



WYKORZYSTANIE METOD STATYSTYCZNYCH W BADANIACH WPŁYWU SPEKAŃ NA ANIZOTROPIĘ PRĘDKOŚCI FAL SEJSMICZNYCH

Iwona Stan-Kłeczek, Katedra Geologii Stosowanej, Uniwersytet Śląski

Celem przeprowadzonych badań było zbadanie związku pomiędzy anizotropią prędkości fal sejsmicznych a szczelinowatością dla różnych typów skał osadowych i magmowych. Szczelinowatość jest jedną z podstawowych cech skał skorupy ziemskiej, decydującą o wielu właściwościach fizycznych masywów skalnych. Losowo zorientowane spekania występują w masywach skalnych znacznie rzadziej niż zespoły spekań o wyróżnionej orientacji. Ukierunkowanie spekań może być związane z warunkami, w jakich powstawała skała, lub może być wynikiem procesów zachodzących w historii geologicznej masywu. Efektem uprzywilejowania pewnych kierunków jest anizotropia właściwości sprężystych masywu, w szczególności anizotropia prędkości fal sejsmicznych charakteryzująca się tym, że prędkość fal w kierunku prostopadłym do biegu spekań jest mniejsza niż w kierunku równoległym.

Anizotropia

Idea, że propagująca fala może być anizotropowa to znaczy, że prędkość może zależeć od kierunku, ma 175 lat. Pierwsze kroki związane są z najwybitniejszymi naukowcami tamtych czasów, takimi jak: Cauchy, Fresnel, Green i Kelvin [8]. Przez większą część XIX wieku anizotropowa propagacja fal była badana głównie przez fizyków matematycznych i stosowana jedynie przy określaniu właściwości sprężystych kryształów. Na przełomie XX wieku Rudzki położył nacisk na anizotropię sejsmiczną. Przebadał wiele aspektów anizotropii sejsmicznej, ale jego badania nie zostały zastosowane. Po jego śmierci w 1916 roku badania związane z anizotropią uległy zahamowaniu [8]. Około roku 1950 zaczęto badać anizotropię sejsmiczną pod kątem badań sejsmicznych, głównie w połączeniu z cienko warstwowanymi skałami i w rezultacie z izotropią poprzeczną. W ciągu ostatnich dwóch dekad XX wieku rozwój badań związany z anizotropią nabrał tempa, szczególnie Crampin [2, 3, 4, 5, 7, 10] podkreśla, że orientacja i gęstość spekań w masywach skalnych prowadzą do konkretnych zależności opisujących anizotropowe zmiany prędkości. Dane te mają bezpośrednie znaczenie dla oceny właściwości zbiornikowych skał. Kolejnym kierunkiem badań jest zaobserwowanie zmian prędkości fal sejsmicznych w strefach ogniskowych



przed trzęsieniami ziemi, związanych z ewolucją nieciągłości istniejących w masywach skalnych tych obszarów. Obserwacje doświadczalne stanowiły podstawę do tworzenia modeli teoretycznych weryfikowanych następnie przez nowe prace doświadczalne.

Rachunek tensorowy

Określenie zależności pomiędzy anizotropią spękań a anizotropią prędkości fal sejsmicznych możliwe jest dzięki zastosowaniu rachunku tensorowego. Umożliwia on uwzględnienie zarówno geometrii, jak i orientacji spękań przez wprowadzenie tensora spękań, którego składowe zależą od obu tych czynników. Rachunek tensorowy można zastosować również do opisu kierunkowych rozkładów prędkości fal sejsmicznych. Tensory prędkości, wyznaczone na podstawie pomiarów prędkości fal, odwzorowują anizotropię sejsmiczną i pozwalają obliczyć prędkość w dowolnie wybranym kierunku. Badając związek pomiędzy anizotropią prędkości fal sejsmicznych a szczelinowatością, brane były pod uwagę tylko spękania prostopadłe do warstwowania. Pozwoliło to na obliczenie dwuwymiarowego tensora spękań i tensora prędkości w płaszczyźnie równoległej do powierzchni warstwy [9, 11, 12, 13]. Zastosowanie rachunku tensorowego umożliwia uwzględnienie zarówno geometrii, jak i orientacji spękań przez wprowadzenie tensora spękań, którego składowe zależą od obu tych czynników. Tensor spękań k-tego rzędu zdefiniowany jest następująco:

