



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Author: Adam F. Idziak, Lesław Teper, Waclaw M. Zuberek

Citation style: Idziak Adam F, Teper Lesław, Zuberek Waclaw M. (1999). Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Katowice: Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego.



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIWERSYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Adam F. Idziak, Lesław Teper
Wacław M. Zuberek

SEJSMICZNOŚĆ A TEKTONIKA GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO



Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 1999

**SEJSMICZNOŚĆ
A TEKTONIKA
GÓRNOŚLĄSKIEGO
ZAGŁĘBIA
WĘGLOWEGO**

**Prace Naukowe
Uniwersytetu Śląskiego
w Katowicach
nr 1793**

Adam F. Idziak, Lesław Teper
Wacław M. Zuberek

SEJSMICZNOŚĆ
A TEKTONIKA
GÓRNOŚLĄSKIEGO
ZAGŁĘBIA
WĘGLOWEGO

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 1999

**Redaktor serii: Nauki o Ziemi
ANDRZEJ T. JANKOWSKI**

**Recenzent
SŁAWOMIR J. GIBOWICZ**

**Przygotowanie książki do druku sfinansował Komitet Badań Naukowych
w ramach grantu 9T12B00609**

Treść

Od autorów	7
1. Wstęp	9
2. Rozwój badań nad sejsmicznością indukowaną w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym	11
3. Ewolucja poglądów na pochodzenie wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym	13
4. Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	20
4.1. Tektonika i przyczyny jej ukształtowania	20
4.2. Tektonika obszaru występowania silnych wstrząsów	28
5. Sejsmiczność Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	40
5.1. Rozkład energetyczny wstrząsów	40
5.2. Rozkład epicentrow silnych wstrząsów	49
5.3. Zmiany aktywności sejsmicznej dla silnych wstrząsów	54
5.4. Rozkłady czasowe silnych wstrząsów	57
5.5. Przestrzenno-czasowa zmienność sejsmiczności	60
5.6. Kierunkowe zależności pomiędzy epicentrami silnych wstrząsów	63
5.7. Seryjne właściwości zjawisk sejsmicznych	72
5.8. Mechanizmy ogniskowe wstrząsów	74
6. Relacje między sejsmicznością a tektoniką Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	79
7. Podsumowanie	86
Literatura	87
Summary	97
Резюме	98

Od autorów

Książka, którą oddajemy w ręce Czytelników, jest podsumowaniem prawie dziesięcioletniej pracy zespołu geofizyków i geologów z Katedry Geologii Stosowanej Uniwersytetu Śląskiego nad określeniem prawidłowości powstawania silnych zjawisk sejsmicznych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym i ich przyczyn. Interdyscyplinarność zespołu pozwoliła na podjęcie wielokierunkowych badań obejmujących różne aspekty sejsmiczności, tektonikę i geodynamikę obszaru oraz parametry eksploatacji górnictwa. Wyniki badań przedstawione fragmentarycznie w licznych publikacjach krajowych i zagranicznych stopniowo upewniały nas o związku silnych zjawisk sejsmicznych występujących w zagłębiu z jego tektoniką i procesami dynamicznymi zachodzącymi w skali regionalnej.

W badaniach sejsmologicznych skoncentrowaliśmy się na wstrząsach o energii powyżej 1 MJ, dlatego zakres prac ograniczyliśmy do obszaru obejmującego regiony ich występowania: synklinę Bytomia, siodło główne, synklinę Kazimierza i synklinę główną. Pominęliśmy w naszych pracach Rybnicki Okręg Węglowy, w którym silnych zjawisk sejsmicznych dotąd nie zarejestrowano. Do szczegółowych analiz sejsmotektonicznych wybraliśmy północną część zagłębia z uwagi na to, że sejsmiczność tego obszaru jest znacznie intensywniejsza niż innych jego rejonów.

Przestrzenne rozmieszczenie struktur tektonicznych i zjawisk sejsmicznych analizowaliśmy na podstawie map obszaru badań, wykreślonych w lokalnym układzie współrzędnych topograficznych „Sucha Góra”, którego początek leży w punkcie o współrzędnych 18°52'10" E i 50°27'45" N. Układ ten jest wykorzystywany także w katalogach wstrząsów i na mapach górnictwa, co ułatwiło nam zestawienie danych do badań i jednolite zobrazowanie ich wyników. Z tego powodu mapy zamieszczone w tekście zostały sporządzone w układzie „Suchej Góry”.

Badania początkowo były realizowane w ramach programu rządowego CPBP-0301, a w latach 1992–1998 wspierane finansowo przez Komitet Badań Naukowych (granty 9S60204503, 9T12B00609 i 9T12B01213).

Pragniemy podziękować naszym Koleżankom i Kolegom z Katedry Geologii Stosowanej, którzy wspólnie z nami prowadzili badania, a także Panu dr. hab. Stanisławowi Lasockiemu z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, który wzmocnił nasz zespół jako wybitny specjalista z zakresu analizy statystycznej zjawisk sejsmicznych. Dziękujemy również służbom sejsmologicznym kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i Głównemu Instytutowi Górnictwa za udostępnienie danych sejsmologicznych, pozwalających na skompletowanie katalogu silnych wstrząsów występujących w zagłębiu w latach 1977–1997.

1.

Wstęp

Działalność człowieka w określonych warunkach może prowadzić do zaburzeń równowagi górotworu i w konsekwencji inicjować występowanie wstrząsów w obszarach uważanych za asejsmiczne. Za jedną z przyczyn powstawania wstrząsów uważa się działalność górniczą. Znanе są przypadki sejsmiczności indukowanej podziemną i odkrywkową eksploatacją złóż rud metali, węgla kamiennego i brunatnego, soli, siarki, a nawet ropy naftowej i gazu ziemnego. Najsilniejsze zjawiska obserwowane na obszarach intensywnej eksploatacji górniczej osiągały magnitudy rzędu: $M_L = 5,6$ (G i b o w i c z, K i j k o, 1994). Obok osiadania, deformacji powierzchni i zaburzenia stosunków wodnych, sejsmiczność indukowana jest jednym z głównych negatywnych skutków działalności górniczej. Z tego powodu stanowi przedmiot szczególnego zainteresowania ośrodków naukowych, zespołów badawczych i służb kopalnianych wielu krajów, w których prowadzi się intensywną eksploatację złóż kopalin.

Górnośląskie Zagłębie Węglowe leży w najgęściej zaludnionym rejonie Polski, w którym obszar kilku tysięcy kilometrów kwadratowych zamieszkuje około 10% ludności kraju. Górnictwo węgla kamiennego jest najważniejszą gałęzią gospodarki Śląska. Jego rozwój przyczynił się do gwałtownego uprzemysłowienia i urbanizacji tego regionu w ciągu ostatnich dwustu lat.

Nie ulega wątpliwości, że obecny poziom aktywności sejsmicznej jest związany z naruszeniem górotworu robotami górniczymi, ponieważ brak udokumentowanych zapisów historycznych o występowaniu na obszarze Zagłębia nawet pojedynczych zjawisk sejsmicznych, chociaż można znaleźć wzmianki o wstrząsach pojawiających się w przeszłości sporadycznie w regionach położonych na wschód i na zachód od niego.

Intensywna działalność górnicza doprowadziła do zainicjowania zjawisk sejsmicznych, które stały się poważnym problemem dla bezpieczeństwa eksploatacji, jak również dla infrastruktury i zabudowy na powierzchni. Zrodziło to konieczność systematycznych obserwacji sejsmicznych w celu poznania przyczyn zjawisk i ewentualnego przeciwdziałania ich skutkom.

Hipoteza o naturalnym pochodzeniu niektórych wstrząsów pojawiła się w latach pięćdziesiątych na podstawie obserwacji najsilniejszych zjawisk. Ze wzrostem liczby lokalnych sieci sejsmologicznych i czułości stosowanych sejsmografów zaczęto rejestrować znaczną liczbę wstrząsów skupiających się w pobliżu wyrobisk i frontów eksploatacyjnych. Nabrano przekonania, że wszystkie zjawiska sejsmiczne, nawet najsilniejsze, są wynikiem eksploatacji. Prowadzone od lat siedemdziesiątych systematyczne obserwacje sejsmiczne umożliwiły pogłębioną analizę przestrzennych, czasowych i energetycznych rozkładów wstrząsów. Dzięki tym badaniom została zaakceptowana hipoteza o dwójakiej naturze sejsmiczności Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, zgodnie z którą większość wstrząsów niskoenergetycznych należy zaliczyć do zjawisk bezpośrednio wywołanych eksploatacją górniczą, natomiast wstrząsy silniejsze są powodowane procesami wynikającymi z nakładania się na siebie pól naprężeń eksploatacyjnych i tektonicznych. Podział ten ma charakter statystyczny, gdyż wśród wstrząsów słabych mogą wystąpić zjawiska pochodzenia tektonicznego, a niektóre silniejsze wstrząsy mogą być rezultatem prowadzonych robót górniczych. Na podstawie energetycznych rozkładów prawdopodobieństwa wystąpienia wstrząsów można przyjąć, że zjawiska o energii powyżej 1,0 MJ w większości są generowane przez regionalne procesy dynamiczne. Ponieważ zjawiska te często występują w znacznej odległości od wyrobisk górniczych, rzadziej powodują katastrofalne skutki w kopalniach niż wstrząsy słabsze, lecz powstające w pobliżu frontów eksploatacyjnych. Odczuwane są natomiast na powierzchni, a skutki najsilniejszych z nich mogą być porównywalne ze skutkami słabych trzęsień ziemi.

Przedstawienie charakterystycznych cech silnych wstrząsów, prawidłowości ich powstawania oraz wskazanie procesów tektonicznych mogących prowadzić do generowania zjawisk sejsmicznych stanowi cel niniejszej książki.

2. **Rozwój badań nad sejsmicznością indukowaną w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym**

Stosunkowo wcześniej, bo już z początkiem obecnego wieku, występowanie wstrząsów w zagłębiach górniczych wiązano z prowadzoną eksploatacją złóż. Pierwsze obserwatorium sejsmologiczne przeznaczone specjalnie do obserwacji tych zjawisk zostało założone w 1908 roku w Bochum (Zagłębie Ruhry) przez słynnego geofizyka niemieckiego L. M i n t r o p a, który wyposażył je w sejsmografy Wiecherta (M i n t r o p, 1909; G i b o w i c z, K i j k o, 1994). Mniej więcej w tym samym czasie w Afryce Południowej występowanie wstrząsów kojarzono z pękaniem i kruszeniem filarów tamtejszych kopalń złota i rozpoczęto prowadzenie obserwacji tych zjawisk (S a l a m o n, 1983). Pierwsze sejsmografy (także Wiecherta) zainstalowano tam już w 1910 roku.

Na Górnym Śląsku pierwsze sejsmografy w zagłębiu węglowym zainstalował H. Mainka z końcem lat dwudziestych (G i b o w i c z, K i j k o, 1994). Pracowały one w Bytomiu jeszcze przez wiele lat po wojnie, a obecnie można je zobaczyć w Muzeum Górnictwa w Zabrze.

Jest zrozumiałe, że rozwój badań nad sejsmicznością Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wiąże się ściśle z budową i ulepszaniem aparatury pomiarowej. Pierwsze udoskonalenia wywoływała konieczność zwiększenia dokładności lokalizacji ognisk wstrząsów i wprowadzenie regionalnych, następnie zaś lokalnych, a nawet oddziaływanych sieci sejsmologicznych. Pierwsza podziemna sieć sejsmiczna z rejestracją galwanometryczną została zainstalowana przez Instytut Geofizyki PAN w kopalni „Miechowice” na początku lat sześćdziesiątych. Stosowaną początkowo aparaturę z zapisem optycznym zastępowano stopniowo aparaturą z zapisem magnetycznym analogowym, a ostatnio cyfrowym, przetwarzanym komputerowo. W kopalniach, szczególnie węgla kamiennego, istotne utrudnienie stwarza atmosfera, w której może występować niebezpieczna koncentracja metanu. Z tego powo-

du rozwój aparatury był niezbędny ze względu na potrzebę opracowania wersji iskrobezpiecznej części dołowej kanału sejsmicznego.

Możliwość instalacji sejsmometrów bezpośrednio w wyrobiskach górniczych otaczających obserwowany rejon pomiarów znacznie zwiększyła czułość metody i obniżyła próg wykrywalności wstrząsów. Wiązano z tym nadzieję na wykrywanie wcześniejszych oznak wystąpienia silnych wstrząsów i tąpnięć. Tego typu usprawnienie sieci pozwoliło na obserwacje licznych słabych wstrząsów pojawiających się na skutek pęknięcia i deformowania się górotworu bezpośrednio pod wpływem prowadzonej eksploatacji i szeroko dziś wykorzystywany ciągły monitoring procesu wydobywania. Powstały jednak komplikacje z transmisją dużej ilości informacji za pomocą istniejących w kopalni sieci kabli teletechnicznych. Spowodowało to istotne ograniczenie liczby instalowanych sejsmometrów i obniżenie zdolności sieci do rejestrowania jedynie składowych pionowych drgań górotworu. Wykorzystywanie zaś standardowych układów transmisji sygnałów w wersji iskrobezpiecznej i nie najlepszej jakości kabli teletechnicznych w istotny sposób zmniejszało dynamikę kanału pomiarowego, która w przypadku sieci sejsmologicznych pracujących w kopalniach węgla kamiennego nie przekraczała 60 dB, a w wielu przypadkach była jeszcze mniejsza. Pomimo podejmowanych prób przewyżczenia tych ograniczeń przez import nowoczesnego systemu sejsmologicznego i opracowanie nowego, cyfrowego systemu transmisji sygnałów, stosowanie nowoczesnych metod przetwarzania sygnałów i zaawansowanych metod interpretacji (jak np. analiza spektralna zapisów, inwersja tensora momentu sejsmicznego) jest na ogół utrudnione.

3. Ewolucja poglądów na pochodzenie wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym

Prowadzone przez wiele lat badania sejsmiczności indukowanej eksploatacją podziemną oraz związanych z nią tąpnięć w kopalniach pozwoliły na stopniowe poznawanie zjawisk sejsmicznych, a także na pewną ewolucję poglądów na temat głównych przyczyn ich powstawania.

Początkowo wstrząsom występującym w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym przypisywano pochodzenie tektoniczne (K n o c h e n h a u e r, 1912; K a m p e r s, 1930; J a n c z e w s k i, 1955; B u d r y k, 1955), stwierdzając układanie się ognisk wstrząsów wzdłuż pewnych kierunków zgodnych z przebiegiem głównych struktur tektonicznych w Zagłębiu. Należy w tym miejscu podkreślić, że z powodu ograniczeń aparaturowych rejestrowano wówczas i analizowano głównie najsilniejsze wstrząsy górotworu. Jednakże już stosunkowo wcześniej niektórzy badacze wiązali występowanie tych zjawisk z eksploatacją górniczą (Z n a ń s k i, 1939). W latach późniejszych, w miarę rozwoju metod obserwacji sejsmologicznych i stopniowego zwiększania czułości aparatury pomiarowej, rejestrowano większą liczbę wstrząsów słabszych, co przyczyniło się do rozpowszechnienia poglądu o czysto eksploatacyjnym pochodzeniu tych zjawisk (W i e r z c h o w s k a, 1961; W i e r z c h o w s k a, Z n a ń s k i, 1972). Nie wszyscy jednak pogląd ten w pełni podzielają, gdyż istnieją przesłanki, aby w przypadku co najmniej niektórych wstrząsów dopatrywać się wpływów tektonicznych (G i b o w i c z, 1963; T e i s s e y r e, 1972; T e i s s e y r e, W e r n i k, 1972). Wniosek ten jest tym bardziej uzasadniony, że istnieją niezależne dowody aktualnych oddziaływań tektonicznych na obszarze Górnego Śląska lub w bezpośrednim sąsiedztwie (K o t a s, 1972; K o w a l c z y k, 1972; J u r a, 1996; T e p e r, 1998).

Z powiększającą się liczbą obserwacji wstrząsów indukowanych eksploatacją górniczą ugruntowuje się opinia o ułomnościach modelu czysto eksploatacyjnego 13

pochodzenia tych zjawisk. Próby wyjaśnienia najsilniejszych wstrząsów związkami z tektoniką zagłębi lub złóż podejmuje się na całym świecie (Smith et al., 1974; Gibowicz et al., 1980; Dempster et al., 1983; Joughin, Jager, 1983; Petuchov, Smirnov, 1983; Salamon, 1983; Stiller et al., 1983; Dessokey, 1984; Wong, 1993; Idziak et al., 1997; Mutke, Stec, 1997). Bezpośrednie odróżnienie wpływów tektonicznych od wpływów czysto eksploatacyjnych jest skomplikowane, jak dotychczas nie zaobserwowano bowiem zasadniczych różnic między trzęsieniami ziemi a wstrząsami górnymi. Jednocześnie, jak stwierdza R. Teisseyre (1983), „rozdzielanie wstrząsów na eksploatacyjne i tektoniczne może być trudne i bezprzedmiotowe, jeśli powiązanie naturalnej tektoniki i długotrwałej eksploatacji doprowadziło do pola naprężeń, które ze względu na swój charakter i zasięg trudno rozdzielić na części różne przyczynowo”.

Wydaje się, że przedstawione wcześniej pozornie sprzeczne poglądy na temat przyczyn i pochodzenia wstrząsów górniczych można w sposób spójny połączyć, zakładając bimodalność lub multimodalność tych zjawisk – na co wskazują niektórzy autorzy (Dessokey, 1984; Marcak, 1985; Kijko et al., 1985, 1986, 1987; Zuberek, 1986; Lasocki, 1988; Stankiewicz, 1989; Idziak et al., 1991; Gibowicz i Kijko, 1994). Analiza rozkładów energetycznych oraz rozkładów prawdopodobieństwa wstrząsów pozwala przypuszczać, że są one bimodalne. Oznacza to, że w łącznym rozkładzie prawdopodobieństwa tych zjawisk można wydzielić dwie, częściowo nakładające się na siebie mody. Pierwsza z nich – niskoenergetyczna – reprezentuje przeważającą liczbę wstrząsów i jest interpretowana jako rezultat typowej sejsmiczności powodowanej eksploatacją górną (pękanie górotworu w otoczeniu wyrobisk). Druga moda – wysokoenergetyczna – mogłaby być wynikiem współdziaływania naprężeń eksploatacyjnych z innymi czynnikami, na przykład geologią danego rejonu lub naprężeniami tektonicznymi. Dzisiaj ten pogląd jest coraz powszechniej akceptowany, chociaż najsilniejsze wstrząsy występują rzadko i są nieliczne, co sprawia, że zdecydowany dowód tej tezy jest trudny. Dla zagłębia górnośląskiego granicę między modami należy przyjąć powyżej energii sejsmicznej $E_s > 10^6 \text{ J}$ (Idziak et al., 1991).

Wstrząsy niskoenergetyczne wiążą się wyraźnie z eksploatacją złoża, powstają w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk górniczych, ich ogniska przemieszczają się wraz z postępującym frontem eksploatacji, a miary sejsmiczności obszaru górnego zależą od wielkości powierzchni wybranego obszaru i prędkości postępu eksploatacji. Maksymalna wielkość wstrząsu zależy od właściwości górotworu (Kijko, 1985; Marcak, 1985; Syrek, Kijko, 1988; Goszcz, 1988).

Wstrząsy górnicze o najwyższych energiach sejsmicznych są mniej poznane. Mają bardziej regionalny zasięg niż zjawiska niskoenergetyczne. Występują w znacznie większej odległości od frontu eksploatacji. Często trudno jest znaleźć ich bezpośredni związek z eksploatacją górną, a nawet nie zawsze są widoczne ich skutki w wyrobiskach górniczych, chociaż zniszczenia na powierzchni ziemi mogą być znaczne (Fernandez, Van der Heever, 1984; Drężła, Zuberek, 1995).

14 Powstawanie tych wstrząsów jest na ogół związane z większymi nieciągłościami

geologicznymi typu uskoków. Przypuszcza się, że w generowaniu takich zjawisk mogą mieć udział naprężenia tektoniczne aktualne lub rezydualne (Stiller et al., 1983; Teisseyre, 1983; Gibowicz, 1990; Zubersek, 1993a). J. A. Ryder (1988) wyraźnie stwierdza, że część z nich powstaje jako nagłe i gwałtowne poślizgi na płaszczyznach osłabień w górotworze, takich jak uskoki, cios, dajki itp. Uzyskane w wyniku oddzielenia mody niskoenergetycznej rozkładu energetyczne wstrząsów najsilniejszych są odmienne w obszarach wyodrębnionych według kryterium geologiczno-strukturalnego. Sugeruje to związek wstrząsów wysokoenergetycznych z budową geologiczną (Dempsster et al., 1983; Idzik et al., 1991).

Chociaż aktualnie uznaje się, że na występowanie najsilniejszych wstrząsów istotny wpływ ma geologia obszaru górniczego, to jednak prace, które przedstawiają wiarygodny i w pełni przekonujący model deformacji lub stanu naprężeń w górotworze, pozwalający korelować wyniki badań nad sejsmicznością indukowaną obszaru z tektoniką regionalną, są stosunkowo nieliczne (Teper et al., 1992; Sagan et al., 1996; Zubersek et al., 1966, 1997; Teper, 1998).

Systematyczny rozwój sejsmologii górniczej i wiedzy na temat mechaniki górotworu, a w szczególności mechaniki zniszczenia skał, pozwala dzisiaj, w sposób bardziej ścisły, opisać proces powstawania wstrząsów górniczych jako rezultat nagłego uwalniania akumulowanej w górotworze energii odkształcenia. Sejsmiczność indukowana jest zatem przejawem dynamicznego deformowania się górotworu pod wpływem prowadzonej eksploatacji złoża. Działające na daną objętość górotworu siły zewnętrzne i objętościowe (np. siły grawitacji, naprężenia eksploatacyjne, naprężenia tektoniczne) wykonują pewną pracę, która wywołuje odpowiednią zmianę energii potencjalnej. Energia ta jest częściowo akumulowana w górotworze w postaci energii odkształceń sprężystych – odwracalnych, częściowo zaś jest rozpraszana (ostatecznie w formie ciepła) w postaci energii odkształceń nieodwracalnych. W niektórych przypadkach część energii potencjalnej w pewnym ograniczonym obszarze jest transformowana w energię kinetyczną, wywołując wstrząs. Można zatem sformułować uproszczone równanie bilansu energii na podstawie równania równowagi termodynamicznej górotworu (Fairhurst, Cornet, 1981; Zubersek, 1988, 1992):

$$\dot{W} = \dot{U} + \dot{S} + \dot{E}_k, \quad (3.1)$$

gdzie:

kropki nad wielkościami oznaczają pochodne po czasie,

\dot{W} – wykonana praca,

\dot{U} – odwracalna potencjalna energia sprężysta,

\dot{S} – energia rozpraszana nieodwracalnie w postaci odkształceń niesprężystych (np. plastycznych, lepkich),

\dot{E}_k – energia kinetyczna

lub w postaci całkowitej, dla pewnego przedziału czasu:

$$W = U + S + E_k + \text{const.}, \quad (3.1a)$$

gdzie: stała wynikająca z całkowania równania (3.1) zawiera energię sprężystą wcześniej akumulowaną w górotworze.

Wielkość energii S rozpraszanej nieodwracalnie w układzie wyrobisko–obudowa–górotwór i sposób rozpraszania energii zależą między innymi od właściwości górotworu, obudowy, warunków obciążania (stan jednoosiowy lub trójosiowy) i wielkości obciążeń, temperatury oraz prędkości procesu deformacji. Jeśli proces przebiega bardzo wolno, to wielkość energii rozpraszanej nieodwracalnie może być bardzo duża i wówczas $E_k \rightarrow 0$ (pękanie ciągliwe). Wzrost prędkości procesu zmniejsza wielkość S , a tym samym musi wzrosnąć energia kinetyczna E_k (pękanie kruche). Można zatem równanie (3.1a) interpretować następująco: uwalniana w wyniku eksploatacji złoża energia ($W-U$) musi zostać rozproszona w układzie w postaci energii odkształceń niesprężystych S , a nadwyżka energii uwalnianej musi być transformowana w energię kinetyczną, co jest związane z powstawaniem wstrząsów, tąpnięć i podobnych zjawisk dynamicznych, z jednoczesną emisją fal sprężystych ze źródła.

Jak wynika z obliczeń i pomiarów prowadzonych głównie w Afryce Południowej (Hodgson, Cook, 1971; Cook, 1976; McGarr, 1984), energia sejsmiczna stanowi zaledwie nieznaczną część (od ułamka do kilku procent) energii uwalnianej w procesie eksploatacji złoża. Z uwagi na zagrożenia wyrobisk górniczych, a także powierzchni terenu górniczego istotne znaczenie ma odpowiedź na pytanie: jaka, w danych warunkach, część uwalnianej energii zostanie rozproszona w formie energii odkształceń nieodwracalnych S , a jaka część energii potencjalnej będzie transformowana w energię kinetyczną E_k . Zagadnienie to nie zostało rozwiązane w sposób jednoznaczny do dzisiaj, a pewien postęp w poznaniu fizyki tego procesu wiąże się z analizą równowagi (stabilności) układu wyrobisko–obudowa–górotwór. W tym ujęciu powstanie wstrząsu w procesie deformacji górotworu należy rozpatrywać jako przejaw niestabilności układu (Salmon, 1974, 1983). Według D. C. Druckera (Salmon, 1974) za układ znajdujący się w równowadze trwałej (układ stabilny) należy uważać taki, którego konfiguracja jest określona historią zmian obciążenia w ten sposób, że małe zaburzenie warunków, w których układ się znajduje, wywołuje odpowiednio małą zmianę jego reakcji oraz nie powoduje żadnej nagłej i gwałtownej zmiany w jego konfiguracji. Układ zaś będzie się znajdował w stanie równowagi nietrwałej (niestabilnej), jeśli mała zmiana warunków (np. wzrost obciążenia) wywoła dużą i gwałtowną reakcję i nagłe przejście do nowego stanu, połączone ze zmianą konfiguracji i zamianą części energii potencjalnej odkształcenia w energię kinetyczną.

