformacje mają istotne konsekwencje w postaci:

- emisji fal sprężystych o energii zależnej od wielkości pęknięcia,
- zmian gęstości objętościowej ośrodka skalnego oraz innych jego parametrów takich jak oporność elektryczna, prędkości fal sejsmicznych i ich tłumienie.

Zmiany w systemie spękań są wykorzystywane do prowadzenia różnorodnych pomiarów geofizycznych dla oceny ryzyka utraty stateczności przez ośrodek skalny.

Istnieje możliwość i potrzeba organizowania pomiarów różnymi metodami jednocześnie i interpretacji takich wyników z punktu widzenia oceny ryzyka wystąpienia niepożądanych zjawisk dynamicznych w ośrodku skalnym.

Praca finansowana z działalności statutowej Katedry Geofizyki nr 11.11.140.455

LITERATURA

- Aki K., Richards P.G., 1980 – Qualitative seismology. W.H. Freeman and Company San Francisco 1–519.
- Bodu F.K., 1997 – Fractured rock mass-characterization parameters and seismic properties: Analytical Studies. Journal of Applied Geophysics, 1–19.
- Bodu F.K., Lang T.L., 1996 – Effects of fractures on seismic wave velocity and attenuation. Geop. J. Inter. 127, 86–110.
- Brady B.T., 1974 – Theory of earthquakes-I A scale independent theory of rock failure. Pageoph. 112, 701–725.
- Carr J.R., 1998 – Relationship between the fractal dimension and joint roughness coefficient. Bull. Assoc. Enging. Geol. 26, 253–264.
- Teissere R. (ed.), 1986 – Continuum Theories in Solid Earth Physics. PWN Polish Scientific Publishers, Elsevier, 566.
- Goodman R.F., 1980 – Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 576.
- Hsu G.J. and Schoenberg M., 1993 – Elastic wave through a simulated fracture medium. Geophysics, 58, 964–977.

- Kwaśniewski M., Wang J.A., 1997 – Surface roughness evolution and mechanical behavior of rock joints under shear. *Int. J. Rock Mech. and Min. Sci.* 34, 157, 3–4.
- Marcak H., Tomecka-Suchoń S., 2003 – Właściwości elektryczne skał w warunkach naprężenia i ciśnienia porowego. Wyd. IGSMiE PAN, 83.
- Stanffer P., 1985 – Introduction to percolation theory. Taylor and Francis London and Philadelphia.

FIZYCZNE PODSTAWY UŻYCIA METOD GEOFIZYCZNYCH W BADANIACH NAPRĘŻEŃ W SKALACH

Słowa kluczowe

Metody geofizyki górniczej, pękanie, dylatacja, zaciskanie szczelin

Streszczenie

Naprężenia wytworzone w ośrodku skalnym mogą się manifestować w postaci deformacji sprężystych lub niesprężystych. Te ostatnie w ośrodkach kruchych mają charakter pęknięć tworzonych i rozwijanych na skutek ekspansji i łączenia (koalescencji) pęknięć.

W ośrodkach, w których wpływ porowatości na deformację wynikającą ze zmian naprężeń może być zaniedbany odkształcenia sprężyste nie powodują mierzalnych zmian własności fizycznych ośrodka skalnego. Takie zmiany zależą, więc od gęstości spękań i por, ich własności mechanicznych oraz zmian tych parametrów w trakcie zmian naprężeń. W artykule zajęto się w szczególności takimi zmianami, jakie powstają w trakcie rozwoju nieciągłości i spękań w ośrodku skalnym przed utratą jego stateczności. Rozważano rozwój spękań przy uwzględnieniu dylatacji i koalescencji. Z drugiej strony analizowano proces zaciskania szczelin i zwiększania ich kompaktacji przed utratą stateczności.

Przedmiotem artykułu jest przegląd podstaw fizycznych, na których oparte są interpretacje pomiarów geofizycznych prowadzonych dla oceny stopnia deformacji ośrodka skalnego poddanego dużym naprężeniom. Przedstawiono również przykłady zmian zarejestrowanych wyników pomiarów geofizycznych w rezultacie zmian naprężeń.

Rozważono następujące rodzaje pomiarów geofizycznych:

- Rejestracja fal sejsmicznych powstałych w wyniku powstania niesprężystych deformacji ośrodka. Rozważano zarówno zmiany aktywności (ilość zjawisk w jednostce czasu) jak i zmiany rozkładu energii zjawisk związanych ze zmianami rozmiarów pęknięć źródłowych.
- Zmiany wielkości siły ciężkości zarejestrowanych w pobliżu ośrodka skalnego poddanego naprężeniom.
- Zmiany parametrów sejsmicznych takich jak prędkość fal sejsmicznych i ich tłumienia. Przez wprowadzenie analogii pomiędzy rezystancją elektryczną i sejsmiczną można traktować powstanie nowych pęknięć analogicznie do włączenia nowego opornika do układu elektrycznego.
- Zmiany oporności elektrycznej spękanej skały.

Istnieją przesłanki do kompleksowego wykorzystania różnych metod geofizycznych do oceny ryzyka wystąpienia niestateczności w ośrodku skalnym.

Key words

Mining geophysics, fracturing, dilatancy

Abstract

Stresses in rocks cause its elastic and inelastic deformations. The inelastic deformations in the brittle rock appear as cracking and fracturing of the rock. The cracks expands and joins (coalescence process) in result of the stresses increase.

In the medium, in which an influence of pores on the deformation can be neglected, the physical parameters of rock can't be changed in the way visible in the measurement results. The changes of parameters are caused by a changes of the mechanical properties of the porous or the cracked contents of rock and the ratio of the volume of this content to total volume of the rock. The aim of the paper is to analyze the influence of the fractures and cracks development caused by increase of stresses before the rock instability occurrence in the physical parameters values. Two important elements of the inelastic deformations are discussed, one of them is the dilatancy and the coalescence, the second is the closing cracks and the rock compaction just before the rock instability. A review of the scientific and empirical bases describing the relation between stresses and the physical parameters characterizing the rocks is presented in the paper. There is also a field examples showing the changes of the physical parameters, recorded with a geophysical method, caused by increase of the stresses. There are following kinds of the geophysical measurements which are considered in the paper:

- Registrations of seismic waves, results of the inelastic deformations in the rocks. The seismic activity (number of the events in time unit) and the total energy (total energy of event in time unit) are calculated. The last parameter is related to the mean size of the rupture size.
- The changes of gravity force registered near to deformed rock medium.
- The changes of seismic parameters such as the seismic velocity and its attenuation. The analogy between the electrical and seismic resistance allow treated the appearance of a new fractures and cracks as adding a new registers into the electrical current circle.
- The changes of the electrical resistivity of fractured rock.

There are opportunities to use a number different geophysical method to get the measurement data for better assessment of the rocks stability.