$$\hat{F}_{ij\dots l} = \langle EA_{ij\dots l} \rangle,$$

$A_{ij\dots l}$ jest iloczynem kartezyjskim k-tego rzędu wektora \vec{n} reprezentującego orientację spękania przez siebie. Aby wyznaczyć tensor spękań, musimy znać postać rozkładu statystycznego rozmiarów i orientacji spękań, reprezentowanego przez funkcję $E(a, c, \vec{n})$, która powinna być symetryczna względem \vec{n} :

$$E(a, c, \vec{n}) = E(a, c, -\vec{n}).$$

Tensor spękań dla spękania o kształcie monety można obliczyć, korzystając z wyrażenia:

$$\hat{F}_{i,j\dots l} = \frac{\pi}{4} \int_0^{a^{\max}} \int_0^{c^{\max}} \int_{\Omega} a^2 c n_i n_j \dots n_l E(a, c, \vec{n}) da dc d\Omega,$$

gdzie a jest średnicą spękania, c jego rozwarciem. Całkowanie prowadzi się po pełnym kącie bryłowym Ω . Tensor spękań rzędu zerowego opisuje gęstość spękań, bez uwzględnienia ich kierunków, natomiast tensor drugiego rzędu stanowi pierwsze przybliżenie dla opisu anizotropii spękań.

Rachunek tensorowy można zastosować również do opisu kierunkowych rozkładów prędkości fal sejsmicznych. Tensory prędkości wyznaczone na podstawie pomiarów prędkości fal w niektórych kierunkach odwzorowują anizotropię sejsmiczną i pozwalają obliczyć prędkość w dowolnie wybranym kierunku. Tensor prędkości, w przypadku pomiarów sejsmiki refrakcyjnej, może być obliczany z pomiarów prędkości w N niezależnych



kierunkach. Składowe tensora są obliczane z układu równań przy wykorzystaniu metody najmniejszych kwadratów:

$$\left(\frac{v_p}{v_0} \right)^2 = V_{l_1 l_2 \dots l_k} \cdot m_{l_1}^{(p)} m_{l_2}^{(p)} \dots m_{l_k}^{(p)}$$

p=1,2 ...N

Metodyka przeprowadzonych badań

W celu określenia związku pomiędzy anizotropią prędkości fal sejsmicznych a szczelino-watością zostały wykorzystane dwie metody pomiarowe: pomiar bezpośredni oraz metoda sejsmiczna.

Pomiary bezpośrednie

W odsłonięciach, w których prowadzone były badania, wykonane zostały pomiary orientacji spękań. Azymuty biegu oraz kąty upadu szczelin mierzone były kompasem geologicznym na wybranych losowo szczelinach w ścianach odsłoneń, w dwóch kierunkach w przybliżeniu prostopadłych do siebie. W każdym odsłonięciu starano się zebrać co najmniej 100 pomiarów. Wykonano również pomiary długości oraz rozwarcia spękań. Do dalszych badań wykorzystano spękania o kącie upadu większym od 70°, co pozwoliło na potraktowanie spękań jako prawie pionowych i zredukowanie przestrzennych rozkładów orientacji spękań do rozkładów powierzchniowych. Pozwoliło to również na obliczenie dwuwymiarowego tensora spękań w płaszczyźnie równoległej do powierzchni warstwy. Wykorzystując azymuty biegu szczelin, sporządzono powierzchniowe diagramy orientacji spękań, które umożliwiły wydzielenie głównych systemów spękań. W tym celu wykorzystany został program komputerowy RockWorks99. Rozkład kierunków w poszczególnych systemach został poddany analizie wektorowej. Wyniki pomiarów orientacji spękań oraz ich wymiarów geometrycznych wykorzystane zostały do wyznaczenia tensorów spękań.