Aby układ znajdował się w stanie równowagi ($E_k = 0$), jego całkowita energia musi mieć wartość stacjonarną (nie może ulegać nagłym zmianom w czasie). Równowaga ta będzie trwała, jeśli:

$$U+S-W = \min. \quad (3.2)$$

i wówczas, aby układ wyprowadzić z równowagi, trzeba dostarczyć energii z zewnątrz. Jeśli zaś

$$U+S-W = \text{maks.}, \quad (3.3)$$

układ znajduje się w stanie równowagi nietrwałej (stan niestabilny), gdyż jego energia musi się zmniejszyć, co następuje przez pojawienie się energii kinetycznej i powstanie wstrząsu.

Można powiedzieć, że w procesie obciążania ośrodki ciągle znajdują się w stanie równowagi trwałej wówczas, gdy inkrementalny przyrost naprężenia wywołuje odpowiedni przyrost odkształcenia (ośrodki sprężyste) lub prędkości odkształcenia (ośrodki plastyczne i lepkie). Jest to charakterystyczne dla skał o tzw. wznoszącej się charakterystyce naprężenie–odkształcenie lub dla górotworu ulegającego utwardzeniu ze wzrostem prędkości odkształcenia. Powstanie niestabilności może zaistnieć wówczas, gdy w procesie deformacji wzrost odkształcenia zachodzi przy spadku naprężenia (np. przy przekroczeniu wytrzymałości doraźnej lub w przypadku górotworu, który ulega osłabieniu ze wzrostem prędkości odkształcenia). Wtedy układ jest jedynie warunkowo stabilny, a kryteria równowagi trwałej formułuje się z uwzględnieniem lokalnej sztywności obciążanego elementu i sztywności otaczającego górotworu (S a l a m o n, 1974, 1983; Z u b e r e k, 1993b).

Chcąc wyjaśnić powstawanie wstrząsów, należy naruszyć jeden z podstawowych postulatów Druckera. Wymaga to założenia, że albo górotwór jest ośrodkiem nieciągłym, albo górotwór lub obudowa staje się materiałem niestabilnym.

Warunki konieczne dla powstawania wstrząsów górniczych formułuje się następująco (S a l a m o n, 1983):

1. Odpowiedni rejon górotworu musi być doprowadzony do stanu równowagi nietrwałej wskutek:

- występowania w eksploatowanym górotworze odpowiednio obciążonych powierzchni osłabień, jak np. pęknięcia, uskoki, cios, dajki, powierzchnie uławiczenia itp.,
- odpowiedniej zmiany stanu naprężenia,
- osiągania przez obudowę wyrobiska stanu, w którym zagraża niestabilny zawal.

2. Odpowiedni rejon górotworu musi znajdować się w strefie oddziaływania naprężeń eksploatacyjnych i wówczas nawet mała zmiana naprężenia może zainicjować proces przejścia ze stanu równowagi nietrwałej do nowego położenia równowagi.

3. W źródle fal sejsmicznych musi powstać nagła zmiana naprężenia o odpowiedniej amplitudzie. Prędkość zmian naprężeń decyduje o tym, jaka część uwalnianej energii jest transformowana w energię kinetyczną.

4. Aby ze źródła została wyemitowana odpowiednio duża energia sejsmiczna, w źródle lub w jego otoczeniu musi być nagromadzona odpowiednia energia odkształcenia (sprężysta). Akumulacja energii zachodzi zaś w wyniku pracy wykonanej przez:

- siły grawitacji lub/i
- siły tektoniczne, lub/i
- naprężenia eksploatacyjne.

W tej sytuacji można wnioskować, że geologia obszaru górniczego i całego zagłębia, a w szczególności jego tektonika, historia geologiczna i usytuowanie obszaru eksploatacji górniczej może mieć bardzo istotny wpływ na występowanie sejsmiczności indukowanej (Z u b e r e k, 1993a).

Z kolei rozpatrując różne czynniki tektoniczne, które mogą wpływać na występowanie wstrząsów górniczych, można je usystematyzować następująco (S a g a n, Z u b e r e k, 1986; T e p e r et al., 1992; Z u b e r e k et al., 1997):

a. Współcześnie aktywne naprężenia tektoniczne w obszarach:

- orogenu alpejskich lub w ich sąsiedztwie,
- występowania ruchów izostatycznych,

obserwowane w wielu zagłębiach górniczych na świecie (K i d y b i ń s k i, 1982; P e t u c h o v, S m i r n o v, 1983; W i l l i a m s, A r a b a s z, 1989; W o n g et al., 1989). Występowanie tego rodzaju naprężeń w rejonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego było sugerowane między innymi przez A. K o t a s a (1972) i Z. K o w a l c z y k a (1972), a także jest wnioskowane przez L. T e p e r a (1998) i W. M. Z u b e r k a wraz z zespołem (Z u b e r e k et al., 1996, 1997).

b. Naprężenia resztkowe wywołane naciskami tektonicznymi działającymi w przeszłości, które ulegają postępującej relaksacji wraz z upływem czasu, a które mogą się uaktywnić pod wpływem dochodzącego wyrobiska (V a r n e s, L e e, 1972). Rozróżnienie między współczesnymi i resztkowymi naprężeniami nie jest oczywiste i łatwe, gdyż można mierzyć jedynie odkształcenia będące wynikiem naprężeń. W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym najogólniej nie stwierdzono występowania naprężeń resztkowych. Jedyne W. W o j n a r (1985) przedstawiał przesłanki wskazujące na występowanie tych naprężeń w północno-wschodniej części Zagłębia.

c. Koncentracja naprężeń w niektórych elementach struktur tektonicznych, jak np. koncentracja naprężeń ściskających w skrzydle zrzuconym uskoku odwróconego lub w osi niecki, czy też koncentracja naprężeń rozciągających w osi siodła (I s a a c s o n, 1958; C o c h r a n e et al., 1967; C o o k et al., bez daty). Tego typu efekty są dobrze znane z Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i stosunkowo dobrze udokumentowane między innymi przez B. N e y m a n a z zespołem (N e y m a n et al., 1975).

d. Uaktywnienie pod wpływem prowadzonej eksploatacji górniczej istniejących i znajdujących się w stanie równowagi uskoków i szczelin stanowiących nieciągłości w górotworze (G i b o w i c z, 1984, 1990; G a v i g l i o et al., 1990; B r u m m e r, R o r k e, 1990). Powierzchnie niektórych uskoków stanowią naturalne nieciągłości w górotworze, na których szczególnie wyraźnie przebiega proces deformacji pod wpływem eksploatacji. Proces ten może przebiegać w sposób stabilny lub niestabilny (w postaci nagłych skokowych poślizgów), w wyniku czego powstają wstrząsy. Zbliżająca się do uskoku eksploatacja powoduje wzrost naprężeń ścinających i może także wywołać zmianę warunków na uskoku (zmiana ciśnienia porowego, zmiana naprężeń normalnych do uskoku, zmiana współczynnika tarcia), doprowadzając górotwór do stanu równowagi nietrwałej powyżej lub poniżej poziomu eksploatacji. Wiele prac wskazuje, że właśnie najsilniejsze wstrząsy mają swoje ognisko w pobliżu uskoków lub na samych powierzchniach uskokowych i mogą być indukowane nie tylko eksploatacją podziemną, lecz także odkrywkową (D e m p s t e r et al., 1983; P o t g i e t e r, R o e r i n g,

e. Zmiany właściwości fizycznych skał wywołane długotrwałym oddziaływaniem naprężeń tektonicznych w przeszłości. A. G o s z c z (1980, 1985) wykazuje, że w omawianym zagłębieniu wstrząsy występują w obszarach, które w przeszłości były poddawane długotrwałym i wielokrotnym ścisłaniom w czasie kolejnych faz orogenicznych. Postuluje on, że właśnie na skutek długotrwałych ścisłań skały uzyskały odpowiednie właściwości sprężyste umożliwiające akumulację energii sprężystej, która następnie jest wyzwolana w postaci wstrząsów.

4. Tektonika Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego

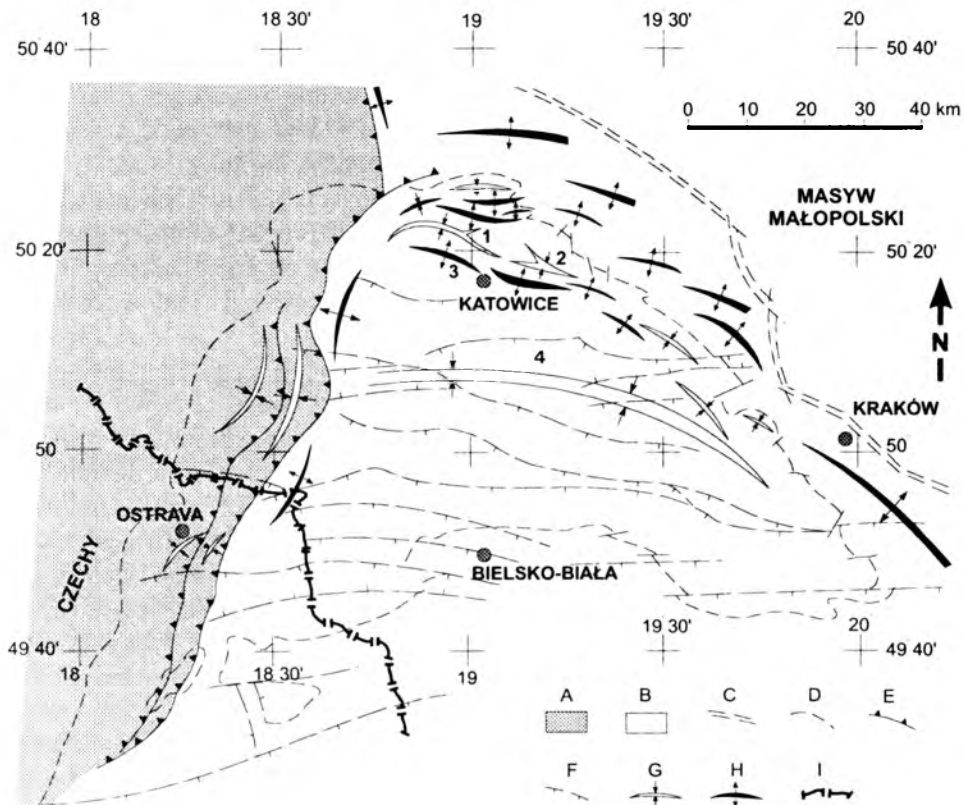
4.1. Tektonika i przyczyny jej ukształtowania

Mianem Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego określa się obszar występowania utworów waryscyjskiego kompleksu strukturalnego, przykrywających masyw Górnego Śląska. Uznaje się, że zagłębie to powstało w rowie przedgórskim morawsko-śląskiej strefy orogenicznej, a utwory, które je wypełniają, są związane z waryscyjską formacją produktywną zapadlisk. Jednocześnie podkreśla się obecność w budowie geologicznej i tektonice zagłębia wielu cech nietypowych dla zapadlisk przedgórskich, kwalifikujących ten obszar, przynajmniej w okresie sedimentacji osadów kontynentalnych, do zapadlisk śródgórskich lub międzygórskich (Stille, 1951; Bukowy, 1961, 1964, 1972, 1974; Znosko, 1965, 1970, 1974; Bogacz, 1977; Kotas, 1968, 1972, 1985; Kotas, Porzycki, 1984).

Waryscyjski kompleks strukturalny składa się z dwóch pięter. Starsze piętro strukturalne kompleksu waryscyjskiego stanowią utwory asocjacji węglanowej dewonu i karbonu dolnego. Drugie jest piętro molasowe, dzielące się na dolne – obejmujące utwory karbonu górnego (seria produktywna) i górne – zbudowane ze skał wieku dolnopermskiego. W utworach serii produktywniej wydziela się trzy strefy wykształcenia strukturalnego: strefę tektoniki fałdowej, strefę tektoniki blokowej oraz przylegającą do niej od północy i północnego wschodu strefę tektoniki fałdowo-blokowej, wykraczającą poza obszar zagłębia (rys. 4.1).

Strefa tektoniki fałdowej ciągnie się wąskim pasem od zachodniej granicy zagłębia aż do linii nasunięcia orłowsko-boguszowickiego. Jej przebieg jest zgodny z morawsko-śląskim kierunkiem SSW–NNE, szerokość zaś nie przekracza 20–25 km. W strefie tej jest silnie zaakcentowana poprzeczna segmentacja. Obserwuje

się występowanie obszarów depresji i elewacji charakteryzujących się odmiennym wykształceniem strukturalnym.



Rys. 4.1. Lokalizacja głównych struktur Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (wg Jurczki i Kotas, 1995)

A. strefa tektoniki fałdowej, B. strefy tektoniki blokowej i fałdowo-blokowej, C. główna nieciągłość strefy granicznej między masywami górnośląskim i małopolskim, D. granica Zagłębia, E. nasunięcia warsycyjskie, F. główne strefy uskokuw aktywne w alpejskim etapie tektogenezy, G. synkliny, H. antykliny, I. granica państwa
 1 - synklina Bytomia, 2 - synklina Kazimierza, 3 - antyklina siodła głównego, 4 - niecka główna

W depresjach występują pary łagodnych, szerokopromiennych niecek (niecka ostrawska i petřvaldzka oraz jejkowicka i chwałowicka rozdzielone nasunięciem michałkowicko-rybnickim). W elewacjach przeważają skomplikowane fałdy, nasunięcia i uskoki odwrócone. Główne zaburzenia tej strefy stanowią nasunięcia: michałkowicko-rybnickie i orłowsko-boguszowickie. Na południu zagłębia są one rozwinięte w postaci skomplikowanych struktur fałdowych i fleksur. Na północy oba zaburzenia przechodzą w nasunięcia o dużej amplitudzie i zmniejszającym się nachyleniu. W rejonie Gliwic zaburzenia te rozładowują się w ciasno sfłoczonych średnio- i wąskopromiennych fałdach i wachlarzach stromych uskokuw odwróconych. Obszar tektoniki fałdowej dodatkowo jest pocięty uskokuw zrzutowymi i zrzutowo-przesuwczymi. Uważa się, że większość struktur tej strefy powstała

przy znacznym udziale składowych poziomych kompresyjnego pola naprężeń związanego z wkraczaniem od zachodu frontu morawsko-śląskiej gałęzi waryscydów. Przesłanki synsedymencyjnego założenia struktur zachodniego obrzeża Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wskazują z kolei na udział względnych ruchów bloków podłoża w deformacji tej części zagłębia.

Od strony wschodniej strefa tektoniki fałdowej graniczy z obszarem tektoniki blokowej obejmującym przeważającą część zagłębia. Dominującą cechą strukturalną tego obszaru jest niemal poziome zaleganie utworów formacji produktywnej. Upady warstw rzadko przekraczają 15° . Łagodne ugięcia warstw karbońskich pozwalają na wyróżnienie w obrębie strefy tektoniki blokowej antyklinalnych wzniesień i kopuł oraz obniżień i niecek. Odmienność tempa subsydencji w poszczególnych częściach obszaru tektoniki blokowej uznaje się za podstawową przyczynę zróżnicowania strukturalnego tej strefy. Głównymi strukturami tektonicznymi są: depresja Drogomyśla, niecka główna i synklina bytomska. Osie tych struktur mają bieg subrównoleżnikowy. Największą część strefy tektoniki blokowej zajmuje niecka główna. Jest to rozległa synklinalna struktura o upadach warstw nie przekraczających 10° . Jej oś biegnie łukiem z zachodu na wschód i dalej na wschód i południowy wschód przez centrum zagłębia. Od strony północnej niecka główna graniczy z innym równoleżnikowym elementem tektonicznym zagłębia – siodłem głównym, które stanowi ciąg elewowanych struktur brachyantyklinalnych. Oś tego ciągu można wytyczyć wzdłuż linii przebiegającej przez Maczki, Sosnowiec, Szopienice i Chorzów. Na północ od siodła głównego jest zlokalizowana kolejna duża jednostka wydłużona równoleżnikowo – brachysynklina Bytomia. Geometria sieci uskokowej jest podporządkowana kierunkowi dominującemu w strefie blokowej. Liczne uskoki występujące w tej części zagłębia są na ogół zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Oprócz nich zostały stwierdzone dyslokacje o cechach typowych uskoków przesuwczych. Do największych dyslokacji tego obszaru zalicza się zorientowane subrównoleżnikowo strefy uskoków: kłodnickiego, książęcego, bełckiego i jawiszowickiego. Zrzucają one warstwy karbońskie w kierunku południowym.

Strefa tektoniki fałdowo-blokowej lokalizuje się w północnej i w północno-wschodniej części zagłębia oraz w jego północno-wschodnim obrzeżeniu. Cechą charakterystyczną tego obszaru jest występowanie jednostek fałdowych (brachysynklin i brachyantyklin) o przebiegu zbliżonym do NW–SE. Deformacja utworów waryscyjskiego kompleksu strukturalnego w tej strefie nie jest intensywna. W jądrach niektórych struktur antyklinalnych obserwuje się natomiast silnie sfałdowane skały starszego paleozoiku. Obszar tektoniki fałdowo-blokowej cechuje się również innym niż pozostałe strefy tektoniczne zagłębia układem przestrzennym sieci uskokowej, wywołanym, jak się uznaje, procesami tektonicznymi zachodzącymi w obrzeżeniu północno-wschodnim. Pierwszorzędną rolę odgrywają w nim dyslokacje o rozciągłości NW–SE, naśladujące przebieg granicy zagłębia i osi jednostek fałdowych. Do największych dyslokacji tej strefy tektonicznej zalicza się systemy uskoków wojkowicko-będzińskiego i krzeszowickiego.

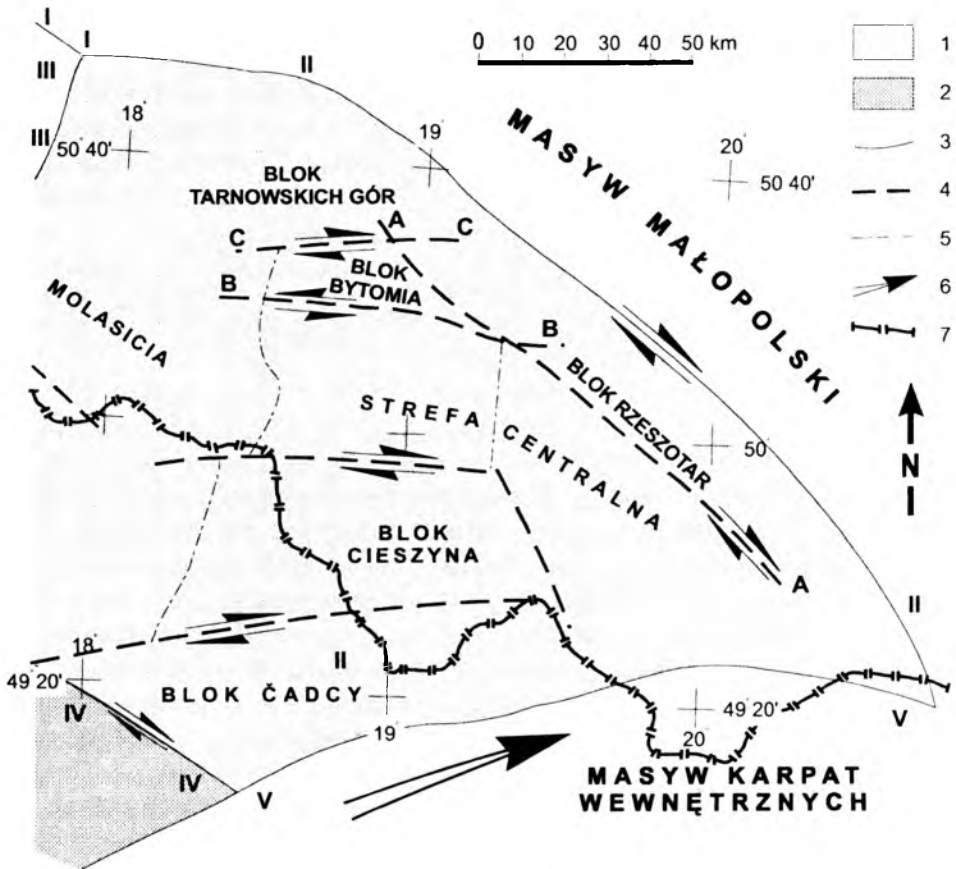
Hipotezę o istnieniu w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego sztywne-
22 go masywu krystalicznego można znaleźć już w pracach W. P e t r a s c h c k a

(1928) i E. B e d e r k e g o (1930), według których rozdzielał on mobilne obszary rowu eugeosynklinalnego na zachodzie od miogeosynklinalnego na północnym wschodzie. Obecnie uznaje się, że blok podścielający zagłębie jest częścią masywu Brunii – Górnego Śląska (K o t a s, 1985) o kadomskim wieku konsolidacji (K o t a s, 1973; D u d e k, 1980; Ż e l a ż n i e w i c z, 1994). Masyw ten jest okonturowany trzema strefami granicznymi najwyższego rzędu: lineamentem Krakowa (pojawiającym się w literaturze pod rozlicznymi nazwami), szwem morawsko-śląskiej gałęzi waryscydów i lineamentem perypienińskim (rys. 4.2). Lineament Łaby dzieli masyw na segmenty Brunii i Górnego Śląska różniące się petrograficznym charakterem krystalinikum i jego cechami geofizycznymi.

Od połowy lat sześćdziesiątych funkcjonują w literaturze poglądy uzależniające budowę i genezę głównych struktur zagłębia od ruchów skonsolidowanego podłoża (K o t a s, M a l c z y k, 1964; K o t a s, 1968, 1972, 1985; H e r b i c h, 1980, 1981; B o g a c z, 1982, 1984; K o t a r b a et al., 1978; B o g a c z, K r o k o w s k i, 1981). Głosiciele tych poglądów uważają, że cokolwiek krystaliczny Zagłębia składa się z mniejszych bloków (rys. 4.2), oddzielonych głębokimi nieciągłościami niższych rzędów (K o t a s, 1972, 1985). W większej części masywu Górnego Śląska układ tak wyodrębnionych segmentów jest podporządkowany kierunkowi zachód–wschód. W partiach wschodnich dominujący kierunek strukturalny zmienia się na NW–SE (K o t a s, 1985; G o s z c z, 1986). Orientacja przestrzenna i późniejsza aktywność stref granicznych owych segmentów determinuje wymienione wcześniej kierunki głównych struktur piętra waryscyjskiego (rys. 4.1). Wyjątek stanowi skrajnie zachodnia, wąska strefa o subpołudnikowym, „morawsko-śląskim”, układzie głównych elementów tektoniki, lecz nawet w tej strefie, jak wspomniano, zaznacza się poprzeczna równoleżnikowa segmentacja głównych jednostek (J u r a, T r z e p i e r c z y ń s k i, 1994; K u z a k, 1994).

Wielokrotnie twierdzono, że oprócz ruchów pionowych wzdłuż opisywanych dyslokacji podłoża odbywały się poziome ruchy względne bloków. Istotne znaczenie ruchom przesuwczym w zagłębiu przypisywał już W. P e t r a s c h e c k (1928). Od lat siedemdziesiątych liczni badacze wiążą powstawanie struktur przesuwczych w kompleksie karbońskim z względną poziomą ruchliwością bloków podłoża zagłębia (K o t a s, 1972, 1985; H e r b i c h, 1980, 1981; B o g a c z, 1984; T e p e r, 1989, 1990, 1998) oraz z ruchem poziomym masywu górnośląskiego względem jednostek sąsiednich wzdłuż nieciągłości brzeżnych (B o g a c z, 1977, 1978, 1980; S a w i c k i, 1979; K r o k o w s k i, 1980; B o g a c z, K r o k o w s k i, 1981; T e p e r, 1988a, 1989, 1990a; C a b a ła, T e p e r, 1990). Północno-wschodnia granica zagłębia jest uważana za aktywny przez wiele epok tektogenicznych obszar (K o t a s, 1985), który w okresie waryscyjskim miał cechy prawoskrętnej strefy przesuwczej (B o g a c z, 1980; K r o k o w s k i, 1980; B o g a c z i K r o k o w s k i, 1981; K o t a s, 1985; O b e r c, 1993) lub strefy naprzemiennego, prawoskrętnego przesuwu zbieżnego i rozbieżnego w reżimie transpresyjno-przesuwczo-transstensyjnym (T e p e r, 1989; Ż a b a, 1995; B u ła et al., 1997). Wnioskowano również dekstralny (prawoskrętny) przesuw wzdłuż pozostałych nieciągłości ograniczających zagłębie w epoce hercyńskiej (B o g a c z, 23

Krokowski, 1981; Herbich, 1981; Bogacz, 1984; Kotas, 1985), co dało podstawę do wysunięcia dwóch alternatywnych hipotez: lewoskrętnej rotacji podłoża zagłębia (Bogacz, Krokowski, 1981) oraz lewoskrętnego, rotacyjnego przemieszczenia masywu Górnego Śląska, połączonego z jego podsuwaniem się pod masyw czeski (Kotas, 1985; Grygar, 1992).