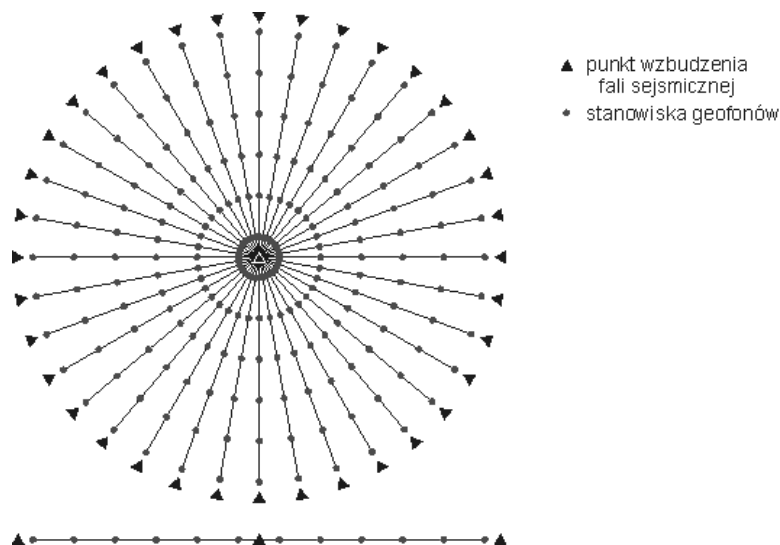
Badania sejsmiczne

Pomiary prędkości fal sejsmicznych w przypowierzchniowych warstwach masywów prowadzono przy wykorzystaniu aparatury sejsmicznej Terraloc MK6 firmy ABEM z grawitacyjnym wzbudzaniem fali sejsmicznej. Stanowiska pomiarowe lokalizowano w kamieniołomie. Pomiary były wykonywane w ściśle określonych profilach sejsmicznych, zorientowanych promieniście, co 10° względem stron świata.

Długość profilu sejsmicznego uzależniona była od dostępnego miejsca w kamieniołomie i wynosiła 11m, 22m lub 33m. Dane sejsmiczne zbierane były z 12 geofonów rozmieszczonych co 1, 2 lub 3m. Fala sejsmiczna wzbudzana była za pomocą 8-kilogramowego młotka, którym uderzano w metalową płytkę. W czasie jednego cyklu pomiarowego rejestrowano od 36 (długość profilu 11m) do 54 (długość profilu 33m) rekordów z danymi.



Do interpretacji uzyskanych danych pomiarowych wykorzystano program Pickwin oraz Plotrefa firmy SeisImager.

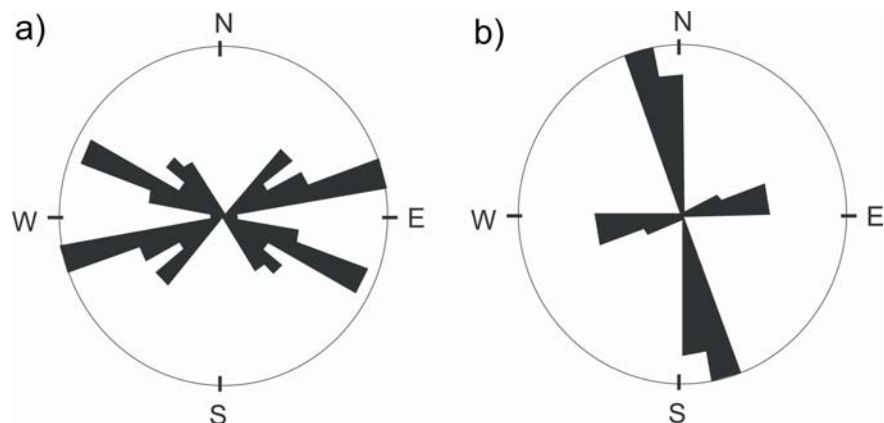


Rys. 1. Przykładowe rozmieszczenie azymutalnych profili sejsmicznych.

Na uzyskanych sejsmogramach odczytane zostały pierwsze wejścia fali P oraz wejścia fali S. Z nachylenia prostej na hodografie wyznaczona została prędkość fal sejsmicznych. Uzyskane prędkości fal P i S posłużyły do obliczenia tensorów prędkości.

Opracowanie pomiarów spękań i pomiarów prędkości fal sejsmicznych

Pomiary orientacji spękań wykonywane były w dwóch kierunkach w przybliżeniu prostopadłych do siebie. Wybierano ściany, na których niewidoczne były zjawiska krasowe oraz eliminowano spękania ławicowe. Spękania ciosowe w 95% reprezentowane były przez spękania o kącie upadu większym niż 70° , dlatego możliwe było potraktowanie ich jako prawie pionowych, a tym samym zredukowanie przestrzennych rozkładów orientacji spękań do rozkładów powierzchniowych.

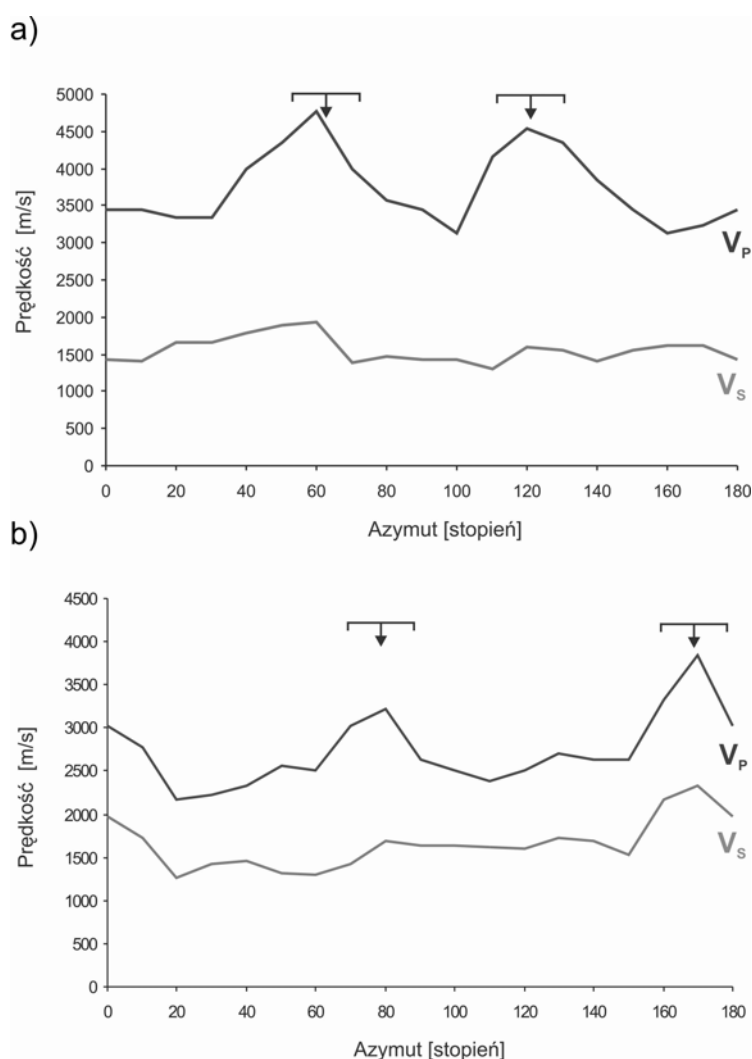


Rys. 2. Powierzchniowe diagramy spękań: a) odsłonięcie 1, b) odsłonięcie 2.



W oparciu o pomiary parametrów orientacji spękań dla każdego odsłonięcia sporządzono powierzchniowe diagramy spękań. Sporządzone powierzchniowe diagramy spękań posłużyły do wydzielenia głównych zespołów spękań. Na podstawie powierzchniowego diagramu spękań wykreślonego dla odsłonięcia 1 wyróżnić można dwa systemy spękań o kierunkach NE - SW oraz NWW - SEE (rys. 2 a). W odsłonięciu 2 również ujawniają się dwa systemy spękań o kierunkach W - E i N - S (rys. 2 b).

Pomiary sejsmiczne wykonane metodą sondowań azymutalnych posłużyły do obliczenia prędkości fal sejsmicznych. W badanych odsłonięciach stwierdzono zależność prędkości od azymutu profilu sejsmicznego. Na podstawie otrzymanych wartości prędkości wykonano wykresy azymutalnego rozkładu prędkości (rys. 3).



Rys. 3. Azymutalny rozkład prędkości fal podłużnych i poprzecznych z zaznaczonymi zespołami spękań: a) odsłonięcie 1 oraz b) odsłonięcie 2.