Rys. 4.2. Schemat różnicowania podłoża zagłębia (wg Kotas, 1985, zmodyfikowany)

1 – masyw górnos Śląski, 2 – masyw Brunii, 3 – strefy graniczne pierwszego rzędu: I-I – Odra, II-II – Krakowa, III-III – morawska, IV-IV – Łąby, V-V – perypienińska, 4 – strefy graniczne drugiego rzędu (przebieg A, B i C skorygowano według interpretacji autorów), 5 – strefy graniczne trzeciego rzędu, 6 – kierunek driftozemu, 7 – granica państwa

W wyniku badania relacji masywu Górnego Śląska do sąsiednich bloków fundamentu piętra warycyjskiego można uzupełnić opis dynamiki obszaru górnośląskiego w paleozoiku. Za strefę graniczną (sensu Keilis-Borok, 1990) najwyższego rzędu, przecinającą terytorium naszego kraju, bywa uważana trans-europejska strefa suturalna (TESS), położona między platformą wschodnioeuropejską i masywem czeskim. Podłoże kaledońskie tej strefy stanowi mozaika jednostek geologicznych, których nie da się bezpośrednio zestawić paleogeograficznie

i paleotektonicznie. Trudności te były powodem wprowadzenia do interpretacji dynamiki tego obszaru modelu terranów (P o ż a r y s k i, 1990; T r z e p i e r c z y ń s k i, 1990; G r y g a r, 1992; P o ż a r y s k i et al., 1992; H a r a ń c z y k, 1994). Analizując zgodnie z tą koncepcją procesy zachodzące w strefach granicznych fundamentu zagłębia należy mieć na względzie, że masyw Górnego Śląska jest jednym z hipotetycznych terranów „podejrzanych”, a jego sąsiadami są inne terrany allochtoniczne: Brunii, krakowskiej strefy fałdowej, małopolski wraz z Górami Świętokrzyskimi, przedsudecki i sudecki (F r a n k e, 1994).

Przyjmuje się, że różnice w rozwoju litofacjalnym i strukturalnym terranów w TESS były stopniowo niwelowane podczas syluru, a na przełomie syluru i dewonu w obrębie całej strefy panował jednolity reżim. Z ostateczną akrecją mozaikowego terranu Wschodniej Awalonii z Baltiką są kojarzone procesy kompresyjne z prawoskrętnymi komponentami przesuwczymi, które wywołały intensywną deformację z jednoczesnymi słabymi przejawami metamorfizmu i magmatyzmu (F r a n k e, 1994; Ż e l a ń n i e w i c z, 1994). Odmienne poglądy prezentuje R. G r y g a r (1992), który uważa masywy: małopolski, Górnego Śląska i Brunii za fragmenty Baltiki, oderwane od macierzystego kontynentu w postsylurskim etapie polifazy kaledońsko-warwscyjskiej. Wałnym przejawem owej polifazy była, według cytowanego autora, długotrwała, subrównoleżnikowa skośna kolizja Baltiki i Kadomii. W dalszej kolejności następował skośny ryfting zarówno progradującego frontu orogenu, jak i subdukowanej krawędzi Baltiki, wywołujący fragmentację brzeżnej części Baltiki oraz stopniową subdukcję oderwanych segmentów pod front orokliny warwscyjskiej.

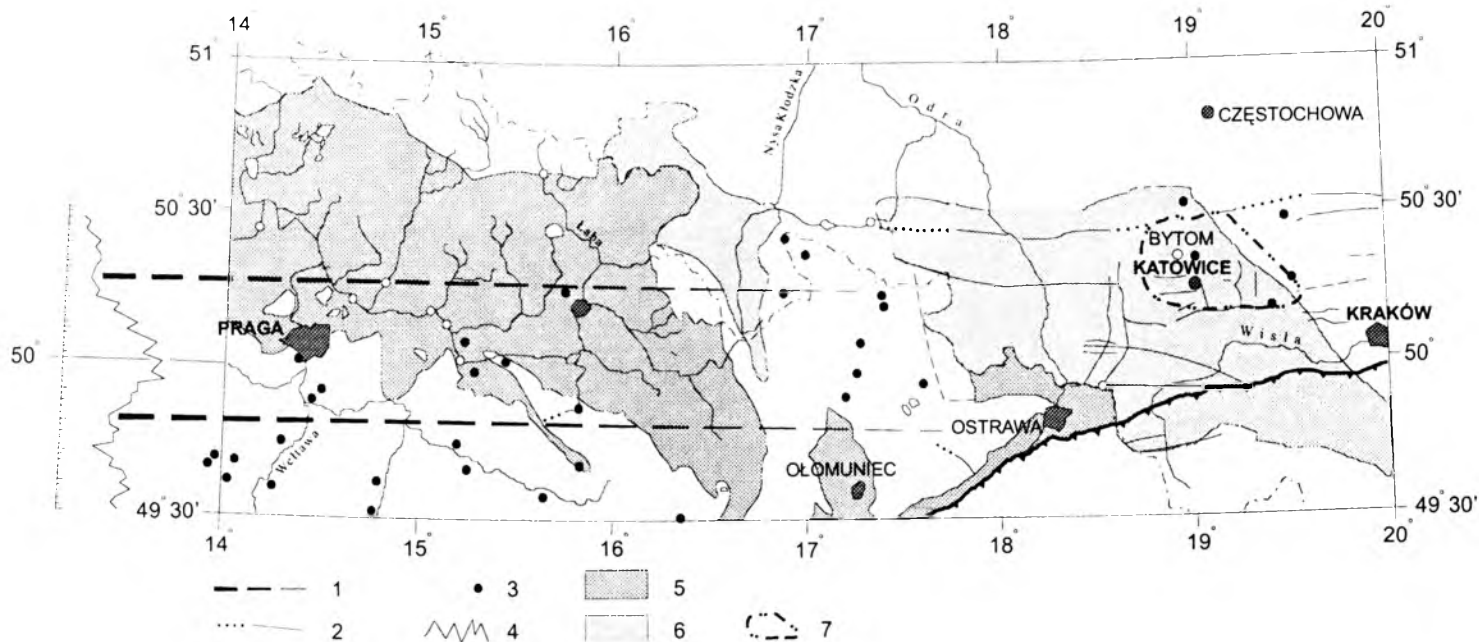
Obydwa modele przebiegu procesów tektonogeneznych na granicy między Wschodnią Awalonią i Baltiką w młodszym paleozoiku przewidują jednakowe konsekwencje dla deformacji masywu górnos Śląskiego i jego pokrywy. Obok aktywności stref granicznych I rzędu, cytowani autorzy (G r y g a r, 1992; Ż e l a ń n i e w i c z, 1994) postulują segmentację skonsolidowanych masywów wzdłuż stref II rzędu o kierunkach subrównoleżnikowych. W obrębie masywu Górnego Śląska mogły zatem zaistnieć wówczas warunki do powstania (lub raczej reaktywacji) stref granicznych II rzędu (T e p e r, w druku). Strefy te, jak się uważa, pełnią od tamtej pory funkcję kontrolującą w stosunku do struktury pokrywy osadowej masywu.

Powszechnie przyjmuje się, że w chwili sedymentacji utworów triasowych górotwór karboński miał wykształcone wszystkie główne rysy tektoniki obserwowane obecnie (D o k t o r o w i c z-H r e b n i c k i, 1935; H e r b i c h, 1981; K o t a s, 1985; T e p e r, 1998). Postwarwscyjskie uskokowanie jest łączone z ruchami bloków podłoża wzdłuż rozłamów drugiego rzędu od faz: kimeryjskiej i laramijskiej (K o t a s, 1985) przez górnomiocenijskiej epoki deformacji (B u k o w y, 1972, 1974; K o t a s, 1972, 1985; J u r a, 1990), neoalpejskie etapy tektonogeniczne (G r y g a r, 1994; K u m p e r a, 1994; J u r a, 1995; L e w a n d o w s k i, 1995), fazę na granicy pliocen/plejstocen (M a r e k, 1973), do czasów współczesnych (B u d r y k, 1955; J a n c z e w s k i, 1957; G i b o w i c z, 1963; K o w a l c z y k, 1964; S i p o r s k i, 1975; T e p e r et al., 1992a; 25

Lewandowski, 1993; Kump era, 1994; Teper, Sagan, 1995; Jura, 1996; Sagan et al., 1996; Teper, 1998).

Pokarbońska sieć uskokowa jest uznawana za sieć wtórną, noszącą cechy systemu potomnego. Znaczący wpływ na strukturę Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego w młodszych etapach ewolucji tektonicznej wywarła prawdopodobnie reakcja anizotropowej strukturalnie platformy epiwarwaryjskiej na jej nową pozycję w zasięgu klina akrecyjnego orogenu alpejskiego (Teper et al., 1992a; Kump era, 1994; Grygar, 1994). W wielu pracach jest podkreślana szczególna predyspozycja do odmładzania w fazach alpejskich, wykazywana ponownie przez zespół dyslokacji subrównoleżnikowych (Doktorowicz-Hrebnički, 1935; Herlich, 1981; Bogacz, 1984; Kotas, 1985). Liczni badacze dokumentują występowanie wzdłuż uskoku tego zespołu postwarwaryjskich ruchów pionowych (Doktorowicz-Hrebnički, 1935; Goszcz, 1980; Kotas, 1985) oraz poziomych (Dzuleński, 1953; Bednarek, 1978; Krokowski, 1980; Cabała, 1995), przeważnie lewoskrętnych (Herlich, 1981; Bednarek et al., 1983; Cabała, Teper, 1990; Teper et al., 1992), odbywających się w transtensyjnym reżimie naprężeń (Grygar, 1994). Zwracano również uwagę, że niektóre z odmłodzonych dyslokacji mogły mieć zasięg znacznie wykraczający poza obszar zagłębia (Teper, Sagan, 1995; Teper, 1998).

Niejasna dotychczas jest rola w kształtowaniu budowy zagłębia górnośląskiego „strefy równoleżnika 50°N”, której istnienie sugeruje J. Kutina (1974). Ta transregionalna strefa tektoniczna ma, według J. Kutiny (1974), głębokie założenia: jej przebieg pokrywa się z linią, na której progowo zmienia się głębokość zalegania granicy MOHO. Strefa została wyznaczona wzdłuż 50° szerokości geograficznej północnej na całym terytorium Czech i części południowej Polski. Na wschodzie sięga po Kraków, przebiegając przez obszar zagłębia (rys. 4.3). Cytowany autor przyznaje tej hipotetycznej nieciągłości znaczenie dla kontrolowania sedymentacji osadów w północnoczeskim basenie kredowym, wiodącą rolę dla metalogenii obszaru śląsko-krakowskiego w czasie powstawania złóż rud cynku i ołowiu, a ponadto dopatruje się w niej strefy, w której koncentrują się rejestrowane współcześnie niskoenergetyczne trzęsienia ziemi (rys. 4.3). Wydaje się, że tezę J. Kutiny mogą wspierać wyniki późniejszych badań neogeńsko-czwartorzędowego basenu Opawicy i rejonu równoleżnikowego uskoku brzeźnego Jeseníków (Grygar, 1987, 1994; Kump era, 1994). Również rezultaty prac prowadzonych w polskiej części domniemanej strefy (Lewandowski, 1993, 1995; Jura, 1996; Teper, 1998) nie są sprzeczne z założeniem o neotektonicznej aktywności „nieciągłości 50°N równoleżnika”.

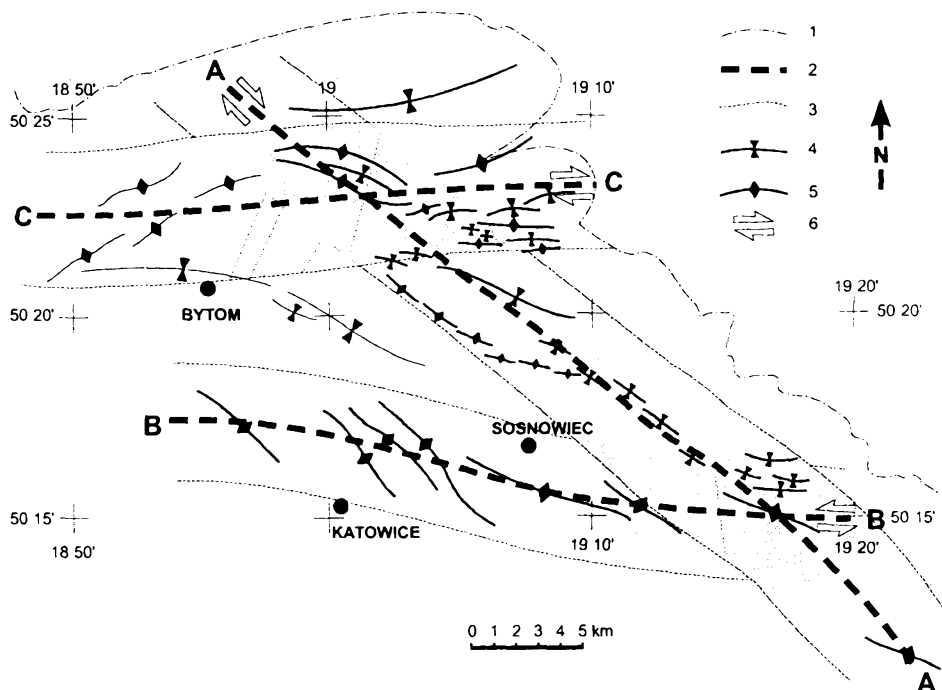


Rys. 4.3. Manifestacje „nieciągłości 50°N równoleżnika” na terytorium Czech i południowej Polski (wg Kutiny, 1974, zmodyfikowano)

1 – przebieg „strefy 50°N równoleżnika”, 2 – uskoki, 3 – złoża rud, 4 – zmienność liczby wstrząsów zarejestrowanych w strefie z szerokością geograficzną, 5 – obniżenie wypełnione osadami karbońsko-permskimi i kredowymi na obszarze Czech, 6 – kontynuacja obniżenia na obszarze Polski (wg Tępera, 1998), 7 – obszar badań sejsmiczności w GZW

4.2. Tektonika obszaru występowania silnych wstrząsów

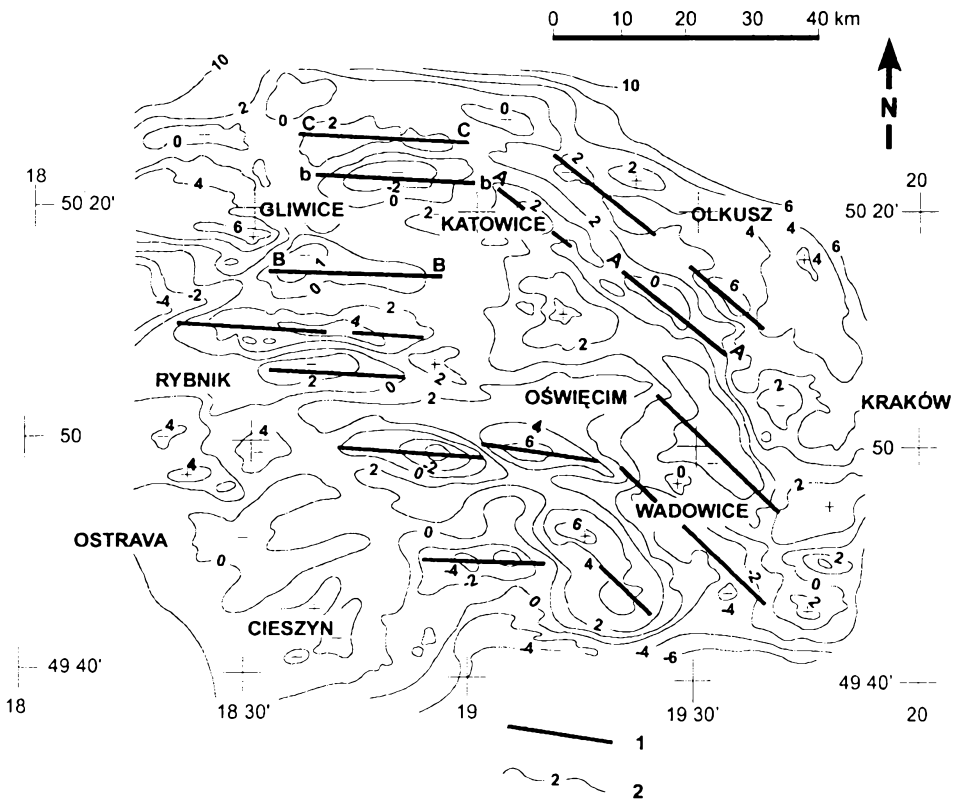
Charakterystyczną cechą deformacji tektonicznej osadów karbonu w części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego interesującej dla badań sejsmologicznych jest występowanie kilku ciągów struktur fałdowych (rys. 4.4). Jednym z takich zespołów jest subrównoleżnikowy pas brachyantyklin siodła głównego (rys. 4.4 – ciąg B), kolejnym – podobnie zorientowany szereg, który tworzą brachysynklini jednostki Malinowic i struktury fleksuralno-nasunięciowe zlokalizowane na północ od synkliny Bytomia (rys. 4.4 – ciąg C), jeszcze innym – położony diagonalnie względem dwóch poprzednich, ciąg brachysynklin i brachyantyklin (rys. 4.4 – ciąg A), którego przebieg pokrywa się w przybliżeniu z liniami intersekcyjnymi dużych uskokiów zespołu NW-SE (w granicach obszaru – z uskokiem wojkowicko-będzińskim).



Rys. 4.4. Szeregi kulisowe fałdów w badanej części zagłębia

1 – granica zagłębia, 2 – osie kulisowych szeregów fałdów: A, B, C – równoważne z projekcjami granicznych nieciągłości segmentów podłoża (por. rys. 4.2), 3 – linie graniczne zasięgu dynamicznego dyslokacji podłoża (A, B i C na rys. 4.2) wyznaczające szerokość aktywnych stref przyprzesuwczych (południowo-zachodnia krawędź strefy A jest równoważna z południowo-zachodnią krawędzią szerokiej strefy zasięgu dynamicznego granicy masywu górnośląskiego (II – na rys. 4.2)) – strefy zasięgu dynamicznego oznaczono szrafurą, 4 – synkliny, 5 – antykliny, 6 – zwrot względnego ruchu wzdłuż nieciągłości przyczynowych podłoża

Powinowactwo pod względem geometrii oraz orientacji przestrzennej, jakie wykazują wobec siebie fałdy wchodzące w skład każdego indywidualnie rozpatrywanego szeregu, nasuwają refleksję o wspólnej dla takiego zespołu przyczynie deformacji. Domniemanie o genetycznym związku ciągów fałdów w północnej części zagłębia z przemieszczeniami na nieciągłościach podłoża karbonu (Herbich, 1981; Kotas, 1985; Teper, 1988a, 1990a) skłoniło do analizy podobieństwa parametrów struktur w badanym obszarze do geometrii fałdów naduskokowych otrzymywanych eksperymentalnie (Wilcox et al., 1973; Odonne, Vialon, 1983). Badania te (Teper, 1998) wykazały, że podobieństwo takie istnieje, analiza zaś archiwalnych materiałów geofizycznych obrazujących strukturę fundamentu krystalicznego terenu badań (rys. 4.5) ujawniła występowanie w podłożu szeregów fałdów kulisowych lineamentów, dających się wyznaczyć dzięki anomalnym wartościom pola siły ciężkości (Goszcz, 1986). Lineamenty te można traktować jako nieciągłości, wzdłuż których mógł się odbywać ruch inicjujący zjawiska nadprzesuwcze obserwowane w utworach karbońskich.



Rys. 4.5. Mapa anomalii rezydualnej siły ciężkości w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym w interwale 0–11 km (wg Goszca, 1986, zmodyfikowana)

1 – lineamenty wg interpretacji A. Goszca (1986), 2 – izanomalie [10^{-5} ms^{-2}]

Stwierdzono, że lokalna dyslokacja **A**, równoległa do północno-wschodniej nieciągłości granicznej cokołu zagłębia (rys. 4.4), wytwarza w kompleksie karbońskim taki sam układ struktur, jak owa nieciągłość graniczna pierwszego rzędu (rys. 4.1). Ciąg fałdów **A** stanowi skrajnie ku południowemu zachodowi wysunięty pas struktur podporządkowany temu układowi. Można wnioskować, że obszar okonturowany liniami **II** i **A** (rys. 4.2) w górnym paleozoiku stanowił szeroką strefę zasięgu dynamicznego nieciągłości granicznej masywu górnośląskiego (strefa tektoniki fałdowo-blokowej), która w trakcie tektogenezy waryscyjskiej funkcjonowała jako prawoskrętny uskoku przesuwczy (T e p e r, 1998). Minimalne przemieszczenie poziome na tym uskoku w tej fazie ruchu, obliczone według algorytmu J. G. R a m s a y a, R. H. G r a h a m a (1970), w przybliżeniu wynosi 7,8 km (T e p e r, 1998).

Pozostała część obszaru położona na południowy zachód i zachód od nieciągłości **A** (rys. 4.4) charakteryzuje się odmiennym planem strukturalnym podobnym do stwierdzanego w strefie tektoniki blokowej zagłębia. W tej części występują ciągi fałdów **B** i **C**.

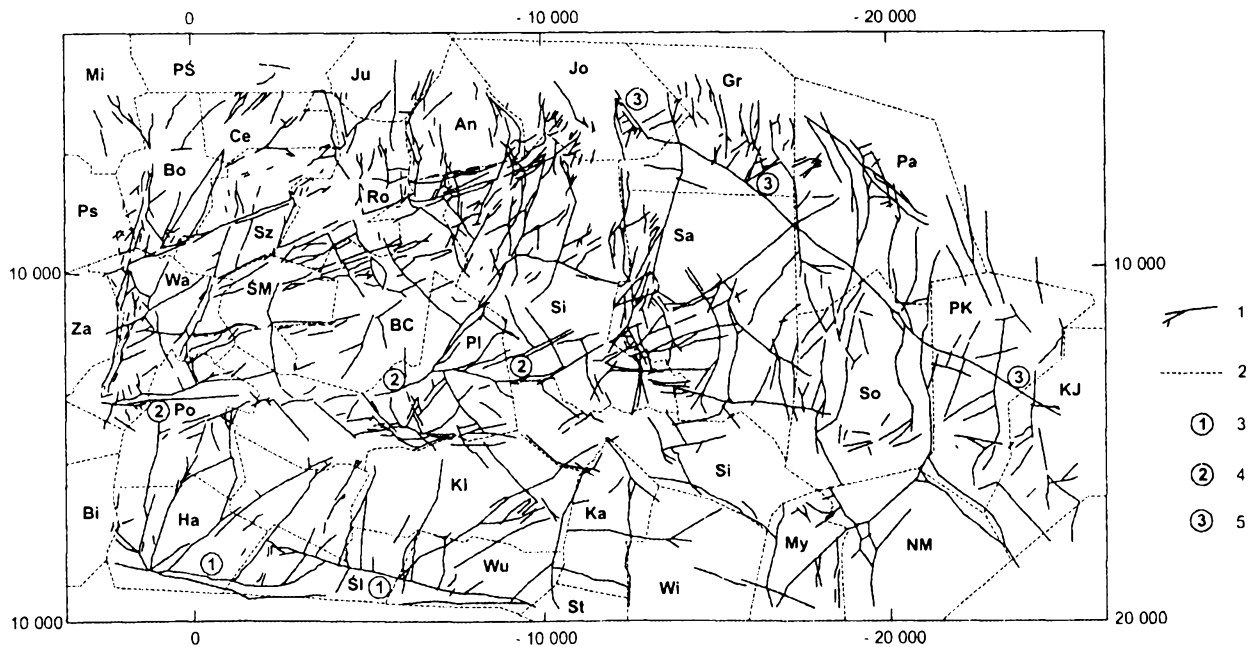
Hipotetyczna nieciągłość cokołu krystalicznego w podłożu szeregu fałdów **B**, o kierunku subrównoleżnikowym, została zidentyfikowana jako strefa graniczna drugiego rzędu, oddzielająca segmenty masywu górnośląskiego zwane blokami: Bytomia i centralnym (rys. 4.2). Orientacja osi fałdów w stosunku do osi ciągu oraz inne analizowane cechy geometryczne fałdów wskazują, iż przyczyną powstania szeregu mogło być horyzontalne działanie pary sił, powodujące lewoskrętny zwrot przemieszczenia względnego wzdłuż tej dyslokacji wgłębnej (T e p e r, 1998). Podobny wniosek sformułowała E. H e r b i c h (1980). Minimalna amplituda przesuwu poziomego na dyslokacji **B** w okresie waryscyjskiej aktywności tektonicznej, obliczana według wskazówek J. G. R a m s a y a i R. H. G r a h a m a (1970), jest równa około 10 km (T e p e r, 1998).

Kolejny subrównoleżnikowy pas brachyfałdów, nasunięć i fleksur, **C** (por. rys. 4.4) jest zlokalizowany nad strefą graniczną drugiego rzędu, oddzielającą segmenty krystalinikum: blok Bytomia i blok Tarnowskich Gór (rys. 4.2). Rezultaty analizy geometrii struktur fałdowych (T e p e r, 1998) wskazują na prawoskrętne przemieszczenia przesuwcze w obrębie tej strefy granicznej jako na prawdopodobną przyczynę powstania szeregu struktur **C** w kompleksie karbońskim. Minimalne przemieszczenie poziome s (R a m s a y, G r a h a m, 1970), na dyslokacji **C**, uznanej za przyczynową w stosunku do tego ciągu struktur fałdowych, zostało określone na 10,5 km (T e p e r, 1998). Otrzymana w wyniku obliczeń wartość przesuwu wgłębego odnosi się do waryscyjskiego okresu aktywności uskoku.

Wyniki analizy geometrii zafałdowań kompleksu karbońskiego (T e p e r, 1998) poświadczają, że część zachodnia obszaru może być podścielona przez blok Bytomia wraz z jego strefami granicznymi, a część wschodnia – przez pierwszorzędową północno-wschodnią strefę graniczną masywu górnośląskiego (rys. 4.2). Warunki deformacji obydwu bloków podścielających badany kompleks skalny były odmienne. Z takiego położenia obszaru badań może zatem wynikać stwierdzona odrębność planów strukturalnych części zachodniej (strefa tektoniki blokowej) i części wschodniej (strefa tektoniki fałdowo-blokowej).