Na rys. 3 a wykreślonym dla odsłonięcia 1 na rozkładzie prędkości fali P zaznaczają się dwa maksima o azymucie 60° (4762m/s) oraz 120° (4545m/s). Na rozkładzie prędkości fali S również zaznaczają się dwa maksima o azymucie 60° (1523m/s) oraz 120° (1587m/s). Maksima prędkości fali P bardzo dobrze zgadzają się z maksimami prędkości fali S. Jak



widzimy na wykresie, maksima prędkości fali P i S doskonale odzwierciedlają zaznaczone główne systemy spękań o azymutach 62° oraz 120° . Na rys. 3 b, wykreślonym dla odślonienia 2, na rozkładzie prędkości fali P zaznaczają się dwa maksima prędkości o azymucie 80° (3226m/s) oraz 170° (3846m/s). Na rozkładzie prędkości fali S również zaznaczają się dwa maksima o azymucie 80° (1695m/s) oraz 170° (2273m/s). Maksima prędkości fali P bardzo dobrze zgadzają się z maksimami prędkości fali S. Jak widzimy na wykresie, maksima prędkości fali P i S doskonale odzwierciedlają zaznaczone główne systemy spękań o azymutach 78° oraz 169° .

Obliczanie tensora spękań oraz tensora prędkości

Wyniki pomiarów orientacji spękań oraz ich wymiarów geometrycznych zostały wykorzystane do wyznaczenia tensora spękań, jego wartości oraz kierunków własnych. Spękania prostopadłe do warstwowania pozwoliły na obliczenie dwuwymiarowego tensora spękań w płaszczyźnie równoległej do warstwowania. Wyniki pomiarów prędkości fal sejsmicznych posłużyły do obliczenia tensorów prędkości. Obliczenia tensorów prędkości zostały wykonane programem *STATISTICA*. Do obliczenia tensora potrzebne były dwie zmienne: azymut, w którym wykonywany był pomiar, oraz wartość kwadratu prędkości w tym kierunku podzielona przez czynnik normalizacyjny. Z powodu braku wartości prędkości fal w masywie niespękanym jako czynnik normalizujący przyjęto otrzymane wartości prędkości maksymalnej fali P i S. Wartość azymutu podana została w radianach. Liczba przypadków wynosiła 36, ponieważ pomiary zostały wykonane co 10° (rys. 4).

	1 AZ	2 KW_V
1	0	0,510204
2	0,174533	0,432825
3	0,349066	0,610352
4	0,523599	0,797194
5	0,698132	0,743163
6	0,872665	0,610352
7	1,047198	0,610352
8	1,22173	0,694444
9	1,396263	0,743163
10	1,570796	0,694444
11	1,745329	0,797194
12	1,919862	0,743163
13	2,094395	1
14	2,268928	0,924556
15	2,443461	0,694444
16	2,617994	0,694444
17	2,792527	0,573921
18	2,96706	0,540657

Rys. 4. Przykładowe dane wykorzystane do obliczenia tensora prędkości.

Do obliczeń wykorzystano estymację nieliniową rozwiązywaną metodą Gaussa–Newtona. Jako funkcję straty przyjęto formułę wynikającą z zastosowania metody najmniejszych



kwadratów. Jako funkcję estymowaną w celu wyznaczenia tensora drugiego rzędu wykorzystano zależność [9]:

$$\left(\frac{v}{v_{\max}}\right)^2 = S_{11} \cos^2 \phi + 2S_{12} \cos \phi \sin \phi + S_{22} \sin^2 \phi.$$

Do równania podstawiane były wartości $(v/v_{\max})^2$, czyli kwadrat ilorazu wartości prędkości fali dla poszczególnych azymutów, normalizowanej przez wartość prędkości maksymalnej oraz ϕ - azymut wektora fali, a obliczane parametry S_{11} , S_{12} oraz S_{22} .

Model: KW_V=S11*(cos(AZ))**2+2*S12*cos(AZ)*sin(AZ)+S22*(sin(AZ))**2
Zmn. zal.: KW_V
Poziom ufności: 95.0% (alfa=0.050)

	Ocena	Błąd stand.	Wart. t df = 33	poziom p	Doln. uf Granica	Górn. uf Granica
S11	0,580021	0,031069	18,66859	0,000000	0,516810	0,643232
S12	-0,063686	0,025368	-2,51048	0,017137	-0,115298	-0,012074
S22	0,799409	0,031069	25,72982	0,000000	0,736198	0,862620

Model: KW_V=S11*(cos(AZ))**2+2*S12*cos(AZ)*sin(AZ)+S22*(sin(AZ))**2

Rys. 5. Przykładowe obliczenia wartości parametrów S_{11} , S_{12} oraz S_{22} .

Do obliczenia tensora czwartego rzędu korzystano z zależności [9]:

$$\left(\frac{v}{v_{\max}}\right)^2 = S_{1111} \cos^4 \phi + 4S_{1112} \cos^3 \phi \sin \phi + 6S_{1122} \cos^2 \phi \sin^2 \phi + 4S_{1222} \cos \phi \sin^3 \phi + S_{2222} \sin^4 \phi.$$

Wartościami obliczanymi były parametry S_{1111} , S_{1112} , S_{1122} , S_{1222} oraz S_{2222} .

Model: KW_V=S1111*(cos(AZ))**4+4*S1112*cos(AZ)**3*sin(AZ)+6*S1122*cos(AZ)**2+4*S1222*cos(AZ)*sin(AZ)**3+S2222*(sin(AZ))**4
Zmn. zal.: KW_V (AZ)**2+4*S1222*cos(AZ)*sin(AZ)**3+S2222*(sin(AZ))**4
Poziom ufności: 95.0% (alfa=0.050)

	Ocena	Błąd stand.	Wart. t df = 31	poziom p	Doln. uf Granica	Górn. uf Granica
S1111	0,495732	0,027955	17,73338	0,000000	0,438718	0,552746
S1112	0,034805	0,019767	1,76075	0,088145	-0,005510	0,075120
S1122	0,314194	0,018165	17,29703	0,000000	0,277147	0,351241
S1222	-0,098491	0,019767	-4,98258	0,000023	-0,138806	-0,058176
S2222	0,715120	0,027955	25,58135	0,000000	0,658106	0,772134

Model: KW_V=S11*(cos(AZ))**2+2*S12*cos(AZ)*sin(AZ)+S22*(sin(AZ))**2

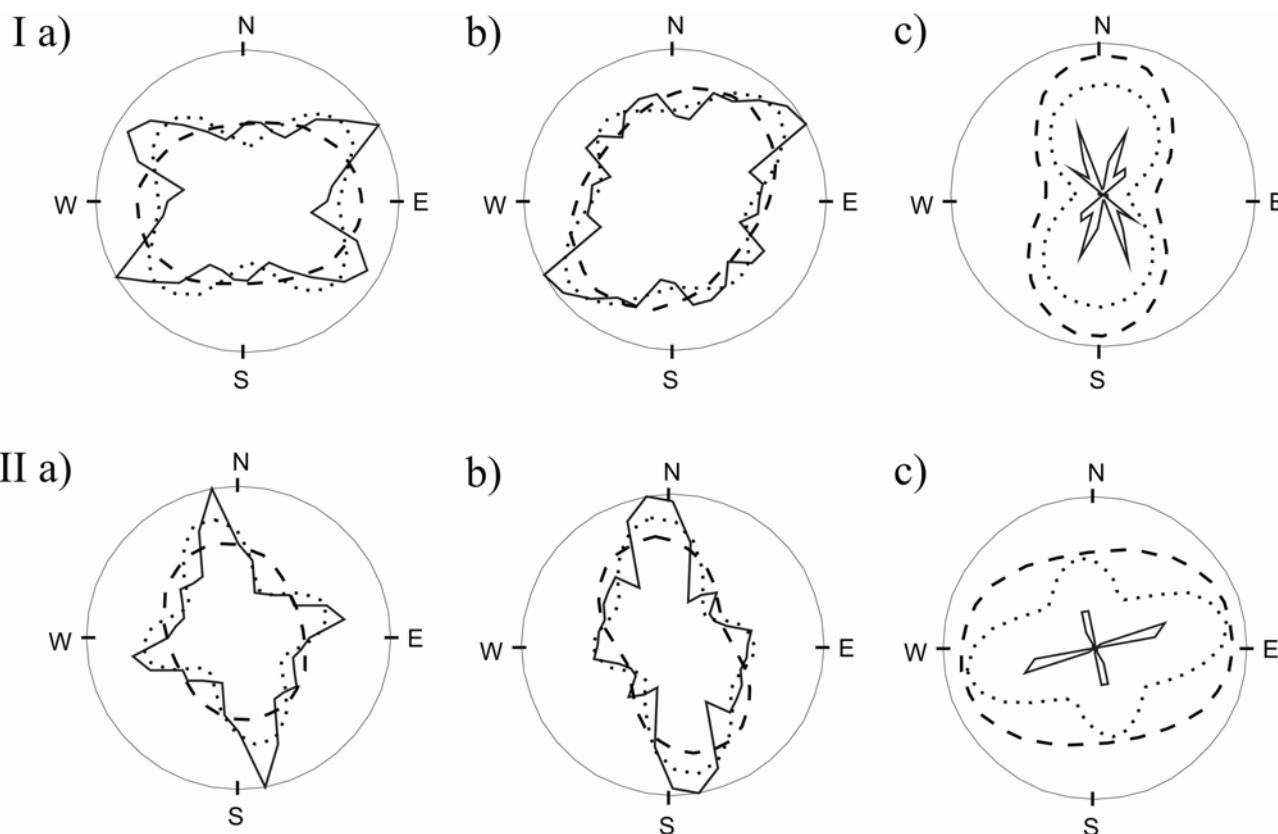
Rys. 6. Przykładowe obliczenia wartości parametrów S_{1111} , S_{1112} , S_{1122} , S_{1222} oraz S_{2222} .