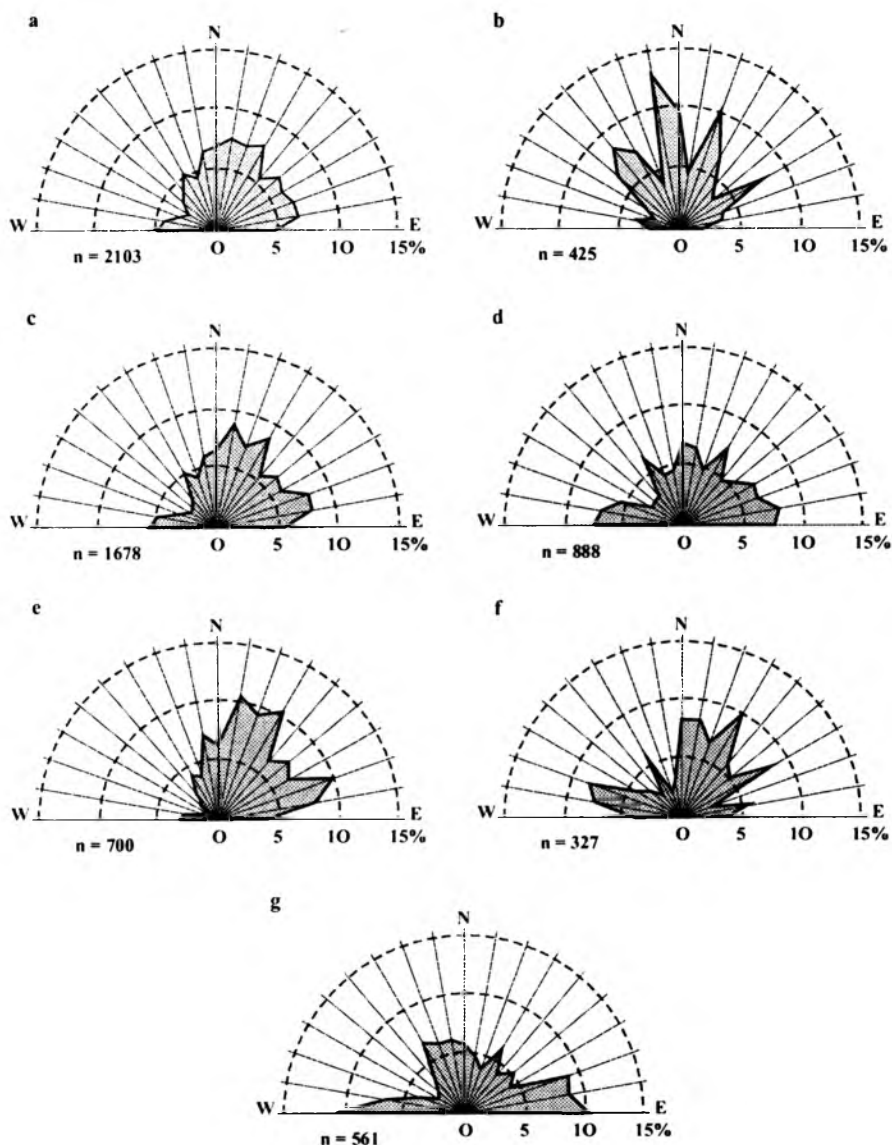
Studia nad geometrią zespołów uskoków (rys. 4.6) potwierdziły odrębność układów strukturalnych części wschodniej i części zachodniej obszaru (T e p e r, 1998). Stwierdzono, że sieć uskokowa w każdej z tych części ma odmienne cechy, orientację zaś ma podporządkowaną lokalnemu planowi strukturalnemu.

Wschodnia część obszaru badań jest pocięta siecią uskoków (rys. 4.7 b), w której kapitalną rolę odgrywają struktury zespołu NW–SE ukierunkowane podłużnie w stosunku do osi szeregu fałdów kulisowych A (rys. 4.4). Cechy geometryczne tych uskoków i towarzyszących im struktur niższych rzędów pozwalają stwierdzić, że zespół ten grupuje prawoskrętne uskoki zrzutowo-przesuwcze powstałe w reżimie, w którym ścinaniu towarzyszy kompresja (T e p e r, 1998). Uskoki zespołu NE–SW (rys. 4.7 b), zajmujące pozycję dyslokacji poprzecznych do osi szeregu fałdów A, mają z kolei liczne cechy struktur lewoprzesuwczych. Szczegółowa analiza strukturalna stref uskokowych tego zespołu (T e p e r, 1988b) sugeruje, że obok ścinania wzdłuż NE–SW w formowaniu się uskoków miała udział kompresja, której wektor był skierowany południkowo. Populacja nieciągłości o przebiegu subpołudnikowym (rys. 4.7 b) składa się niemal w stu procentach z uskoków normalnych, choć niektóre odcinki uskoków tego zespołu wykazują cechy mogące świadczyć o zrzutowo-przesuwczym charakterze przemieszczeń (T e p e r, 1998). Uskoki subpołudnikowe tworzą system skomplikowanych rowów i zrębów tektonicznych, możliwych do uznania za szereg kulisowy, którego oś koincyduje z uskokiem wojkowicko-będzińskim (rys. 4.6). Tego typu zespół może się tworzyć w przesuwczym reżimie deformacyjnym, gdy ruch jest wywołany przez działającą w podłożu parę sił o wektorach równoległych do osi szeregu (J a r o s z e w s k i, 1984). Orientacja struktur pozwala wyznaczyć prawoskrętny zwrot ruchu wglębnego wzdłuż kierunku NW–SE. Dyslokacje o przebiegu równoleżnikowym mają niewielki procentowy udział (rys. 4.7 b) w tektonice dysjunktywnej karbonu wschodniej części obszaru, jednak bezpośrednie obserwacje wykazują różnice charakteru uskoków tego zespołu w stosunku do pozostałych nieciągłości. Duże struktury o przebiegu wschód–zachód są na ogół uskokami normalnymi. Obok nich występują jednak również strome uskoki inwersyjne o powierzchniach nachylonych ku północy, którym czasem towarzyszą deformacje typu fleksur i nasunięć o przebiegu równoleżnikowym, skierowanych ku południowi.



Rys. 4.6. Mapa sieci dyslokacji obszaru przeprowadzonej analizy strukturalnej i badań nad samopodobieństwem uskocków, przedstawiona w lokalnym układzie współrzędnych (Sucha Góra)
 1 – uskoki o zrzućcu ≥ 1 m, stwierdzone robotami górnictwymi, 2 – granice obszarów górniczych, 3 – uskock kłodzki, 4 – uskock Saary, 5 – uskock wojkowicko-będziński

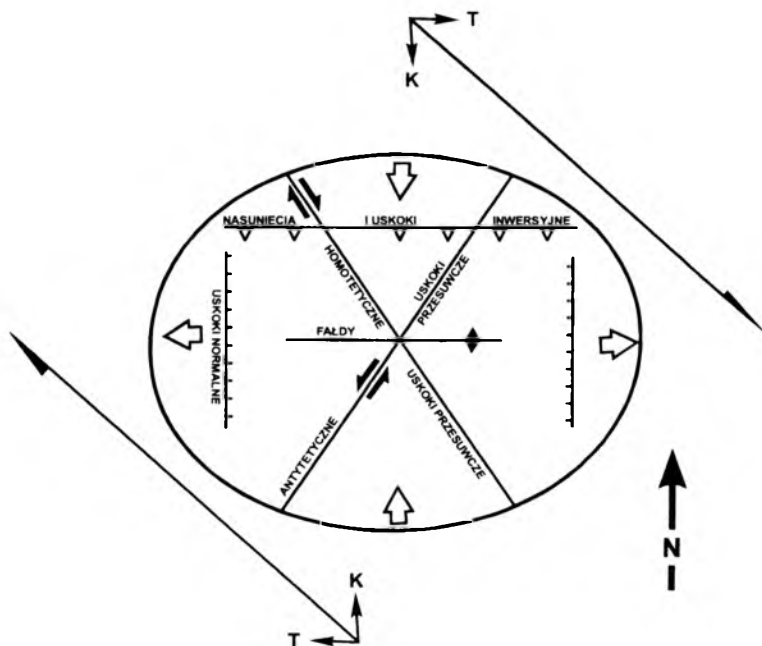
Oznaczenia kopalni: An – „Andaluzja”, BC – „Barbara-Chorzów”, Bi – „Bielszowiec”, Bo – „Bobrek”, Ce – „Centrum”, Gr – „Grodzice”, Ha – „Halemba”, Jo – „Jowisz”, Ju – „Julian”, Ka – „Katowice”, KJ – „Kazimierz-Juliusz”, KI – „Kleofas”, Mi – „Miechowiec”, My – „Mysłowice”, NM – „Niwka-Modrzejów”, Pa – „Paryż”, PK – „Porąbka-Klimontów”, PI – „Polska”, Po – „Pokój”, Ps – „Pstrowski”, PŚ – „Powstańców Śląskich”, Ro – „Rozbark”, Sa – „Saturn”, Si – „Siemianowice”, So – „Sosnowiec”, St – „Staszic”, Sz – „Szombierki”, Śl – „Śląsk I”, ŚM – „Śląsk-Matylda”, Wa – „Wawel”, Wi – „Wiczorek”, Wu – „Wujek”, Za – „Zabrze”



Rys. 4.7. Diagramy prezentujące orientację biegów uskoków w kompleksie górnokarbońskim badanej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (wg *T e p e r a*, 1998)
 a – diagram zbiorczy sporządzony dla całkowitej populacji uskoków obszaru, b – diagram wykonany dla części wschodniej obszaru, c – diagram wykonany dla części zachodniej obszaru, d – diagram dla systemów uskoków kłodnickiego i Saary, e – diagram dla systemu uskoków synkliny Bytomia, f – diagram dla systemu uskoku kłodnickiego, g – diagram wykonany dla systemu uskoku Saary

Układ uskoków obserwowany we wschodniej części obszaru badań zinterpretowano jako wynik deformacji kompleksu osadowego wywołanej prawoskrętnym przesuwem wzdłuż nieciągłości podłoża o przebiegu NW–SE (*T e p e r a*, 1998). 33

Schematyczny model takiej deformacji przedstawia elipsoidalny kształt (rys. 4.8). Każdy z zespołów uskoków udokumentowanych w tej części terenu badań można uznać za odpowiednik jednego z elementów modelu. Dysjunkcje zgrupowane w zespole kierunkowym NW–SE odpowiadają homotetycznym uskokom przesuwczym (dekstralnym) występującym w modelu. W opisanych wyżej dyslokacjach zespołu NE–SW można rozpoznać przewidziane przez model antytetyczne uskoki przesuwcze (sinistralne). Z kolei stwierdzone w górotworze struktury subpółdunkowe mają przebieg prostopadły do modelowego wektora tensji T, a równoleżnikowe – do wektora kompresji K (rys. 4.8). Przedstawiony układ uskoków powstał w wyniku deformacji tej części górotworu w górnokarbońskim etapie tektogenezy (T e p e r, 1998).

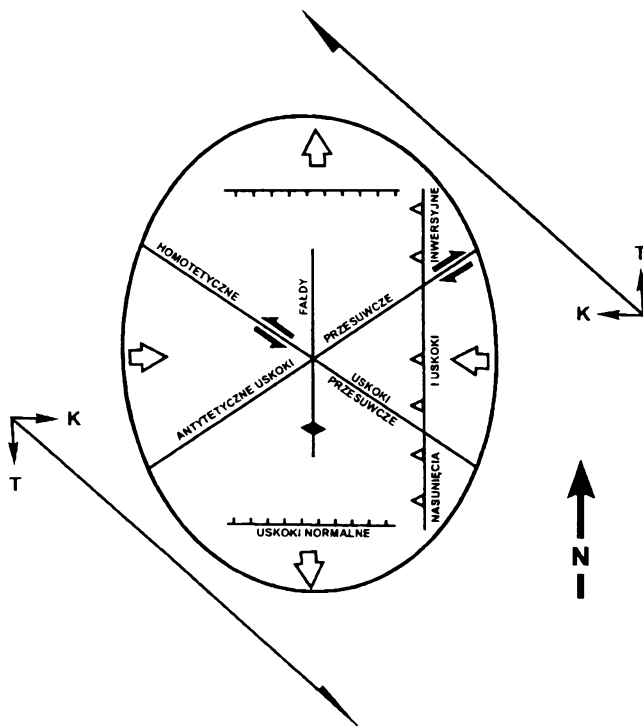


Rys. 4.8. Schematyczna reprezentacja modelu deformacji górotworu karbońskiego wschodniej części obszaru badań (strefa tektoniki fałdowo-blokowej) w waryscyjskim etapie tektogenezy, demonstrująca pochodność zespołów form tektonicznych od pary sił działającej wzdłuż biegu nieciągłości głębokiego podłoża (wg T e p e r a, 1998)

K – kompresja, T – tensja; wektory na zewnątrz elipsy przedstawiają dominujący kierunek i zwrot ruchu

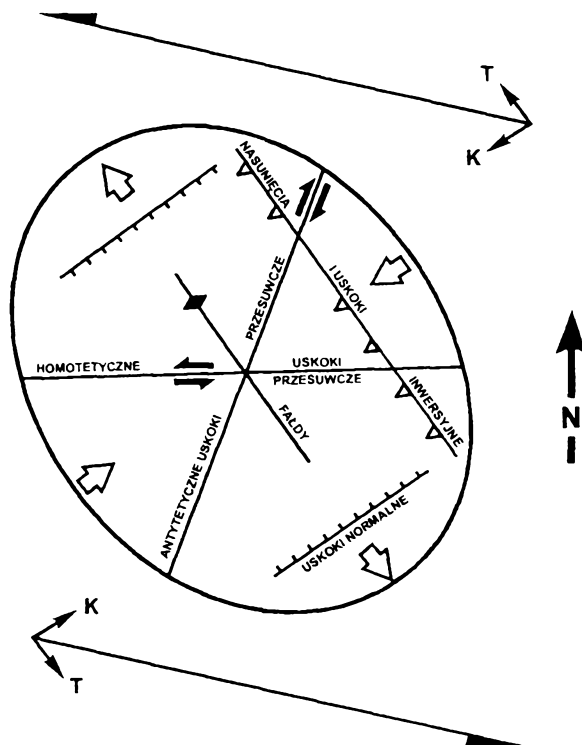
Wiele danych wskazuje na to, że waryscyjska sieć uskokowa wschodniej części obszaru została wzbogacona o nowe zespoły struktur w późniejszych fazach aktywności. Ponadto, niektóre spośród uskoków powstałych w górnym karbonie uległy odmłodzeniu w postwaryscyjskim odcinku historii obszaru. Badania tektoniczne prowadzone w pokrywie mezozoicznej wskazują, że mniej więcej w środkowej części wapienia muszlowego prawdopodobnie nastąpiła inwersja pola naprężeń,

wyrażająca się zmianą zwrotu ruchu względnego w strefie granicznej masywów górnośląskiego i małopolskiego z dekstralnego na sinistralny (T e p e r, 1998). Inwersja ta implikowała powstanie nowego układu deformacji w obrębie piętra mezozoicznego, charakteryzującego się parametrami przedstawionymi szkicowo na kolejnej elipsoidzie modelowej (rys. 4.9). Lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż głównych nieciągłości podłoża przeważały we wszystkich następnych etapach tektogenezy obszaru (T e p e r, 1998). Orientacja struktur nowych i zreaktywowanych sugeruje, że w trzeciorzędowym etapie tektogenezy sieć deformacji wschodniej części obszaru była związana z względnymi ruchami bloków podłoża wzdłuż nieciągłości mających przebieg subrównoleżnikowy (rys. 4.10).



Rys. 4.9. Szkic modelu deformacji kompleksu karbońskiego wschodniej części obszaru badań w mezozoicznym odcinku aktywności (wg T e p e r a, 1998). Oznaczenia jak na rys. 4.8

Sieć uskokuwa w kompleksie karbońskim zachodniej części obszaru, podciętej przez blok Bytomia (rys. 4.2), różni się geometrią (rys. 4.7 c) od sieci w części wschodniej. Rolę uskokuów pierwszego rzędu odgrywają w niej struktury o biegu subrównoleżnikowym. Stanowią one uskoki podłużne w stosunku do osi szeregów kulisowych brachyfałdów B i C (rys. 4.4). W trakcie analizy morfologii stref uskokuowych i geometrii struktur stowarzyszonych z nimi natrafiano na liczne oznaki lewoskrętności przemieszczeń na uskokuach głównych (T e p e r, 1998). Zespół subpołudnikowy (NNE–SSW), o liczebności zbliżonej do poprzedniego 35



Rys. 4.10. Schematyczna reprezentacja przestrzennego rozkładu zespołów deformacji charakterystycznego dla reżimu utrzymującego się od górnego karbonu przez fazy alpejskie do ruchów współczesnych w zachodniej części obszaru badań (strefa tektoniki blokowej) i powstającego we wschodniej części (strefa tektoniki fałdowo-blokowej) w alpejskim, neotektonicznym i współczesnym polu naprężeń (wg T e p e r a, 1998). Oznaczenia jak na rys. 4.8

(rys. 4.7 c), gromadzi dyslokacje, które mają właściwości uskokuów zrzutowo-przesuwczych. Cechy geometrii stref uskokuowych, orientacja struktur opierających (rys. 4.7 c – maksimum o azymucie 30°) i wskaźników transportu tektonicznego stanowią przesłanki do wyodrębnienia w aktywnym życiu nieciągłości tego zespołu fazy ruchliwości prawoskrętnej. Stosunkowo liczne, choć należące przeważnie do struktur niższych rzędów, uskoki zespołu kierunkowego NE-SW (rys. 4.7 c – maksimum o azymucie 50°) oraz mniej częste w zachodniej części obszaru dyslokacje o przebiegu NW-SE (rys. 4.7 c) są w większości uskokami normalnozrzutowymi.

Wyniki analizy sieci dyslokacji zachodniej części obszaru badań upoważniają do stwierdzenia, że deformacja skał w strefie tektoniki blokowej w waryscyjskim etapie tektogenezy polegała na potomnym odkształcaniu kompleksu osadowego spowodowanym przemieszczeniami względem siebie segmentów podłoża, z niebagatelnym udziałem składowej horyzontalnej, lewoprusuwczej, na pierwszopla-

nowych nieciągłościach subrównoleżnikowych (T e p e r, 1998). Zwraca uwagę zgodność takiego toku interpretacji z konkluzjami z przeprowadzonej analizy deformacji fałdowej tego obszaru. Typ odkształcenia i pozycję zespołów struktur potomnych można zilustrować za pomocą schematu przedstawionego na rys. 4.10. Istotną część składową sieci modelowej (rys. 4.10) stanowią homotetyczne uskoki przesuwcze. Odpowiadające im, ze względu na orientację i cechy kinematyczne, uskoki równoleżnikowe są powszechne w południowej części obszaru (rys. 4.6 i 4.7 d, również rys. 4.7 f i 4.7 g), tworząc wyraźną sekwencję struktur, kontynuującą się w południowej części zagłębia. Najdalej na północ położonym elementem tej sekwencji jest uskok Saary znajdujący się w centralnej części obszaru badań (rys. 4.6 i rys. 4.7 g). Wysuniętą dalej na północ synklinę Bytomia przecinają już, przede wszystkim, uskoki zespołu subpołudnikowego, którym, w charakterze struktur niższych rzędów, towarzyszą dyslokacje zespołu NE–SW i (zdecydowanie rza-dziej) NW–SE (rys. 4.7 e). Prawoskrętny, antytetyczny, charakter serii głównych uskoków subpołudnikowych w tej części obszaru pozwala jednak doszukiwać się genezy dyslokowania skał karbońskich w synklinie Bytomia w tym samym procesie, który doprowadził do powstania uskoków nadprzesuwczych o przebiegu W–E wraz z towarzyszącymi im strukturami niższych rzędów w rejonie siodła głównego (a także w partiach strefy tektoniki blokowej sąsiadujących z obszarem badań od południa). Odmienność układu uskoków obserwowana w synklinie Bytomia może wynikać z peryferycznej pozycji, jaką synklina zajmuje w przecinającej opisywany obszar, złożonej, szerokiej strefie przesuwu wglębnego o rozciągłości równoleżnikowej (T e p e r, 1998).

Analiza strukturalna postwaryscyjskich odcinków historii geologicznej zachodniej części obszaru badań wskazuje nieodmiennie na podporządkowanie kinematyki deformacji układowi prezentowanemu na rys. 4.10, uzasadniając wnioskowanie, że główne uskoki subrównoleżnikowe uaktywnione w kolejnych fazach tektonogenetycznych są, podobnie jak ich waryscyjskie pierwowzory, typu rzutowo-przesuwczego, z sinistralnym względnym transportem tektonicznym (T e p e r, 1998).

Studia strukturalne (T e p e r, 1998) i morfotektoniczne (J u r a, 1995, 1996) są źródłami przesłanek współczesnej aktywizacji sieci nieciągłości górotworu. Istotnego poparcia dostarczają w tym względzie bezpośrednie pomiary, nie skażonych wpływem robót górniczych, współczesnych naprężeń inicjalnych w górotworze obszaru śląsko-krakowskiego (W o j n a r, 1985; R a k o v s k i et al., 1995; J a r o s i ń s k i, 1996). Wyniki pomiarów naprężeń *in situ* świadczą o tym, że współczesne pole naprężeń istnieje, co więcej, może sprzyjać uruchomieniu uskoków przesuwczych (R a k o v s k i et al., 1995), w tym lewoskrętnych (W o j n a r, 1985). Pod nasuniętymi zaś na obszar zagłębia płaszczowinami karpackimi (kompleksie orogenicznym o cechach tektoniki naskórkowej) panuje inny, prawdopodobnie skorupowy reżim deformacji (J a r o s i ń s k i, 1996).

Powtarzalność kierunków i zwrotów przemieszczeń w kompleksie produktywnym w kolejnych etapach historii geologicznej świadczy o długotrwałej tendencji do odzwierciedlania w pokrywie kinematyki i dynamiki bloków podłoża 37

karbonu. Obserwacje i pomiary elementów układu uskoków dokonane w różnych piętrach strukturalnych, zwłaszcza we wschodniej części obszaru, pozwalają sklasyfikować populację dyslokacji północnej części Zagłębia jako sieć nasyconą (T e p e r, 1998). Podobnie jak w typowych sieciach nasyconych (J a r o s z e w s k i, 1994), tak i tutaj obserwuje się zjawisko wykorzystywania w kolejno panujących warunkach dynamicznych starszych powierzchni osłabienia zamiast tworzenia nowych. Kolejne etapy aktywności tektonicznej powoływały do istnienia uskoki, które, naśladując przebieg starszych kierunków strukturalnych, dodatkowo odzwierciedlały zmienną kinematykę przemieszczających się względem siebie segmentów masywu górnośląskiego, tworzącego fundament krystaliczny badanego kompleksu osadowego. Odnowianie się w młodszym polu naprężeń struktur należących do starszych planów strukturalnych powodowało coraz większą komplikację systemu dyslokacji po każdym akcie tektogenezy. W rezultacie obecnie obserwowaną sieć uskokową w badanym wycinku kompleksu karbońskiego można uznać za sieć, której geometrię daje się zdefiniować w kategoriach chaosu deterministycznego. W wydzieleniu w jej obrębie jednorodnych, energetycznie spójnych układów dyslokacji pomocna okazała się analiza fraktalności sieci uskokowej (T e p e r, I d z i a k, 1994, 1995; I d z i a k, T e p e r, 1996a). Wyniki tej analizy potwierdzają, że wyodrębnione układy dyslokacji mogą być produktem ruchów wzdłuż zlokalizowanych w ich sąsiedztwie nieciągłości podłoża karbonu (T e p e r, 1998). Przebieg nieciągłości wgłębnych wskazany metodami fraktalnymi jest zgodny z lokalizacją drugorzędnych stref granicznych, oddzielających segmenty masywu górnośląskiego, interpretowaną na podstawie wyników badań strukturalnych.

Powstanie odrębnych i jednorodnych zespołów uskoków w części zachodniej obszaru badań (każdy z zespołów ma geometrię fraktalną i wymiar fraktalny $D \cong 1,6$) mogło być wynikiem niezależnej aktywności takich hipotetycznych nieciągłości (zlokalizowanych, odpowiednio, pod uskokiem kłodnickim, uskokiem Saary i pod osią synkliny Bytomia). Łączne oddziaływanie tych dyslokacji na piętro pokrywowe mogło być przyczyną generowania układu uskoków pochodnych, który odczytuje się jako chaotyczny (w trakcie badań w żadnej ze wspólnych kombinacji wyodrębnionych zespołów uskoków nie stwierdzono geometrii fraktalnej). Tak rozumiany charakter granicy między blokiem Bytomia i blokiem centralnym masywu górnośląskiego pozostaje w zgodzie z nieliniarnym modelem hierarchicznej budowy i dynamiki mobilnych stref granicznych w litosferze, przedstawionym przez V. I. K e i l i s - B o r o k a (1990, 1994). W modelu tym przyjmuje się, że w strefach mobilnych o dyskretnej budowie wewnętrznej przebieg procesów, zapoczątkowany przez ruch o jednoznacznie określonym kierunku i zwrocie, staje się w miarę postępu deformacji coraz mniej uporządkowany. Przyczyną tego stanu jest losowy charakter udziału poszczególnych nieciągłości strefy w procesach wyzwala energii. Związki dynamiki procesów (a także geometrii zespołów uskoków generowanych w pokrywie) z prostą kinematyką stadium inicjalnego stają się stopniowo coraz mniej czytelne, aż wreszcie górotwór, stanowiący wyjściowo układ uporządkowany, przekształca się w układ chaotyczny.

Rezultaty badań nad fraktalnością rozkładów przestrzennych uskoków skonfrontowane z wynikami badań strukturalnych pozwalają interpretować granicę między blokiem Bytomia i blokiem centralnym (rys. 4.2) jako złożoną strefę przesuwu wglębnego (T e p e r, 1998). Dyslokacja pierwszoplanowa tej strefy jest zlokalizowana pod południowymi skłonami siodła głównego (rys. 4.5 – linia **B**). Obszar siodła głównego stanowi centralną część strefy, w której ruch ma maksymalną koncentrację. Partia marginalna strefy sięga w omawianym obszarze po dyslokację usytuowaną pod osią synkliny Bytomia (rys. 4.5 – linia **b**).