Po obliczeniu składowych tensora drugiego i czwartego rzędu wyznaczono ich wartości i kierunki własne. Na ich podstawie określano stopień anizotropii masywu oraz osie maksymalnej i minimalnej prędkości. Składowe tensora czwartego rzędu pozwoliły na

obliczenie kierunków lokalnych maksimum prędkości, wskazujących kierunki spękań w masywie skalnym.

Relacje pomiędzy tensorami

Model ośrodka spękanego przewiduje wzajemną prostopadłość głównych osi tensora spękań i tensora prędkości, przy zaniedbaniu efektów nieliniowych związanych z propagacją fali w ośrodku spękanym [9]. Zależność ta jest przede wszystkim widoczna dla fali P oraz w mniejszym stopniu dla fali S. Uzyskane wyniki pokazują, że można zauważyć empiryczną zależność pomiędzy orientacją obu tensorów (rys. 7). W przypadku odsłonięcia 1 dłuższa oś tensora prędkości drugiego rzędu fali P (rys. 7I a) odwrócona jest prawie o 90° w stosunku do dłuższej osi tensora spękań (rys. 7I c).



Rys. 7. Porównanie pomiędzy tensorem spękań i tensorem prędkości: I – odsłonięcie 1, II – odsłonięcie 2. Związek pomiędzy azymutem profilu sejsmicznego oraz kwadratem prędkości a) fali P i b) fali S (linia ciągła), rozkładem prędkości opartym na tensorze II rzędu (linia przerywana) oraz na tensorze IV rzędu (linia kropkowana), c) przestrzenny rozkład spękań wykreślony w oparciu o powierzchniowy diagram spękań (linia ciągła), tensor II rzędu (linia przerywana) oraz o tensor IV rzędu (linia kropkowana).

Zarówno tensor prędkości, jak i tensor spękań II rzędu nie odzwierciedlają dwóch systemów spękań, które zostały zaobserwowane w tym złożu, ale stanowią ich wypadkową. Dopiero tensor IV rzędu odzwierciedla oba systemy. Tensor prędkości II i IV rzędu fali S nie odzwierciedla założeń modelu. W przypadku odsłonięcia 2 dłuższa oś tensora



prędkości II rzędu fali P odwrócona jest o 80° w stosunku do dłuższej osi tensora spękań II rzędu (rys. 7II.). W odsłonięciu tym zaobserwowano dwa prostopadłe do siebie systemy spękań, które doskonale odzwierciedla tensor prędkości IV rzędu. Tensor prędkości fali S również dobrze oddaje występujące w Skawcach systemy spękań. Uzyskane wyniki pokazują, że można zauważyć empiryczną zależność pomiędzy orientacją obu tensorów. Otrzymane wyniki potwierdzają zależność teoretyczną.