Uzupełnienie modelu tektoniki omawianego obszaru, konstruowanego na podstawie wyników badań strukturalnych i badań fraktalności sieci uskokowej stanowią rezultaty uzyskane w trakcie analizy populacji rozmiarów dyslokacji (T e p e r, 1996, 1998). Wskazują one na istnienie silnej korelacji między sumarycznym odkształceniem uskokowym i strukturami największymi – dużymi uskokami litosferycznymi, których długość jest przynajmniej równa, o ile nie większa, grubości skorupy kruchej (T e p e r, 1998). Wydaje się, że z takimi dyslokacjami można identyfikować hipotetyczne nieciągłości określane jako strefy graniczne segmentów głębokiego podłoża (rys. 4.2, 4.4 i 4.5). Aktywność owych pierwszoplanowych struktur tektonicznych nie jest skoncentrowana wzdłuż linii dyslokacji, lecz raczej chaotycznie rozproszona w obrębie wyróżnionych stref (T e p e r, 1998), stosując się w tym względzie do nieliniowego modelu dynamiki litosfery.

5. Sejsmiczność Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

5.1. Rozkład energetyczny wstrząsów

Jedną z charakterystycznych cech sejsmiczności obszaru jest rozkład opisujący częstość występowania wstrząsów w zależności od ich energii, nazywany rozkładem energetycznym wstrząsów. Występuje on w formie bardzo zbliżonej do zależności (5.1):

$$n(E)dE = a'E^{-\gamma}dE, \quad (5.1)$$

gdzie:

$n(E)dE$ – liczba wstrząsów o energii sejsmicznej w przedziale $(E, E + dE)$,
 a', γ – współczynniki rozkładu.

Jeśli się przyjmie, że energia sejsmiczna wstrząsów E zależy od bezwzględnej wartości maksymalnej amplitudy prędkości drgań a_m i zależność ta jest funkcją potęgową:

$$E = \xi a_m^\varphi \quad (5.2)$$

(gdzie $\xi > 0$; $\varphi > 0$ – współczynniki), to po podstawieniu (5.2) do (5.1) uzyskujemy (Z u b e r e k, 1986, 1992) znany dobrze w sejsmologii tzw. rozkład amplitudowy sejsmiczności, zwany także rozkładem Ishimoto–Iidy (rozkładem I–I), opisujący rozkład maksymalnych amplitud w zapisach wstrząsów:

$$n(a_m)da_m = K a_m^{-m} da_m, \quad (5.3)$$

gdzie:

$a_m > 0$,
 $K = a' \varphi \xi^{-(\gamma/\varphi)}$,
 $m = \gamma\varphi - \varphi + 1$.

Jeśli w zależności (5.2) przyjmiemy, że $\varphi = 2,0$, czyli że energia sejsmiczna jest wprost proporcjonalna do kwadratu maksymalnej amplitudy prędkości drgań gruntu (co jest często przyjmowanym uproszczeniem), to uzyskujemy:

$$m = 2\gamma - 1. \quad (5.3a)$$

W naukach przyrodniczych ten typ rozkładu jest stosowany do opisu rozkładu różnych wielkości, jak na przykład częstość występowania uskoków w funkcji ich długości (G z o v s k i j, 1975), rozkładu wielkości cząstek pyłu lub rozkładu jasności gwiazd w Kosmosie, pomimo tego, że ma on liczne niedogodności, jak np. nieoznaczoność dla $a_m \rightarrow 0$ i stosunkowo wolny spadek (maleje do zera dopiero przy $a_m \rightarrow \infty$). W praktyce ta forma rozkładu może być stosowana do opisu rozkładu wielkości jedynie w pewnym przedziale zmienności ($a_{m \min}, a_{m \max}$).

Rozkład energetyczny można analizować albo w formie różniczkowej (5.1), albo w formie skumulowanej, całkując go od strony największych wartości zmiennej, np.:

$$N(E) = \int_E^{\infty} n(E) dE = AE^{-(\gamma-1)}, \quad (5.4)$$

gdzie:

$$\gamma > 1,$$

N – liczba wstrząsów o energii sejsmicznej większej od E ,

$$A = \frac{a^{\gamma}}{\gamma+1}.$$

Zachodzi zatem zależność:

$$n(E) = \frac{dN}{dE}. \quad (5.5)$$

Rozkłady (5.4), (5.3) lub (5.1) są zbliżone do prawej gałęzi hiperboli równosiowej (stanowią hiperbole, jeśli wykładniki wynoszą -1 , 0) i dlatego czasem nazywa się je rozkładami hiperbolicznymi lub bardziej właściwie – rozkładem Pareto.

Wykresy rozkładów (5.1), (5.3) i (5.4) przedstawiają w układzie bilogarytmicznym proste o współczynnikach kątowych:

$$\begin{aligned} \frac{d(\log n)}{d(\log E)} &= -\gamma, \\ \frac{d(\log n)}{d(\log a_m)} &= -m \end{aligned} \quad (5.6)$$

oraz

$$\frac{d(\log N)}{d(\log E)} = -(\gamma-1).$$

Tym samym wykładniki potęgowe tych zależności określają względną liczbę wstrząsów o wysokich energiach sejsmicznych E (lub maksymalnych amplitudach prędkości drgań a_m) w stosunku do liczby wstrząsów o niskich energiach sejsmicznych.

W sejsmologii najczęściej wykorzystuje się jeszcze nieco inną postać rozkładu energetycznego – zależność liczby wstrząsów n w funkcji ich magnitudy M_L , zwaną zależnością Gutenberga–Richtera (rozkładem G-R) (G i b o w i c z, K i j k o, 1994), w postaci:

$$\log n = a - bM_L, \quad (5.7)$$

gdzie:

n – liczba wstrząsów o magnitudzie w klasie $(M_L, M_L + dM_L)$,

a, b – współczynniki stałe oraz $\log E = c + dM_L$.

Współczynnik b rozkładu G-R ze współczynnikiem m rozkładu I–I jest związany zależnością:

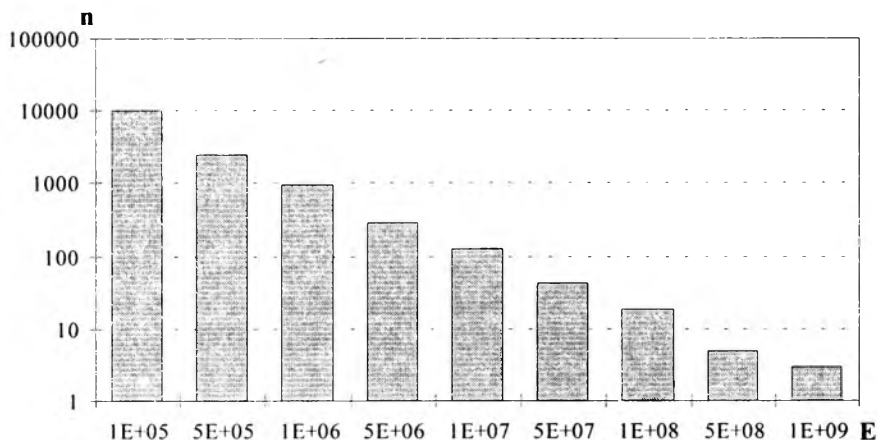
$$b = m - 1. \quad (5.8)$$

W większości przypadków dla obszarów sejsmicznych i sejsmiczności indukowanej współczynnik b przyjmuje wartość $b \cong 1,0$, co oznacza $m \cong 2,0$ i $\gamma \cong 1,5$, chociaż odchylenia bywają dosyć duże i dla rejonu omawianego Zagłębia wynoszą $0,7 < b \leq 3,0$ (P i e r w o ł a, 1998). Rozkład energetyczny wstrząsów jest ważną cechą emisji sejsmicznej, a wartość współczynnika b , m lub γ określa zdolność górotworu do dynamicznego uwalniania akumulowanej energii odkształcenia, gdyż wysokie wartości współczynnika ($b > 1,0$) oznaczają emisję energii sejsmicznej w postaci licznych wstrząsów o niskich energiach. Niskie wartości współczynnika ($b < 1,0$) oznaczają występowanie w rozkładzie zwiększonej liczby wstrząsów o wyższych energiach. Przykład rozkładu (5.4) przedstawia rys. 5.1 w skali podwójnie logarytmicznej, skumulowany zaś rozkład G-R ilustruje rys. 5.2.

Wyznaczenie parametrów rozkładu energetycznego ma istotne znaczenie w badaniach sejsmologicznych, gdyż:

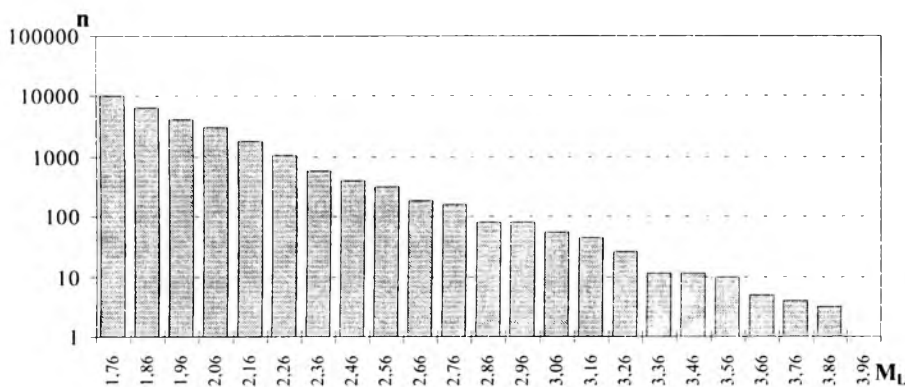
- w procesie deformacji górotworu każda zmiana warunków generowania emisji sejsmicznej, a szczególnie sposobu deformowania się górotworu, może wywołać odpowiednią zmianę wykładnika m lub γ (oraz współczynnika b) poprzedzającą moment zniszczenia górotworu; oczekuje się zatem, że wyznaczając parametry rozkładu, a w szczególności jego zmiany w czasie, można uzyskać pewne oznaki (prekursory) momentu zniszczenia;
- parametry tego rozkładu, po unormowaniu względem czasu oraz obszaru, mogą pozwolić na określenie tzw. bezwzględnej aktywności sejsmicznej, np. całkowitej liczby wstrząsów powyżej przyjętego umownie poziomu energii (magnitudy); można także przeliczać, w celu porównania, aktywność sejsmiczną rejestrowaną przy różnych poziomach dyskryminacji energii rejestrowanych wstrząsów (np. w sieciach kopalnianych i w sieci regionalnej);
- rozkład ten stanowi podstawę do określania prawdopodobieństwa wystąpienia wstrząsu powyżej pewnego progu energii (zagrożenia sejsmicznego);
- rozkład energetyczny wstrząsów determinuje wymaganą dynamikę kanału pomiarowego i narzuca konieczne parametry aparatury pomiarowo-rejestrującej.

Liczne prace podejmowane w celu opracowania podstaw fizycznych rozkładu



Rys. 5.1. Skumulowany rozkład energetyczny wstrząsów, które wystąpiły w Górnos Śląskim Zagłębiu Węglowym w latach 1987–1996 (układ bilogarytmiczny)

n – liczba wstrząsów o energii sejsmicznej $\geq E$



Rys. 5.2. Skumulowany rozkład Gutenberg-Richtera wstrząsów dla obszaru Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego za okres 1987–1996

n – liczba wstrząsów, których magnituda lokalna $\geq M_L$

- niejednorodność górotworu i rozkładu naprężeń wpływa na wartość współczynnika b (M o g i, 1962; S t e a c y et al., 1996),
- wartość współczynnika b maleje wraz ze wzrostem naprężeń w górotworze (S c h o l z, 1968; H a n k s, 1979; U r b a n c i c et al., 1992),
- niskie wartości b należy wiązać z kruchym deformowaniem się ośrodka, wyższe zaś wartości z przechodzeniem ośrodka w stan ciągliwy (S c h o l z, 1968; P o l l o c k, 1980), co świadczy o wpływie prędkości deformacji ośrodka na wartość współczynnika b (V i n o g r a d o v, 1964; V i n o g r a d o v et al., 1975),
- duże zagrożenie silnymi wstrząsami i tąpnięciami występuje w przypadku niskich wartości współczynnika b i wysokiej aktywności sejsmicznej (G i b o w i c z, 1979; M u t k e et al., 1993; H o l u b, 1995, 1996),

– obserwowany rozkład energetyczny wstrząsów nie musi być liniowy (w skali bilogarytmicznej) w pełnym przedziale zmienności energii sejsmicznej; często obserwuje się zmianę nachylenia rozkładu powyżej pewnej energii wstrząsów, co przyjęto określać jako bimodalność, ewentualnie multimodalność rozkładu energetycznego.

Podsumowując należy przyjąć, że na parametry rozkładu energetycznego wstrząsów górniczych ma wpływ wiele czynników geologicznych oraz technologiczne parametry prowadzonej eksploatacji złoża. Widać, że wartość współczynnika b w danym rejonie ulega zmianom w czasie, uzyskuje się też różne wartości b w różnych rejonach zagłębia (D u b i ń s k i, S y r e k, 1990; P i e r w o ł a, 1998). W okresie 1987–1996 najniższe wartości współczynnika b stwierdzono w zagłębiu dla obszaru siodła głównego, nieco wyższe dla niecki głównej, a najwyższe dla niecki bytomskiej. Nie uzyskano statystycznie istotnej korelacji współczynnika b z wielkością wydobycia węgla w wyżej wymienionych rejonach. J. P i e r w o ł a (1998) uważa, że różnice w budowie geologicznej poszczególnych jednostek strukturalnych zagłębia decydują o zróżnicowaniu zdolności górotworu do wyzwiania akumulowanej energii odkształcenia, a więc także współczynnika b rozkładu energetycznego wstrząsów.

W wielu badaniach podejmowano próby fizycznego uzasadnienia rozkładu energetycznego wstrząsów i chociaż nie jest zamiarem autorów dokonanie syntezy poglądów w tym zakresie, to jednak wydaje się, że następujące podejścia do tego zagadnienia są szczególnie interesujące.

W pierwszym z nich przyjmuje się, że rozkład energetyczny ma formę asymptotyczną – w szczególności rozkładów wartości ekstremalnych Gumbela I i II typu. Można stworzyć model fizyczny uzasadniający ten typ rozkładu oraz jego związek z rozkładem spękań i rozkładem wytrzymałości górotworu (K i j k o et al., 1986; Z u b e r e k, 1986; L a s o c k i, 1988; I d z i a k et al., 1991).

Prawdopodobieństwo, że przy przyłożonym naprężeniu σ górotwór o objętości V , składający się z n elementarnych bloków o objętości V_0 , ulegnie zniszczeniu, określone jest rozkładem Weibulla (asymptotycznym rozkładem wartości minimalnych Gumbela III typu):

$$P(X \leq \sigma) = F^{(3)}(\sigma) = 1 - \exp \left[- \frac{V}{V_0} \left(\frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^K \right], \quad (5.9)$$

gdzie:

X – zmienna losowa lokalnej wytrzymałości górotworu,

K, σ_0 – parametry rozkładu,

$K > 0, \sigma_0 > 0$.

Możemy założyć, że lokalna wytrzymałość górotworu X jest określona długością $2c$ istniejącego w nim największego pęknięcia. Zależność pomiędzy długością pęknięcia a naprężeniem, przy którym zaczyna ono propagować, doprowadzając do zniszczenia skały, określa zmodyfikowany wzór Griffitha:

gdzie:

K_N – współczynnik intensywności naprężeń dla różnych typów zniszczeń ($N = I, II$ lub III),
 Y_0 – współczynnik geometryczny zależny od kształtu pęknięcia i geometrii obciążonej skały.

Jeżeli założymy ponadto, że pęknięcia w górotworze są rozłożone losowo i nie oddziałują ze sobą, to długości pęknięć możemy traktować jako zmienną losową Y . Kryterium Griffitha będzie wówczas określać długość krytyczną pęknięcia dla lokalnego naprężenia σ :

$$\sigma = Ac^{1/2}, \quad (5.11)$$

gdzie:

$$A = \frac{K_N}{Y_0 \pi^{1/2}}.$$

Prawdopodobieństwo, że naprężenie nie przekroczy lokalnej wytrzymałości górotworu, będzie równe prawdopodobieństwu, że zmienna losowa Y nie osiągnie wartości krytycznej c :

$$P(Y \leq c) = P(X > \sigma) = 1 - P(X \leq \sigma). \quad (5.12)$$

Podstawiając (5.10) i (5.11) do (5.12), otrzymujemy dystrybuantę długości pęknięć krytycznych:

$$F(c) = P(Y \leq c) = \exp\left[-\frac{V}{V_0} \left(\frac{Ac^{-1/2}}{\sigma_0}\right)^K\right] = \exp\left[-\left(\frac{u}{c}\right)^{K/2}\right], \quad (5.12a)$$

gdzie:

$$u = \left(\frac{V}{V_0}\right)^{2/K} \cdot \frac{A^2}{\sigma_0^2}.$$

Dystrybuanta $F(c)$ jest asymptotycznym rozkładem wartości maksymalnych Gumbela II typu. Jeśli dalej przyjmiemy, że energia sejsmiczna jest związana z rozmiarem pęknięcia krytycznego zależnością potęgową:

$$E = Dc^\beta, \quad (5.13)$$

gdzie:

$d > 0, \beta > 0$ – stałe współczynniki,

to po podstawieniu (5.13) do (5.12a) uzyskujemy dystrybuantę rozkładu maksymalnych energii wstrząsów w postaci:

$$F(E) = P(Z \leq E) = \exp\left[-\left(\frac{U_2}{E}\right)^{K_2}\right], \quad (5.14)$$

gdzie:

$$U_2 = u^\beta D \quad \text{i} \quad K_2 = \frac{K}{2\beta}.$$

Z – zmienna losowa energii wstrząsu.

Dystrybuanta energii wstrząsów jest też rozkładem wartości maksymalnych Gumbela II typu.

Analiza przeprowadzona dla Górnego Śląska (Z u b e r e k, 1986; I d z i a k et al., 1991) pozwoliła stwierdzić, że w przypadku założenia jednorodności rozkładu energetycznego największą zgodność z danymi doświadczalnymi daje rozkład wartości maksymalnych Gumbela II typu. Lepsze rezultaty uzyskuje się, przyjmując bimodalność rozkładu będącą rezultatem złożenia dwóch niezależnych rozkładów asymptotycznych, z których jeden opisuje wstrząsy o niższych energiach. W rejonie Zagłębia moda niskoenergetyczna jest zawsze najlepiej aproksymowanym rozkładem wartości maksymalnych Gumbela II typu. Moda wysokoenergetyczna wstrząsów w przypadku niecki bytomskiej opisywana jest jednak lepiej rozkładem Gumbela I typu w postaci (rys. 5.3):

$$F^{(1)}(E) = P(x \leq E) = \exp \left\{ - \exp \left[-k_1(E - V_1) \right] \right\}, \quad (5.15)$$

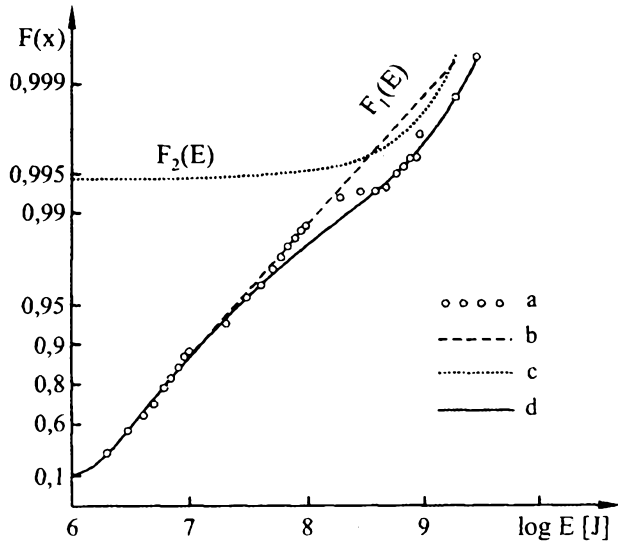
gdzie:

$k_1 > 0$, V_1 – parametry rozkładu.

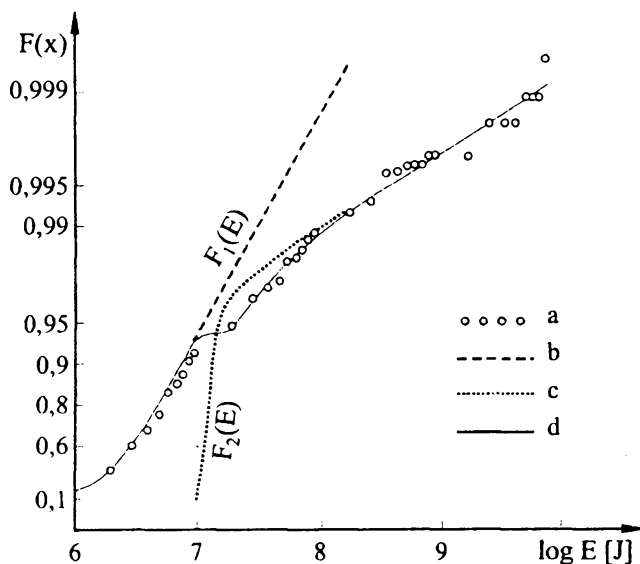
W siodle głównym lepsze dopasowanie w zakresie mody wysokoenergetycznej daje rozkład Gumbela II typu, ale o odmiennych od mody niskoenergetycznej parametrach (rys. 5.4).

W niecce kazimierzowskiej dobór typu i parametrów rozkładu mody wysokoenergetycznej okazał się niemożliwy ze względu na zbyt małą liczbę wstrząsów w zakresie wyższych energii (rys. 5.5).

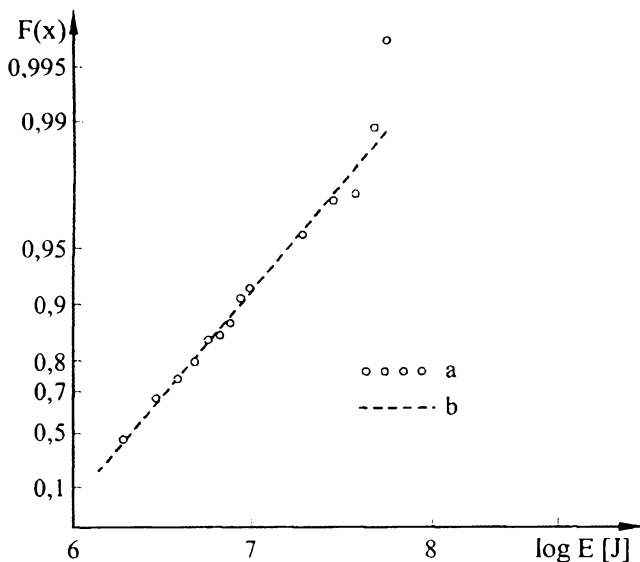
Uzyskane wyniki sugerują zatem, że na zróżnicowanie prawdopodobieństwa występowania wstrząsów górniczych o wyższych energiach sejsmicznych może mieć wpływ odmienna budowa geologiczna, a w szczególności tektonika niecki bytomskiej i siodła głównego.



Rys. 5.3. Dystrybuanty energii sejsmicznej z rejonu niecki bytomskiej (1977–1987) (wg I d z i a k a et al., 1991)
a – doświadczalna, b – teoretyczna dla mody niskoenergetycznej $F_1(E)$, c – teoretyczna dla mody wysokoenergetycznej $F_2(E)$, d – teoretyczna wypadkowa



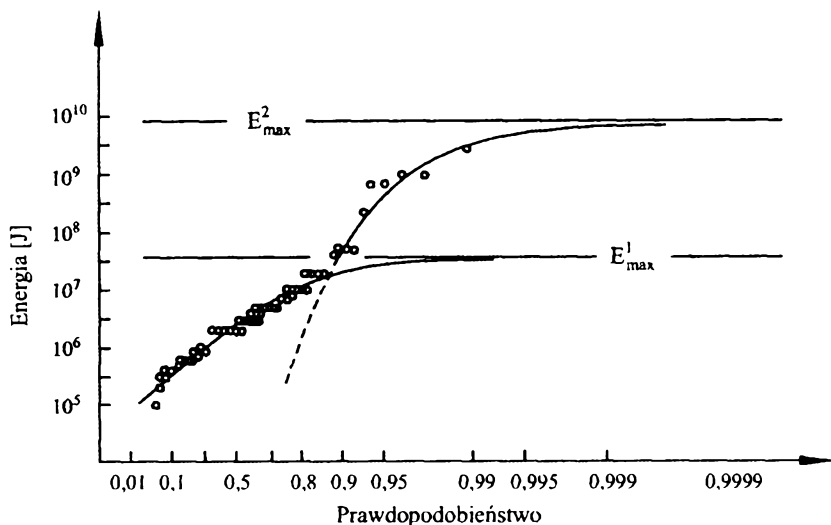
Rys. 5.4. Dystrybuanty energii sejsmicznej z rejonu siódła głównego (1977–1987) (wg I d z i a k a et al., 1991)
 a – doświadczalna, b – teoretyczna dla mody niskoenergetycznej $F_1(E)$, c – teoretyczna dla mody wysokoenergetycznej $F_2(E)$, d – teoretyczna wypadkowa



Rys. 5.5. Dystrybuanty energii sejsmicznej z rejonu niecki kazimierzowskiej (1977–1987) (wg I d z i a k a et al., 1991)
 a – doświadczalna, b – teoretyczna dla mody niskoenergetycznej

A. K i j k o et al. (1987) analizując bimodalność rozkładu energetycznego wstrząsów, wskazuje na bardziej złożony charakter tego procesu i możliwość występowania w poszczególnych modach ograniczeń w postaci maksymalnych 47

energii wstrząsów (rys. 5.6), co jest fizycznie znacznie lepiej uzasadnione. Występowanie bimodalności (ewentualnie multimodalności) w rozkładzie energetycznym wstrząsów górniczych wskazuje na zróżnicowanie mechanizmów wywołujących wstrząsy górnicze (Gibowicz, Kijko, 1994).



Rys. 5.6. Rozkład prawdopodobieństwa maksymalnej energii sejsmicznej wywołanej w ciągu miesiąca w kopalni „Szombierki” w latach 1975–1982 (wg Kijki et al., 1987)

Jedną z możliwości jest odmienny mechanizm generowania wstrząsów w różnych warstwach górotworu o odrębnych właściwościach wytrzymałościowych (Kijko et al., 1986) lub wpływ dodatkowych czynników na występowanie najsilniejszych wstrząsów, jak np. naprężeń tektonicznych (Kijko et al., 1986; Zuberek, 1986; Idziak et al., 1991; Gibowicz, Kijko, 1994). Rozstrzygnięcie tego problemu jest niezwykle trudne i do dzisiaj nie udało się go jednoznacznie rozwiązać.

W innym ujęciu uzasadniającym kształt rozkładu energetycznego, przyjmuje się, że rozkład ten jest rozkładem fraktalnym (Gibowicz, Kijko, 1994) polegającym na powiązaniu energii wstrząsu z rozmiarem powierzchni zniszczenia.

Zakłada się, że skalarny moment sejsmiczny wstrząsu M_0 z magnitudą m jest związany zależnością:

$$\log M_0 = cm + d, \quad (5.16)$$

gdzie:

$$c > 0, \quad d > 0 - \text{współczynniki.}$$

Jeśli przyjąć, że moment M_0 można aproksymować funkcją rozmiaru źródła r :

$$M_0 = c_1 r^3, \quad (5.17)$$

gdzie:

$$c_1 > 0 - \text{współczynnik stały,} \\ r = A^{1,2}; \quad A - \text{powierzchnia zniszczenia,}$$

to połączenie zależności (5.16) i (5.17), a także całkowitej formy równania Gutenberga–Richtera (5.7) prowadzi do relacji:

$$\log n = -2b \log r + c_2, \quad (5.18)$$

gdzie:

$$c_2 = \frac{bd}{1,5} + a - \frac{b}{1,5} \log c_1,$$

która po zdelogarytmowaniu przyjmuje postać:

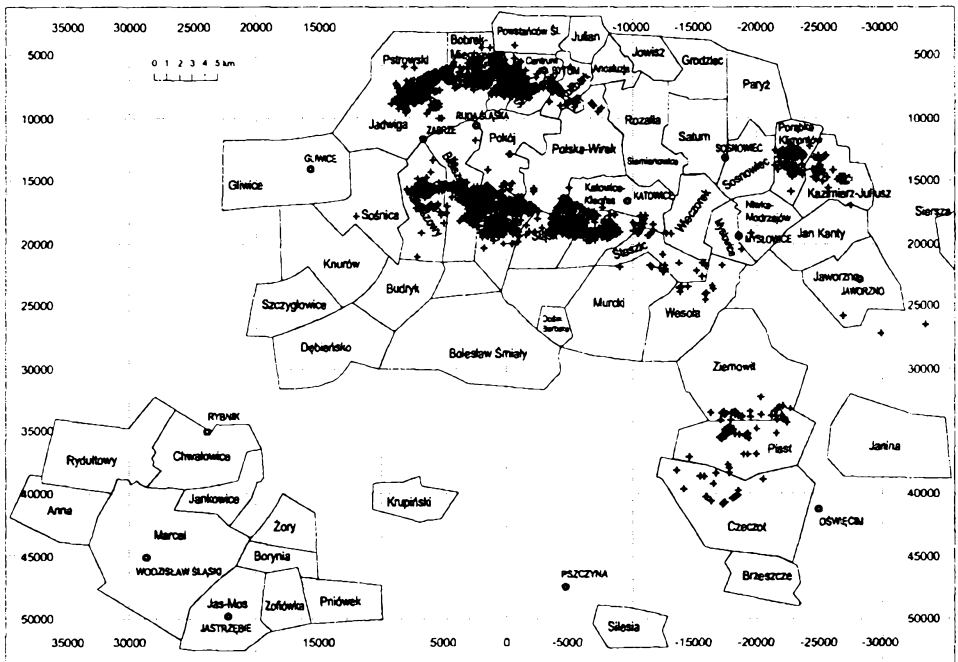
$$n = c_2 r^{-2b}, \quad (5.19)$$

typową dla rozkładu fraktalnego o wymiarze fraktalnym $D = 2b$. W tym ujęciu zatem rozkład energetyczny wstrząsów (5.7) świadczyłby o samopodobieństwie tych zjawisk w pełnym zakresie energii wstrząsów.

Uzyskane wyniki wskazują, że obserwowany w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym rozkład energetyczny wstrząsów odbiega od rozkładu fraktalnego, gdyż wartość b dla najsilniejszych wstrząsów rośnie wraz z podnoszeniem progu dyskryminacji magnitudy (I d z i a k, Z u b e r e k, 1995). Powodem tego efektu może być występowanie bimodalności w rozkładzie energetycznym wstrząsów oraz różne wartości współczynnika b w wydzielonych modach wstrząsów. Nie można zatem wykluczyć, że w zakresie poszczególnych mód rozkłady energii wstrząsów mogą być fraktalne.

5.2. Rozkład epicentrów silnych wstrząsów

Rozkład epicentrów silnych wstrząsów o energii większej od 1 MJ (tzn. o magnitudzie lokalnej $M_L > 2,3$) na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego nie jest rozkładem jednorodnym. Na rys. 5.7 przedstawiono mapę lokalizacji wstrząsów wykreśloną w lokalnym układzie współrzędnych. Na rysunku tym zaznaczono również obszary górnicze kopalń działających w zagłębiu.



Rys. 5.7. Mapa lokalizacji epicentrów zjawisk sejsmicznych o energii powyżej 1 MJ wykreślona w układzie współrzędnych „Sucha Góra” (4032 wstrząsy z lat 1977–1997) z zaznaczonymi obszarami górnictwa kopalni zagłębia

Chociaż eksploatację prowadzi się na całym obszarze zagłębia, to epicentra silnych wstrząsów grupują się w czterech wydzielonych skupiskach. Skupiska te leżą w czterech różnych subjednostkach strukturalnych Górnśląskiego Zagłębia Węglowego:

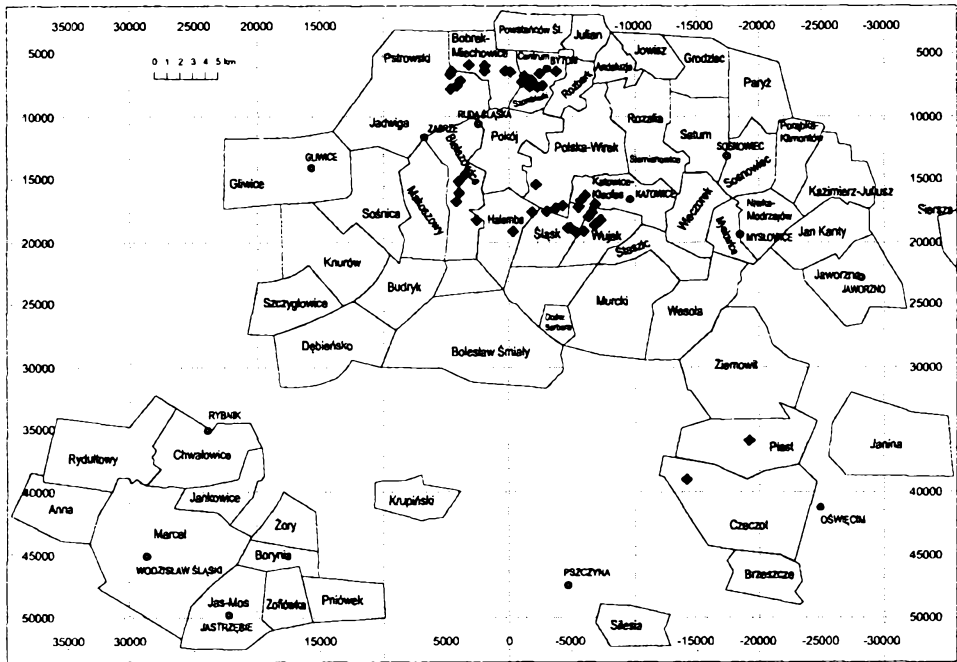
- synklinie Bytomia (niecka bytomska),
- synklinie Kazimierza (niecka kazimierzowska),
- antyklinie głównej (siodło główne),
- synklinie głównej (niecka główna).

W celu dokonania analizy rozkładu epicentrów skupienia wstrząsów można zamknąć w prostokątnych obszarach wyznaczonych współrzędnymi:

- NB – skupisko niecki bytomskiej: $2000 < x < 10\,000$, $-10\,000 < y < 8000$,
- NK – skupisko niecki kazimierzowskiej: $10\,000 < x < 17\,000$, $-27\,000 < y < 20\,000$,
- SG – skupisko siodła głównego: $10\,000 < x < 25\,000$, $-20\,000 < y < 10\,000$,
- NG – skupisko niecki głównej: $33\,000 < x < 42\,000$, $-22\,000 < y < -13\,000$.

Skupiska silnych wstrząsów są od siebie oddzielone obszarami asejsmicznymi, w których nie rejestruje się wstrząsów o takim zakresie energii, chociaż mogą tam występować niskoenergetyczne wstrząsy typowo eksploatacyjne, nie wywołujące niszczących skutków ani w wyrobiskach górniczych, ani na powierzchni.

Najsilniejsze wstrząsy o energii powyżej 100 MJ ($M_L > 3,3$) zaobserwowano w większości w siodle głównym i w niecce bytomskiej (rys. 5.8).



Rys. 5.8. Mapa lokalizacji epicentrow najsilniejszych wstrząsów występujących w Górnosląskim Zagłębiu Węglowym o energii powyżej 100 MJ

W niecce głównej w latach 1977–1997 wystąpiły tylko dwa takie wstrząsy, a w niecce kazimierzowskiej nie odnotowano ich wcale. Z grupy najsilniejszych wstrząsów dziesięć przekroczyło energię 1 GJ, osiągając magnitudę lokalną około 4,0. Ich czas wystąpienia, energię, magnitudę, oraz lokalizację przedstawiono w tab. 5.1.

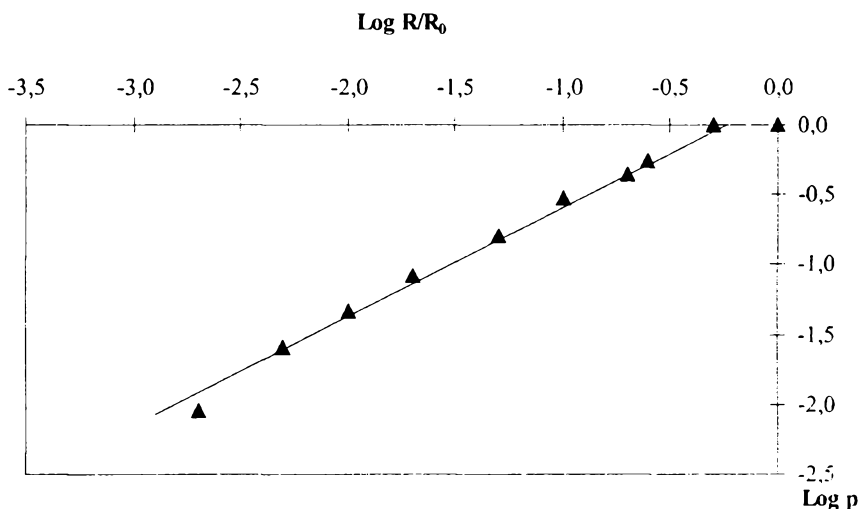
Rozkład epicentrow silnych wstrząsów występujących w Górnosląskim Zagłębiu Węglowym nie zależy od skali, w której rozpatruje się ich lokalizację. Sugeruje to fraktalność zjawisk sejsmicznych zachodzących na Śląsku.

Tabela 5.1

Zestawienie najsilniejszych zjawisk sejsmicznych (o energii $E_s \geq 1$ GJ), które wystąpiły w Górnosląskim Zagłębiu Węglowym w latach 1977–1997

Lp.	Data	Godzina	Minuta	Energia	Magnituda	Wsp. Y	Wsp. X	Kopalnia
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	10.02.1979	14	24	2 GJ	4,0	4560	7760	„Pstrowski”
2	12.07.1981	13	59	1 GJ	3,9	-2210	7320	„Szombierki”
3	13.04.1983	19	00	8 GJ	4,3	-6230	18020	„Śląsk”
4	23.02.1984	23	24	2 GJ	4,0	-5900	19150	„Wujek”
5	20.12.1984	23	08	1 GJ	3,9	-2670	7240	„Szombierki”
6	19.04.1985	16	47	5 GJ	4,2	-5300	19230	„Śląsk”
7	11.10.1985	21	02	2 GJ	4,0	-6000	16300	„Kleofas”
8	05.05.1992	10	00	2 GJ	4,0	-14000	39000	„Czczott”
9	21.04.1993	11	58	1 GJ	3,9	1940	6050	„Miechowice”
10	09.12.1993	11	36	1 GJ	3,9	-1888	17602	„Halemba”

Analiza powierzchniowej gęstości prawdopodobieństwa wystąpienia epicentrow przeprowadzona na kwadratowym obszarze $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ (obejmującym wszystkie cztery skupiska wstrząsów) w siatkach kwadratowych o bokach oczek zmieniających się od 50 km do 100 m wykazała, że rozkład ten jest fraktalny, a jego wymiar fraktalny $D = 1,18$ (I d z i a k, Z u b e r e k, 1995; I d z i a k, 1996 a, b). Wykres prawdopodobieństwa wystąpienia wstrząsu w kwadracie o boku R , w zależności od długości boku, sporządzony w skali bilogarytmicznej, przedstawiono na rys. 5.9.



Rys. 5.9. Zależność powierzchniowego prawdopodobieństwa p wystąpienia epicentrum wstrząsu od rozmiaru boku siatki pomiarowej R dla obszaru określonego współrzędnymi: $0 < x < 50\,000$, $-40\,000 < y < 10\,000$. $R_0 = 50 \text{ km}$. Dopasowana prosta opisana jest równaniem $\log p = 0,82 \cdot \log(R/R_0) + 0,26$, co odpowiada wymiarowi fraktalnemu $D = 1,18$ (I d z i a k, 1996 a)

Rozkład epicentrow jest samopodobny w sensie statystycznym i tworzy losowy zbiór fraktalny typu „dywan Sierpińskiego”, tzn. epicentra grupują się w większych skupiskach, w których z kolei można wyróżnić mniejsze skupiska itd. – aż do obszarów porównywalnych z rozmiarami ognisk wstrząsów (tj. poniżej 100 m). Prawdopodobieństwo wystąpienia epicentrum w dowolnym kwadracie o boku $R < R_0$ (lub ogólniej – w dowolnym obszarze o powierzchni R^2) jest określone zależnością potęgową (T u r c o t t e, 1992):

$$p(R) = \left(\frac{R}{R_0} \right)^{2-D}, \quad (5.20)$$

gdzie:

- R_0 – rozmiar całego analizowanego obszaru,
- D – wymiar fraktalny rozkładu prawdopodobieństwa.

Deterministyczny charakter zbioru fraktalnego o danym wymiarze fraktalnym D przejawia się tym, że pomimo pozornie losowego rozkładu obszarów sejsmicznych i asejsmicznych można znaleźć prostą regułę rządzącą powstawaniem takiego zbioru. Jeżeli bok dowolnego obszaru kwadratowego podzieli się na k równych części, tzn. utworzy się w nim k^2 mniejszych kwadratów, to prawdopodobieństwo f , że dany kwadrat zawiera epicentra wstrząsów, jest takie samo dla wszystkich kwadratów. Innymi słowy, spośród k^2 komórek $f \cdot k^2$ będzie zawierało epicentra. Istnieje związek pomiędzy prawdopodobieństwem f a wymiarem fraktalnym zbioru (Teper, Idziak, 1995):

$$D = \frac{\log(f \cdot k)}{\log k}, \quad (5.21)$$

Wymiar fraktalny $D = 1,18$ odpowiada prawdopodobieństwu $f = 0,57$ przy podziale obszaru na cztery równe części. Wartość f nie zależy od skali, tzn. od rozmiarów obszaru wyjściowego.

Wymiar fraktalny jest miarą zapełnienia przestrzeni rozpatrywanymi obiektami. W przypadku epicentrow wstrząsów określa wypełnienie płaszczyzny skupiskami wstrząsów. Może on zmieniać się od wartości bliskich 0 dla epicentrow skupionych wokół jednego centrum do wartości 2 dla epicentrow rozłożonych gęsto na całym obszarze. Wymiar fraktalny rozkładu epicentrow wyznaczony dla omawianego Zagłębia jest bliski jedności, co oznacza, że skupiska wstrząsów mają tendencję do układania się w struktury liniowe (jednowymiarowe z topologicznego punktu widzenia). Podobnym wymiarem fraktalnym charakteryzują się rozkłady epicentrow trzęsień ziemi występujących wzdłuż dużych struktur rozłamowych, np. przy uskoku San Andreas w Kalifornii (Turcotte, 1992).

Statystyczny charakter fraktalnego zbioru epicentrow w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym przejawia się lokalnym zróżnicowaniem wymiaru fraktalnego. Analiza przeprowadzona oddzielnie dla dużych skupisk doprowadziła do uzyskania zróżnicowanych wartości wymiaru D .

Wymiary fraktalne rozkładów epicentrow w poszczególnych subjednostkach strukturalnych przedstawiono w tab. 5.2.

Tabela 5.2
Wymiary fraktalne rozkładów epicentrow
w poszczególnych subjednostkach strukturalnych
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Obszar	D
Niecka bytomska	1,25
Siodło główne	1,21
Niecka kazimierzowska	0,98
Niecka główna	0,68

Widoczne w tabeli zróżnicowanie może wynikać z różnej liczebności skupisk wstrząsów. Jest ono jednym z dowodów, że sejsmiczność zagłębia ma charakter regionalny i musi być traktowane całościowo, z uwzględnieniem zarówno dużych skupisk wstrząsów, jak i obszarów asejsmicznych.

5.3. Zmiany aktywności sejsmicznej dla silnych wstrząsów

Miarą aktywności sejsmicznej może być liczba wstrząsów o energii większej od ustalonej energii progowej zarejestrowana w jednostce czasu (G i b o w i c z, K i j k o, 1994). Aktywność sejsmiczna liczona dla silnych wstrząsów ulegała zmianom w okresie 1977–1997. Na rys. 5.10 przedstawiono wykres średniej rocznej aktywności w poszczególnych latach.

W rozpatrywanym okresie można zauważyć wyraźną tendencję do zmniejszania się aktywności sejsmicznej. W 1977 roku zarejestrowano ponad 600 wstrząsów. W początku lat osiemdziesiątych była ona już rzędu 300 wstrząsów/rok, by w końcu tej dekady spaść do poziomu poniżej 100 wstrząsów/rok. W ostatnich latach obniżyła się do mniej niż 50 wstrząsów/rok. Tendencja zmniejszania się aktywności ma charakter wykładniczy i może być opisana równaniem:

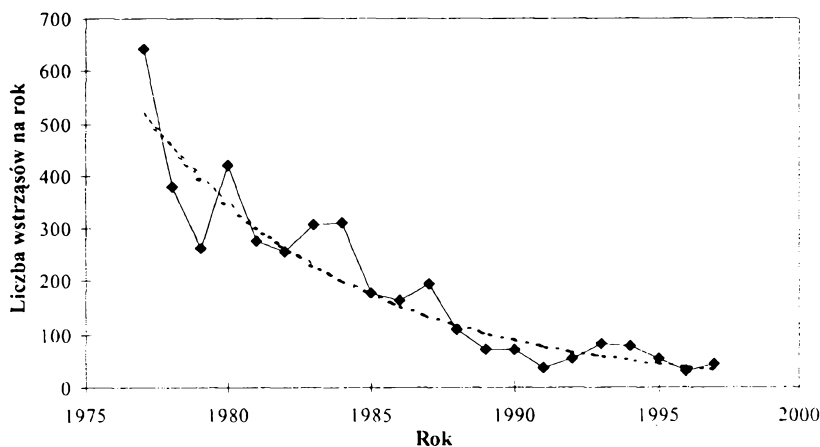
$$A(r) = 620 \cdot e^{-0,14(r-1977)}, \quad (5.22)$$

gdzie:

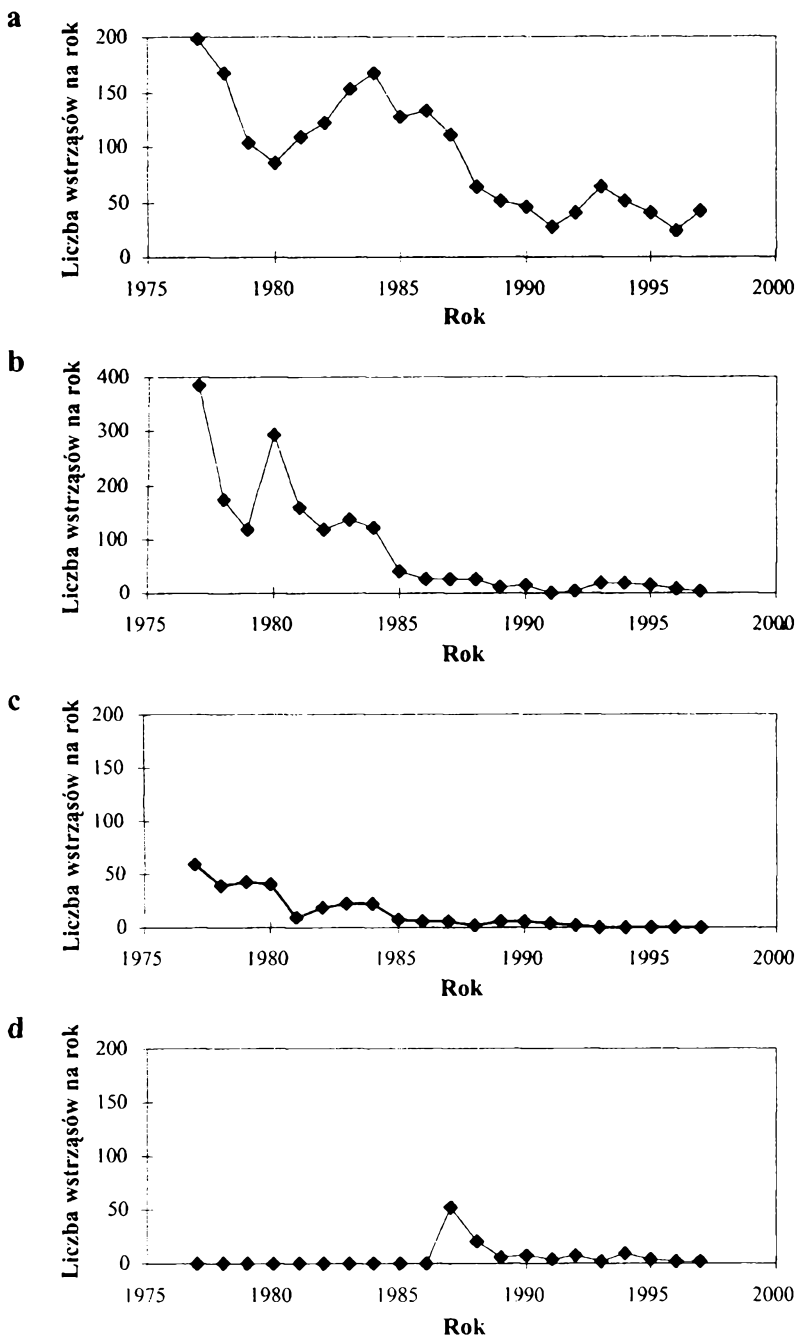
$A(r)$ – liczba wstrząsów o energii $E_s \geq 1$ MJ zarejestrowana w danym roku,
 r – rok.

Zmiany aktywności sejsmicznej nie są jednakowe na całym obszarze Zagłębia (rys. 5.11).

W siodle głównym w latach 1977–1980 aktywność zmalała dwukrotnie (z 200 wstrząsów do 85 wstrząsów/rok), by ponownie osiągnąć maksimum w 1984 roku. W dalszych latach nastąpił jej spadek aż do 1991 roku. Po kolejnym wzroście w latach 1992–1993 już pod koniec lat dziewięćdziesiątych aktywność była rzędu 30–40 wstrząsów/rok.



Rys. 5.10. Wykres średniej rocznej aktywności sejsmicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dla wstrząsów o energii większej od 1 MJ w latach 1977–1997



Rys. 5.11. Średnie roczne aktywności sejsmiczne silnych wstrząsów w poszczególnych subjednostkach strukturalnych Górnosląskiego Zagłębia Węglowego w latach 1977–1997

a – siedło główne, b – niecka bytomska, c – niecka kazimierzowska, d – niecka główna

W niecce bytomskiej w 1977 roku aktywność była prawie dwukrotnie wyższa niż w siodle głównym. W 1980 roku zmalała do 117 wstrząsów/rok, by ponownie wzrosnąć do poziomu 300 wstrząsów/rok w 1981 roku. W następnych latach aktywność malała, by po 1988 roku spaść do poziomu kilku – kilkunastu wstrząsów/rok.

W niecce głównej do 1987 roku nie zarejestrowano wstrząsów o energii większej niż 1 MJ. Pierwszy silny wstrząs wystąpił tam na początku stycznia 1987 roku. Aktywność sejsmiczna osiągnęła wtedy poziom 51 wstrząsów/rok. Po dwóch latach spadła poniżej 10 wstrząsów/rok i dotąd utrzymuje się na tym poziomie. Wystąpienie silnych wstrząsów w niecce głównej było poprzedzone wyraźnym spadkiem aktywności w niecce bytomskiej i niecce kazimierzowskiej. Dane dotyczące aktywności sejsmicznej w różnych obszarach Zagłębia zebrano w tab. 5.3.