Podsumowanie

Kierunki osi tensorów prędkości drugiego rzędu fal podłużnych wykazują w dużej mierze zależność zgodną z przewidywaniami modelu, tzn. ich osie obrócone są o około 90° w stosunku do osi tensorów spękań. Różnice nieprzekraczające 10° są prawdopodobnie spowodowane efektami nieliniowymi, które mają istotny wpływ na prędkość fal w ośrodku spękanym [9]. Odstępstwa od modelu mają miejsce, gdy jeden zespół spękań tworzy z pozostałymi kąty około 30° - 40° , wtedy kierunki główne tensora drugiego rzędu stanowią wypadkową tych systemów. Tensor prędkości drugiego rzędu określa ogólne cechy anizotropii sprężystej masywu skalnego, a jak wynika z prezentowanych rezultatów, tensor prędkości czwartego rzędu odgrywa ważną rolę podczas badania szczelinowatości metodami sejsmicznymi, gdyż pozwala na uszczegółowienie informacji o rozkładach spękań, uzupełniając ogólne charakterystyki anizotropii masywu, uzyskane z tensorów drugiego rzędu.

Zastosowanie przeprowadzonych badań

Prowadzone badania mają istotne znaczenie dla oceny stabilności i jakości masywów skalnych przy budowie tuneli, zapór lub fundamentowaniu obiektów przemysłowych. Badania te pozwalają na określenie bloczności złoża, co ma duże znaczenie dla działalności budowlanej, ponieważ tylko nieliczne złoża dostarczają surowca o najwyższej jakości, jakim są bloki kamienne. W hydrogeologii rozpoznanie systemów spękań umożliwia określenie właściwości zbiornikowych skał i dróg przepływu wód podziemnych. Możliwe jest również wykorzystanie rozpoznanego masywu skalnego jako szczelnego składowiska odpadów przemysłowych, a poznanie procesów rozwoju systemów spękań może stanowić prekursor trzęsień ziemi.

Literatura

1. Burger, H.R., 1992, *Exploration geophysics of the shallow subsurface*, Prentice Hall PTR, 7-20.
2. Crampin S, 1978, *Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic*, Geophys. J.R. Astr. Soc, 53, 467—496.
3. Crampin S., McGoniggle R., Bamford D, 1980, *Estimating crack parameters from observations of P-wave velocity anisotropy*, Geophysics, 45 (3), 345-360.



4. Crampin S., 1981, *A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media*, Wave Motion, 3, 343-391.
5. Crampin S., 1984: *Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids*, Geophys. J.R. Astr. Soc, 76, 135-145.
6. Furtak, K., 2004, *Ocena przydatności metody sejsmicznej do projektowania tuneli*, Geoinżynieria i tunelowanie [03], 14-17.
7. Gao Y., Crampin S., 2004, *Observations of stress relaxation before earthquakes*, Geophysical Journal International, 157, 578-582.
8. Helbig K., Thomsen L., 2005, *75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods*, Geophysics, vol.70, no 6, 9ND-23ND.
9. Idziak, A., 1992, *Anizotropia prędkości fal sejsmicznych i jej związek z orientacją systemów spękań masywów skalnych*, Publikacje Uniwersytetu Śląskiego.
10. Liu Y., Crampin S., Queen J.H., Rizer W.D., 1993, *Velocity and attenuation anisotropy caused by microcracks and macrofractures in a multiazimuth reverse VSP*, Canadian Journal of Exploration Geophysics, vol.29, no.1, 177-188.
11. Oda, M., 1985, *Permeability tensor for discontinuous rock masses*, Geotechnique, 35 (4), 483-495.
12. Oda, M., Yamabe, T., Kamemura, K., 1986, *A crack tensor and its relation to wave velocity anisotropy in jointed rock masses*, Int.. J. Rock Mech. Min Sci. & Geomech. Abstr., 23 (6), 387-397.
13. Stan, I., Idziak A., 2005, *Anisotropy of seismic waves velocity due to the fracturing in chosen rock mass*; in P.Konečný (ed.), *Impact of Human Activity on the Geological Environment*, A.A. Balcema Publ., Londyn, 579-586.