Tendencja zmian aktywności sejsmicznej silnych wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym nie wykazuje współzależności z intensywnością eksploatacji górniczej. W większości kopalń maksymalne wydobycie węgla przypada na drugą połowę lat osiemdziesiątych i maleje po 1991 roku (Ć m i e l, I d z i a k, 1998). Szybki spadek aktywności sejsmicznej przypada więc na okres najintensywniejszej eksploatacji.

Nagle uaktywnienie się niecki głównej i towarzyszący mu spadek aktywności w niecce bytomskiej i kazimierzowskiej przypomina migrację sejsmiczności w obszarach występowania trzęsień ziemi wzdłuż dużych uskoków przesuwczych.

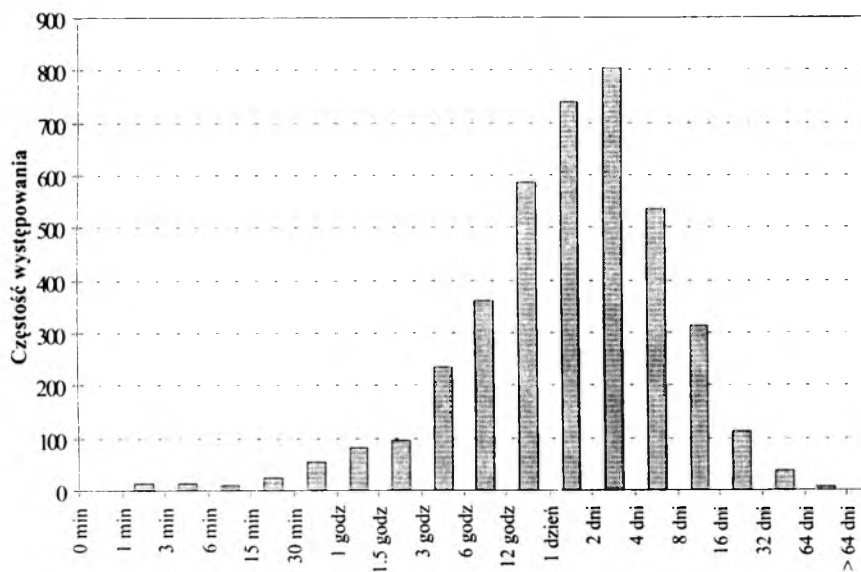
Tabela 5.3

**Liczba silnych wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym oraz w poszczególnych
subjednostkach strukturalnych w latach 1977–1997**

Rok	Siodło główne	Niecka bytomska	Niecka kazimierzowska	Niecka główna	Górnośląskie Zagłębie Węglowe
1977	198	386	59	0	643
1978	168	172	38	0	378
1979	104	117	43	0	264
1980	85	294	40	0	419
1981	109	157	9	0	275
1982	121	116	18	0	255
1983	152	134	23	0	309
1984	168	122	22	0	312
1985	128	42	7	0	177
1986	133	24	6	0	163
1987	111	27	5	51	194
1988	64	24	1	20	109
1989	50	12	6	5	73
1990	46	15	5	7	73
1991	28	1	3	4	36
1992	40	5	2	8	55
1993	64	17	0	2	83
1994	51	17	0	10	78
1995	40	13	0	3	56
1996	23	6	0	2	31
1997	42	3	0	1	46
Razem	1925	1704	287	113	4029

5.4. Rozkłady czasowe silnych wstrząsów

Odstępy czasu pomiędzy kolejnymi wstrząsami o energii większej od 1 MJ, występującymi w latach 1977–1997 na całym obszarze zagłębia, wynoszą od kilkunastu sekund do kilkudziesięciu dni. Histogram rozkładu odstępów czasowych wstrząsów pokazano na rys. 5.12.



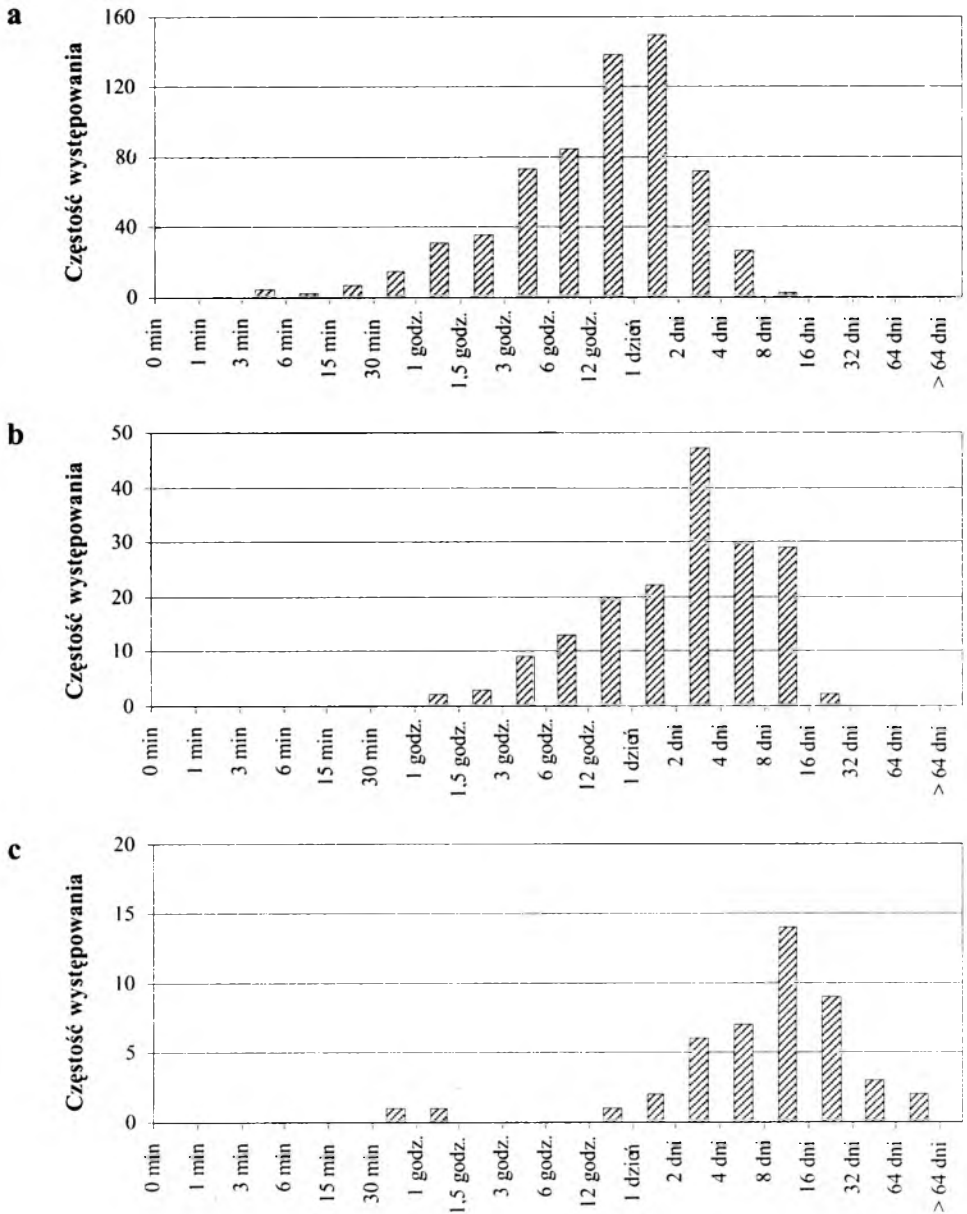
Rys. 5.12. Histogram rozkładu odstępów czasowych wstrząsów o energii większej od 1 MJ występujących na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w latach 1977–1997

Maksimum rozkładu przypada na przedział od 1 do 2 dni. Rozkłady odstępów czasowych zmieniają się w ciągu rozpatrywanego okresu, co jest związane ze zmniejszaniem aktywności sejsmicznej. Na rys. 5.13 przedstawiono przykładowe rozkłady odstępów czasowych dla wstrząsów z lat 1977, 1985 i 1997.

W miarę zmniejszania się aktywności sejsmicznej w zagłębiu maksima rozkładów przesuwają się w kierunku większych odstępów czasowych. W przykładowo wybranych latach maksymalne liczebności występują w przedziałach:

- w 1977 roku – od 12 do 24 godz.,
- w 1985 roku – od 1 do 2 dni,
- w 1997 roku – od 4 do 8 dni.

Należy zwrócić uwagę, że przedstawione na rys. 5.13 rozkłady nie są standaryzowane. Ich liczebności przedziałowe w poszczególnych latach znacznie różnią się od siebie, nie ma więc możliwości porównania wszystkich cech tych rozkładów.



Rys. 5.13. Zmiany rozkładów odstępów czasowych wstrząsów o energii większej od 1 MJ występujących na obszarze Górnosląskiego Zagłębia Węglowego w różnych latach okresu 1977–1997 a – 1977 rok, b – 1985 rok, c – 1997 rok

Jedną z metod analizy rozkładów czasowych jest fraktalna analiza skupień polegająca na dzieleniu rozpatrywanego okresu na coraz mniejsze przedziały czasowe i liczeniu liczby przedziałów, w których wystąpiły wstrząsy, w stosunku do całej liczby przedziałów. Stosunek ten określa empiryczne prawdopodobieństwo

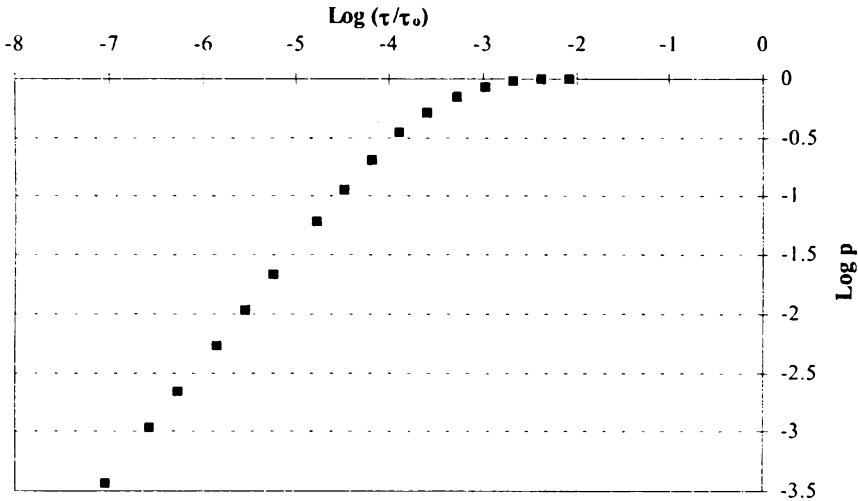
wystąpienia wstrząsu w przedziale czasu o długości τ . W przypadku fraktalnego rozkładu czasowego prawdopodobieństwo to powinno spełniać zależność (Turcotte, 1992):

$$p(\tau) = \left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{1-D}, \quad (5.23)$$

gdzie:

- τ_0 – rozpatrywany przedział czasu,
- D – wymiar fraktalny rozkładu.

Jeśli wymiar fraktalny jest bliski zeru, to wstrząsy grupują się w nielicznych przedziałach (skupiskach czasowych). Wymiar fraktalny równy 1 świadczy o jednorodności rozkładu czasowego. Wstrząsy są wówczas równomiernie rozłożone w czasie. Fraktalna analiza skupień przeprowadzona dla wstrząsów występujących w Zagłębiu nie wykazała fraktalności rozkładu czasowego (I d z i a k, Z u b e r e k, 1995). Wykres ilustrujący wyniki analizy otrzymane dla obszaru zagłębia przedstawiono na rys. 5.14.



Rys. 5.14. Wyniki fraktalnej analizy skupień w domenie czasowej dla wstrząsów o energii większej od 1 MJ ($\tau_0 = 7670$ dni)

Badany okres obejmował 7670 dni. Dzieleno go na przedziały o długości od 1 min do 64 dni. Na wykresie (rys. 5.14) widać wyraźnie odstępstwo rozkładu empirycznego od teoretycznego rozkładu fraktalnego. Jest on raczej zbliżony do rozkładu losowego. Dla silnych wstrząsów z okresu 1977–1997 prowadzono także badania poissonowskiego charakteru sekwencji zdarzeń sejsmicznych (I d z i a k, L a s o c k i, 1997). Poissonowski charakter analizowanej serii wstrząsów badano, testując hipotezę o zgodności empirycznego rozkładu odstępów czasowych z rozkładem wykładniczym. Wyniki testu wykazały, że na poziomie istotności $p < 0,01$ hipotezę tę należy odrzucić. Potwierdziły to wcześniejsze

wyniki uzyskane dla serii wstrząsów o energii powyżej 100 kJ z lat 1992–1994 przez J. Pierwołę i W. Zuberka (1996).

Ze względu na zmianę średniej aktywności sejsmicznej w latach 1977–1997 hipotezę o zgodności z rozkładem wykładniczym testowano również dla serii rocznych. W większości lat testy nie dały podstaw do odrzucenia hipotezy. Wydaje się, że seria z całego badanego okresu może być traktowana jako realizacja uogólnionego, punktowego procesu Poissona ze zmieniającą się w czasie średnią aktywnością sejsmiczną. Wniosek ten jest zgodny z wcześniejszymi badaniami dla serii najsilniejszych wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Lasocki, 1992).

5.5. Przestrzenno-czasowa zmienność sejsmiczności

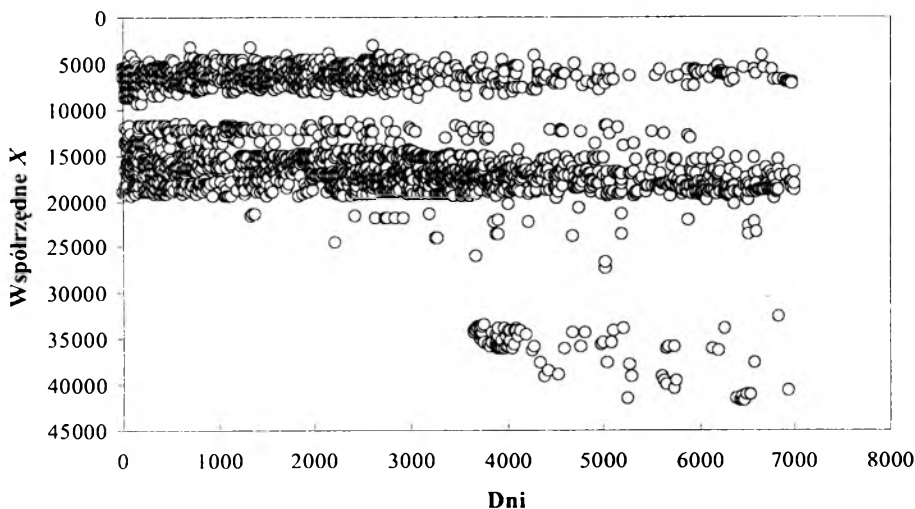
Jak pokazano wcześniej, sejsmiczność zagłębia ewoluuje w ciągu rozpatrywanego okresu 1977–1997. Maleje aktywność silnych wstrząsów, uaktywniają się nowe obszary, a w innych obszarach sejsmiczność zanika. Ważnym zagadnieniem jest więc określenie przestrzenno-czasowych rozkładów epicentrow oraz związku pomiędzy kolejnymi wstrząsami.

Interesujące wyniki przyniosła analiza czasowa lokalizacji wstrząsów przeprowadzona przez A. Idzika (1996 a,b).

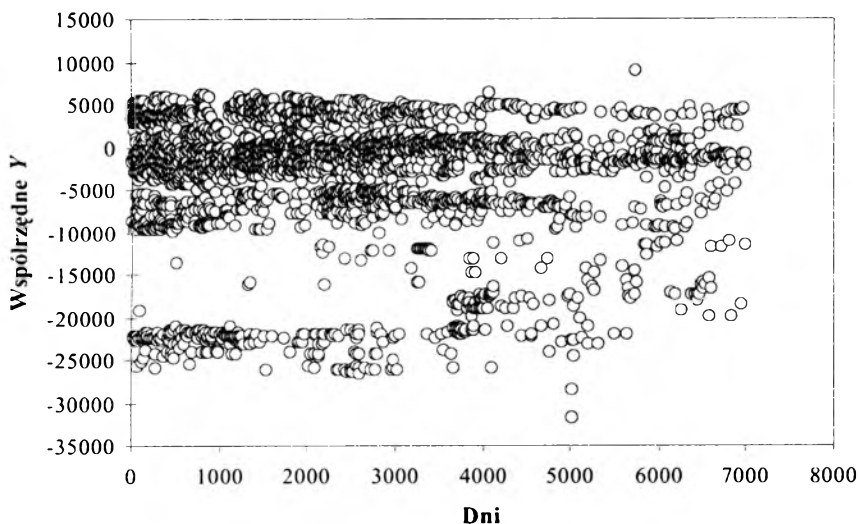
Wykresy czasowe współrzędnych X i Y epicentrow (rys. 5.15 i 5.16) ukazują wyraźne strefy stanowiące atraktory rozkładu. W pierwszej połowie rozpatrywanego okresu, tzn. do 1987 roku współrzędne X koncentrują się wokół dwóch atraktorów, z których jeden odpowiada niecce bytomskiej, a drugi siodłu głównemu i niecce kazimierzowskiej. Współrzędne Y w tym przedziale czasu skupiają się wokół trzech atraktorów, z których jeden, związany z niecką kazimierzowską, jest wyraźnie oddzielony od dwóch pozostałych.

Po 1987 roku pojawia się trzeci atraktor współrzędnej X związany z uaktywnieniem niecki głównej, podczas gdy współrzędne Y zaczynają wypełniać cały zakres zmienności.

Charakterystyczną cechą sejsmiczności zaobserwowaną w zagłębiu jest dążenie do generowania silnych wstrząsów na przemian w różnych obszarach sejsmicznych. Na rys. 5.17 dla przykładu pokazano oscylacje współrzędnych $X:Y$ wstrząsów, które wystąpiły pomiędzy 9 września 1988 roku i 20 marca 1991 roku.

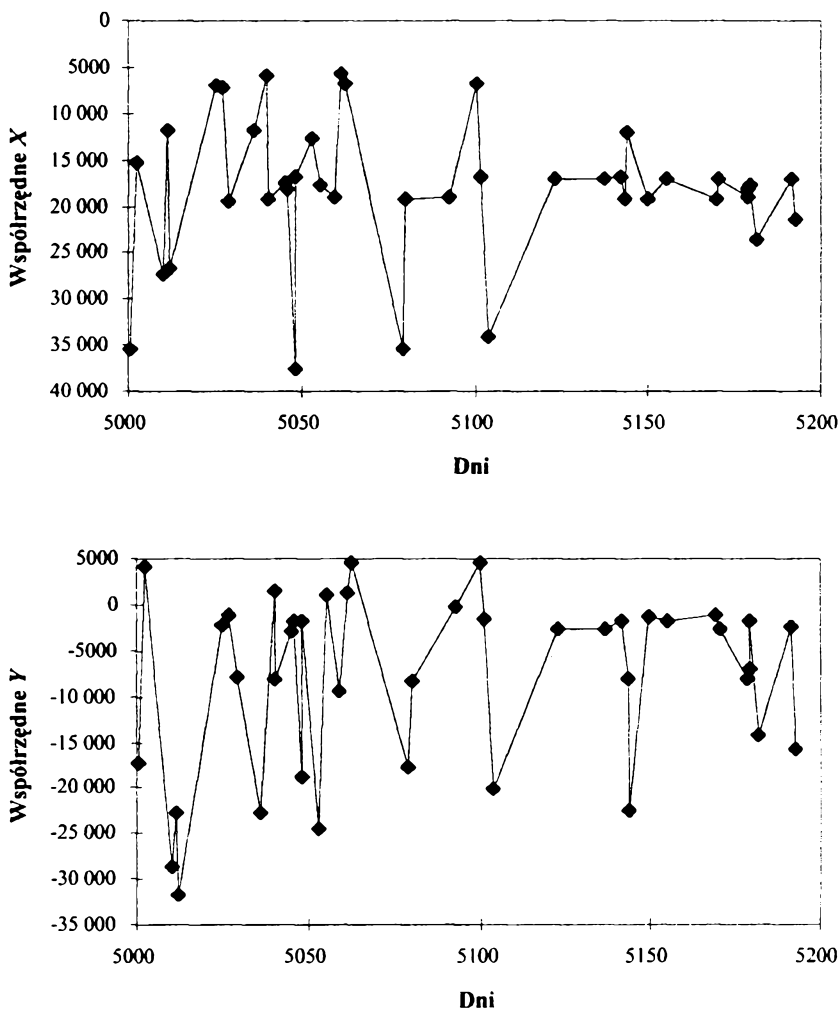


Rys. 5.15. Rozkład współrzędnej X kolejnych wstrząsów o energii powyżej 1 MJ w okresie 1977–1997 (wg I d z i a k a, 1996 b)



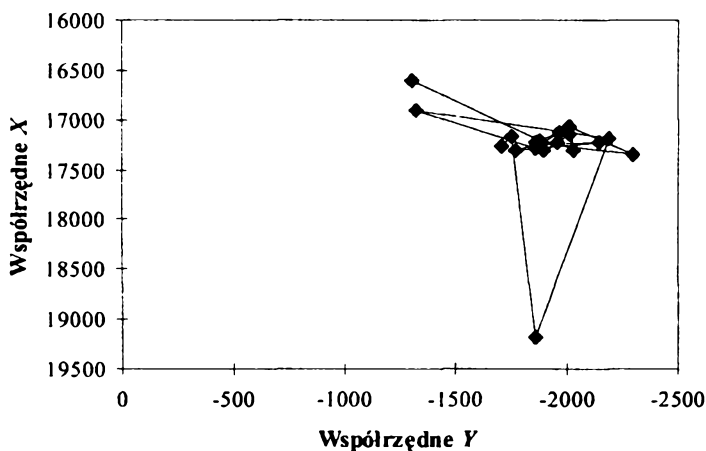
Rys. 5.16. Rozkład współrzędnej Y kolejnych wstrząsów o energii powyżej 1 MJ w okresie 1977–1997 (wg I d z i a k a, 1996 b)

Na wykresie współrzędnej X (rys. 5.17) widać wyraźnie, że epicentra kolejnych wstrząsów „wędrują” z siodła głównego do niecki bytomskiej, po czym ponownie do siodła głównego i dalej do niecki głównej. Występowanie kolejnych wstrząsów w tym samym obszarze ogranicza się do krótkich serii obejmujących dwa, trzy zjawiska. Jeśli porównamy współrzędne Y wstrząsów z tych serii, to stwierdzimy, że przemieszczają się one wzdłuż rozciągłości skupiska. W roku 1997 zarejestrowano jednak długą serię wstrząsów występujących w bardzo ograniczonym obszarze w rejonie kopalni „Nowy Wirek” (rys. 5.18).



Rys. 5.17. Oscylacje współrzędnych X i Y dla wstrząsów o energii większej od 1 MJ, które wystąpiły w okresie 9.09.1998 r. – 10.03.1991 r. (wg I d z i a k a, 1996 b)

Najsilniejsze wstrząsy o energii większej od 100 MJ (magnituda lokalna $M_L > 3,3$) skupiają się (poza dwoma) w siodle głównym i w niecce bytomskiej (rys. 5.19). W latach 1977–1984 rejestrowano je głównie w niecce bytomskiej, a tylko sporadycznie w siodle głównym. Od 1985 roku najsilniejsze wstrząsy występują przede wszystkim w siodle głównym. Współrzędne X epicentrow pokazują dwa atraktory związane z tymi subjednostkami strukturalnymi. Rozkład współrzędnych Y nie ma wyraźnych atraktorów, co oznacza, że epicentra kolejnych wstrząsów mogą występować w różnych miejscach danego skupiska.

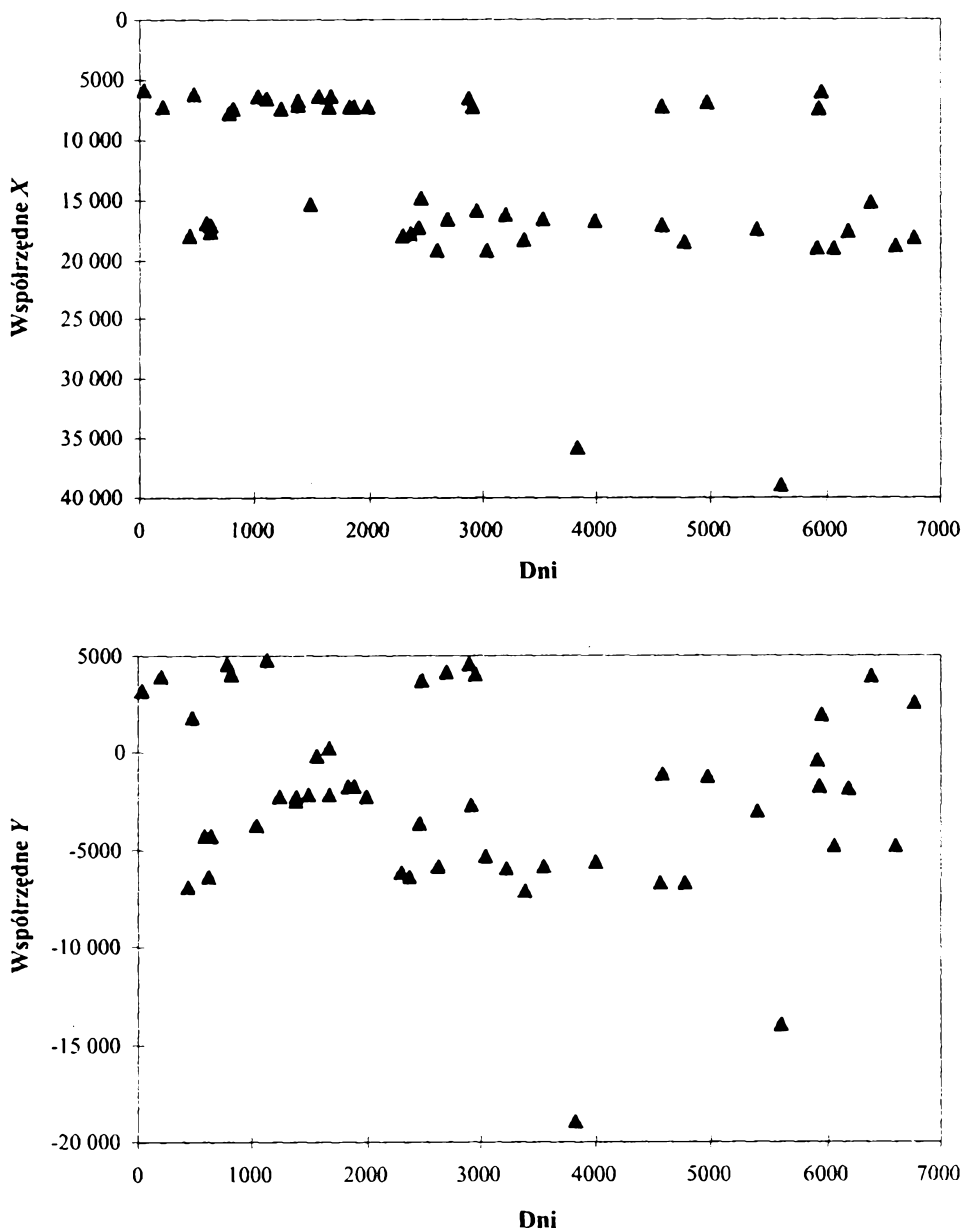


Rys. 5.18. Długa seria wstrząsów zarejestrowana na obszarze górniczym kopalni „Nowy Wirek” w 1997 roku

5.6. Kierunkowe zależności pomiędzy epicentrami silnych wstrząsów

Badania rozkładu epicentrow w sekwencjach czasowych silnych wstrząsów występujących w Górnślaskim Zagłębiu Węglowym wyraźnie wykazały kierunkowe tendencje powstawania kolejnych wstrząsów zarówno wewnątrz skupień, jak i pomiędzy nimi (Idziak, 1996 b). Wyniki badań wskazały na konieczność pogłębienia analizy kierunkowych zależności pomiędzy epicentrami wstrząsów, obejmującej wszystkie cztery skupiska.

Prace takie przeprowadzili S. Lasocki i A. Idziak (Idziak, Lasocki, 1997; Lasocki, Idziak, 1998; Idziak, 1998). Zastosowano w nich nową metodę analizy kierunkowości serii zdarzeń polegającą na wyznaczeniu rozkładu kątów pomiędzy wektorami łączącymi każde dwa następujące po sobie epicentra wstrząsów a kierunkiem północnym (Lasocki et al., 1997). Kąty te, zwane odchyleniami, zawierające się w przedziale $[-180^\circ, +180^\circ]$, tworzą serię czasową, pochodną względem serii wstrząsów. Dla całkowicie losowego rozkładu epicentrow rozkład odchylen jest jednostajny. Dominujące kierunki odchylen w serii świadczą o nielosowych czynnikach procesu generowania wstrząsów. Do estymacji rozkładu odchylen wykorzystuje się nieparametryczną estymację umożliwiającą obiektywną i powtarzalną identyfikację módo rozkładu.



Rys. 5.19. Czasowe rozkłady współrzędnych epicentrow wstrząsów o energii większej od 100 MJ

W tab. 5.4 przedstawiono liczbę par kolejnych wstrząsów w zależności od rejonu wystąpienia obu wstrząsów. Najliczniej są reprezentowane pary wstrząsów pojawiających się w siodle głównym (26%) oraz w niecce bytomskiej (22%). Pary wstrząsów powstających przemiennie w obu tych obszarach stanowią odpowiednio

64 16,7% (SG → NB) i 16,8% (NB → SG).

Liczba par wstrząsów o energii powyżej 1 MJ
w zależności od miejsca wystąpienia kolejnych zjawisk sejsmicznych

Miejsce wystąpienia wstrząsu				
Wstrząs pierwszy	wstrząs następny			
	siodło główne	niecka bytomska	niecka kazimierzowska	niecka główna
Siodło główne	1058	671	123	70
Niecka bytomska	675	880	131	18
Niecka kazimierzowska	119	134	31	2
Niecka główna	72	17	1	23

Po silnym wstrząsie w niecce kazimierzowskiej częściej pojawiał się wstrząs w niecce bytomskiej (3,3%) niż w siodle głównym (3,0%), a rzadziej ponownie w niecce kazimierzowskiej (0,8%).

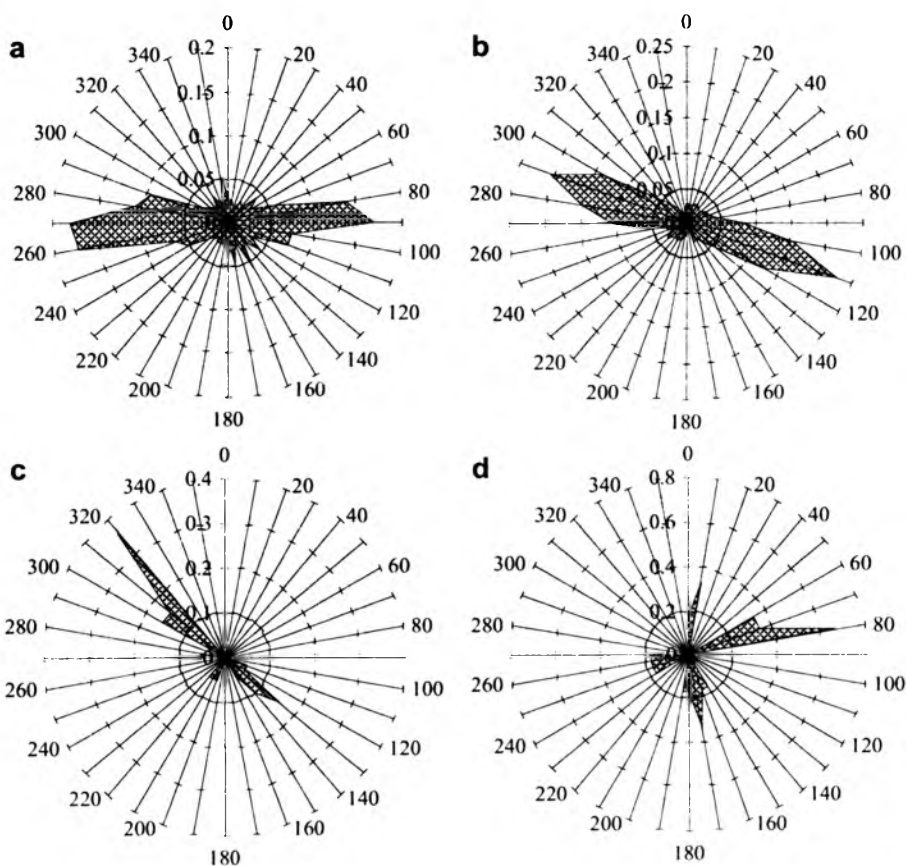
Po wstrząsach występujących w niecce głównej najczęściej generowane były wstrząsy w siodle głównym (1,8%), a znacznie rzadziej w tym samym rejonie (0,6%) lub w niecce bytomskiej (0,4%). Minimalne liczby par wstrząsów generowanych przemiennie w niecce kazimierzowskiej i w niecce głównej są związane z oddzieleniem czasowym aktywności sejsmicznej tych obszarów.

Empiryczne częstości występowania sekwencji wstrząsów nie są wystarczającym dowodem na zależność miejsca pojawiania się kolejnych wstrząsów od tego, gdzie zaszło wcześniejsze zjawisko sejsmiczne. Znacznie bardziej przekonujące są rozkłady odchyłeń wektorów łączących epicentra kolejnych wstrząsów.

Na rys. 5.20 pokazano diagramy azymutalne orientacji wektorów łączących epicentra par wstrząsów zaistniałych w tym samym skupisku. Diagramy sporządzone dla niecki bytomskiej, siodła głównego i niecki kazimierzowskiej ujawniają kierunki dominujące, charakteryzujące również rozciągłości odpowiednich skupisk wstrząsów. Na obszarze niecki głównej występują dwa kierunki charakterystyczne o orientacji N-S i ENE-WSW.

Rozkłady orientacji wektorów w siodle głównym i w niecce bytomskiej cechują się symetrią środkową, tzn. że wektory o azymutach różniących się o 180° są zbliżone. W niecce kazimierzowskiej i w niecce głównej nie są one symetryczne. W niecce kazimierzowskiej wektory o azymucie $310\text{--}320^\circ$ są trzykrotnie liczniejsze niż wektory o azymucie $130\text{--}140^\circ$. W niecce głównej najliczniejsze są wektory o azymutach z przedziału $70\text{--}80^\circ$.

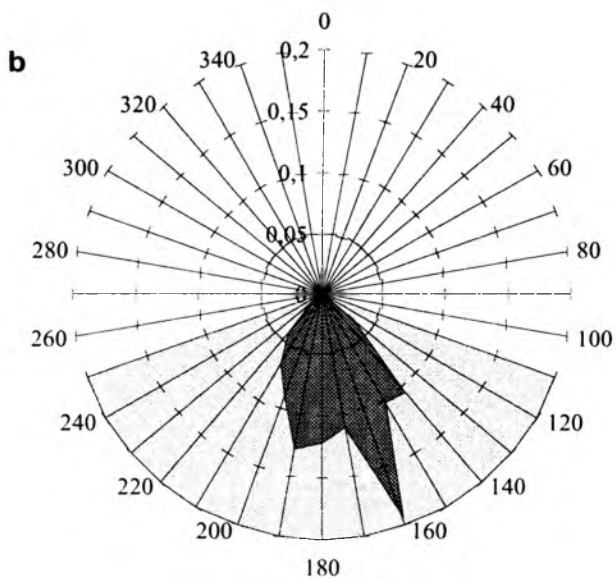
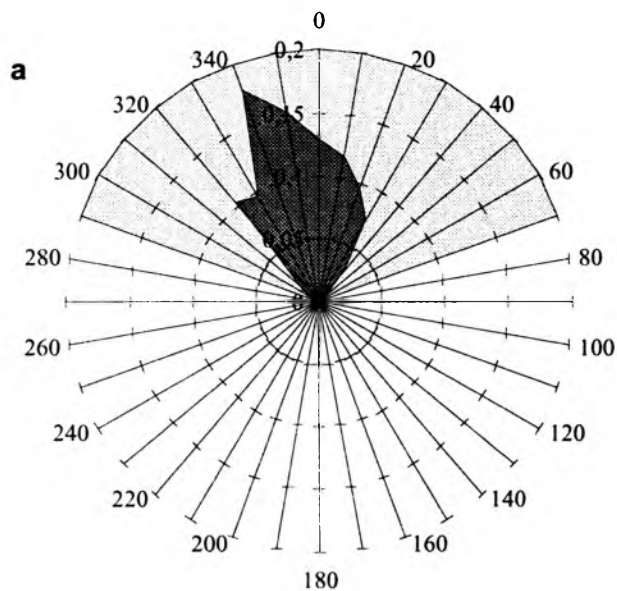
Na diagramach wykreślonych dla par wstrząsów występujących przemiennie w siodle głównym i w niecce bytomskiej (SG \rightarrow NB i NB \rightarrow SG) zakres rozkładu odchyłeń jest znacznie większy (rys. 5.21). Kierunkiem dominującym jest NNW-SSE. Zaznacza się również drugi kierunek charakterystyczny odchylony o około 10° zgodnie z ruchem wskazówek zegara od linii N-S. Rozkłady wektorów są symetryczne, co oznacza, że kierunki charakterystyczne są takie same zarówno dla wstrząsów powstających kolejno w siodle głównym i w niecce bytomskiej, jak i w konfiguracji odwrotnej.



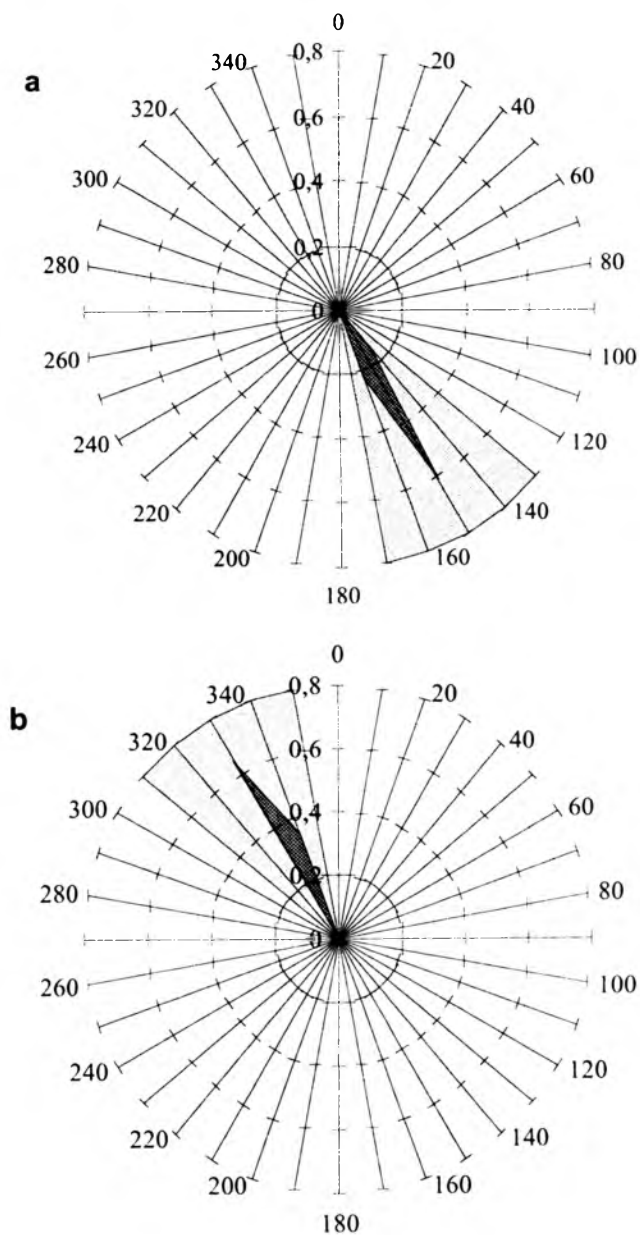
Rys. 5.20. Rozkład orientacji wektorów łączących pary wstrząsów występujących w tych samych skupiskach
 a - niecka bytomska. b - siodło główne, c - niecka kazimierzowska. d - niecka główna

Wykresy orientacji wektorów dla pozostałych sekwencji wstrząsów: niecka bytomska – niecka główna, niecka bytomska – niecka kazimierzowska, niecka kazimierzowska – siodło główne i siodło główne – niecka główna przedstawiono na rys. 5.22–5.25. Rozkłady odchyleń są we wszystkich tych przypadkach symetryczne i skupione w co najwyżej dwudziestostopniowych przedziałach azymutów. Szczególnie wąski rozkład azymutalny wykazują wektory łączące pary NB → NK i NK → NB.

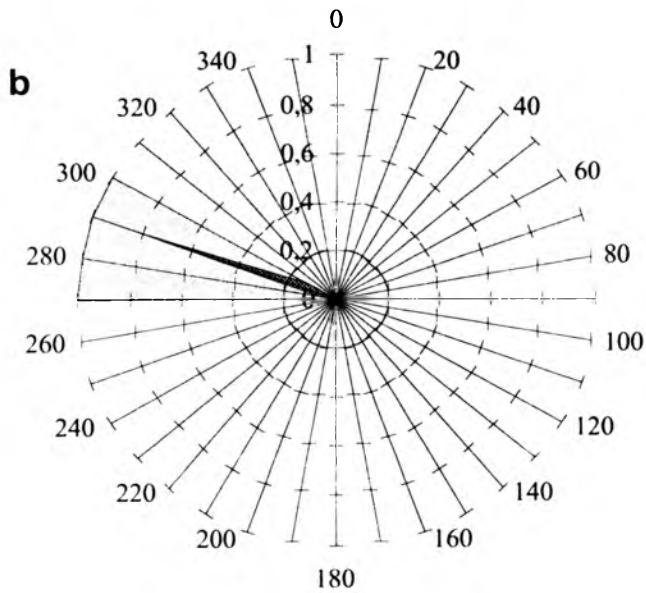
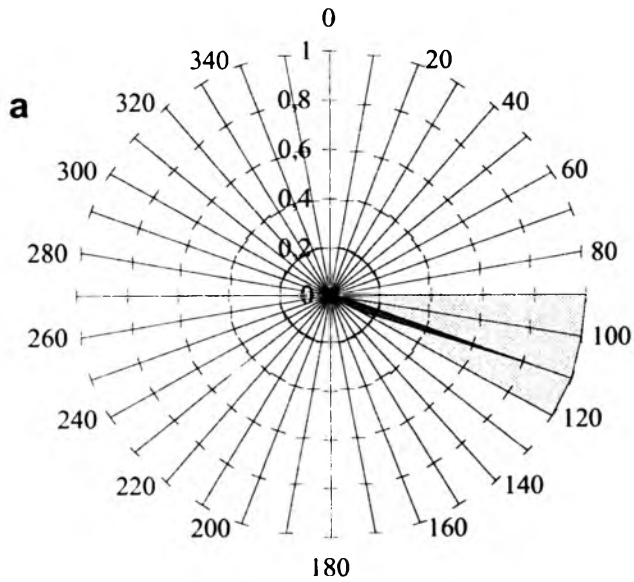
Przedstawione rezultaty pokazują wyraźnie, że epicentra następujących po sobie wstrząsów nie są rozmieszczone losowo, lecz układają się zgodnie z pewnymi trendami kierunkowymi. Rozkłady odchyleń są znacznie węższe niż wynikałoby to z lokalizacji i rozciągłości poszczególnych skupisk wstrząsów (rys. 5.22–5.25). Tak wyraźnie trendy kierunkowe, charakterystyczne dla wstrząsów generowanych w obszarach górniczych różnych, często odległych od siebie kopalń, nie mogą mieć związku z kierunkami prowadzonej eksploatacji górniczej.



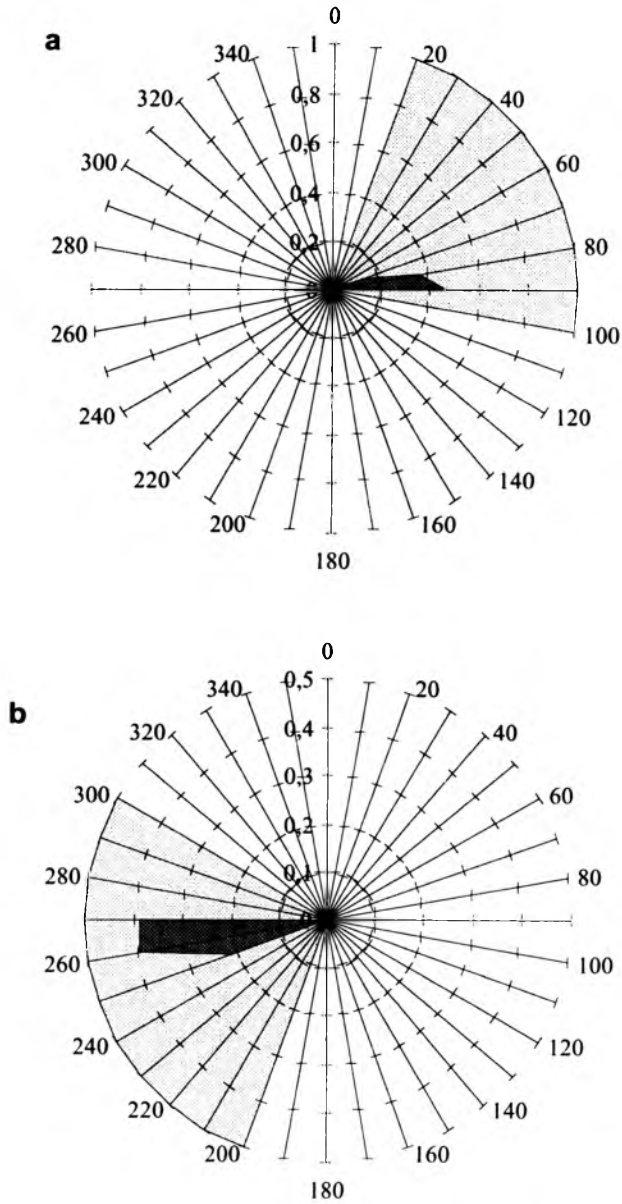
Rys. 5.21. Rozkład orientacji wektorów łączących parę wstrząsów występujących przemiennie w siedle głównym i w niecce bytomskiej. Jaśniejszym odcieniem szarości zaznaczono przedział azymutów dla symulowanego rozkładu losowego
 a - SG → NB, b - NB → SG



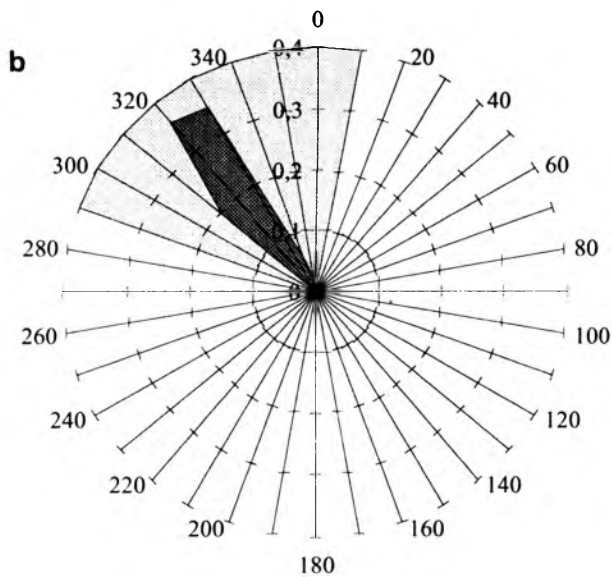
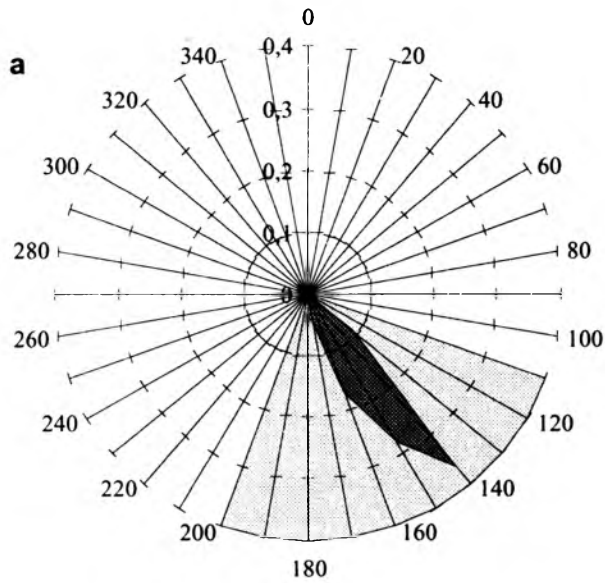
Rys. 5.22. Rozkład orientacji wektorów łączących pary wstrząsów występujących przemiennie w niecce bytomskiej i w niecce głównej. Jaśniejszym odcieniem szarości zaznaczono przedział azymutów dla symulowanego rozkładu losowego
 a – NB → NG, b – NG → NB



Rys. 5.23. Rozkład orientacji wektorów łączących pary wstrząsów występujących przemiennie w niecce bytomskiej i w niecce kazimierzowskiej. Jaśniejszym odcieniem szarości zaznaczono przedział azymutów dla symulowanego rozkładu losowego
 a - NB → NK, b - NK → NB



Rys. 5.24. Rozkład orientacji wektorów łączących pary wstrząsów występujących przemienne w siedle głównym i w niecce kazimierzowskiej. Jaśniejszym odcieniem szarości zaznaczono przedział azymutów dla symulowanego rozkładu losowego
 a – SG → NK, b – NK → SG



Rys. 5.25. Rozkład orientacji wektorów łączących parę wstrząsów występujących przemiennie w siodle głównym i w niecce głównej. Jaśniejszym odcieniem szarości zaznaczono przedział azymutów dla symulowanego rozkładu losowego
 a - SG → NG, b - NG → SG

Analizę statystyczną rozkładów odchyłeń dla najliczniej reprezentowanych par wstrząsów: SG → SG, NB → NB, SG → NB, NB → SG występujących w siodle głównym i niecce bytomskiej przeprowadzili S. Lasocki i A. Idziak (1998). Ze względu na symetryczność rozkładów pominięto zwroty wektorów, ograniczając obliczenia do przedziału odchyłeń $[-90^\circ, +90^\circ]$, przyjmując za dodatnie odchylenia od kierunku północy zgodnie z ruchem wskazówek zegara. Empiryczne rozkłady odchyłeń dopasowywano funkcją gęstości prawdopodobieństwa, wykorzystując nieparametryczną estymację jądrową. Estymowane gęstości prawdopodobieństwa odchyłeń dla serii zlokalizowanych w siodle głównym lub niecce bytomskiej cechowały się pojedynczym maksimum dla kierunków -75° (SG) i $+85^\circ$ (NB). Funkcja gęstości prawdopodobieństwa dla serii wstrząsów generowanych przemiennie w tych skupiskach miała wysoki i szeroki pik w zakresie kątów od -45° do $+20^\circ$, złożony z dwóch mód, których maksima odpowiadały odchyleniom -23° i $+2^\circ$. Moda z maksimum w -23° wyraźnie dominuje nad modą z maksimum w $+2^\circ$. W zbiorze wstrząsów o energii powyżej 100 MJ rozkłady gęstości prawdopodobieństwa mają zbliżone położenia maksimów dla serii wewnętrznych skupień. Dla serii przemiennych SG ↔ NB znika moda z maksimum $+2^\circ$. Te wnioski nie są tożsame z poprzednimi, gdyż dotyczą serii wstrząsów najsilniejszych. Jeśli bardzo silny wstrząs wystąpi w określonym miejscu, to następny bardzo silny wstrząs z dużym prawdopodobieństwem wystąpi wzdłuż linii o kierunku określonym funkcją gęstości.

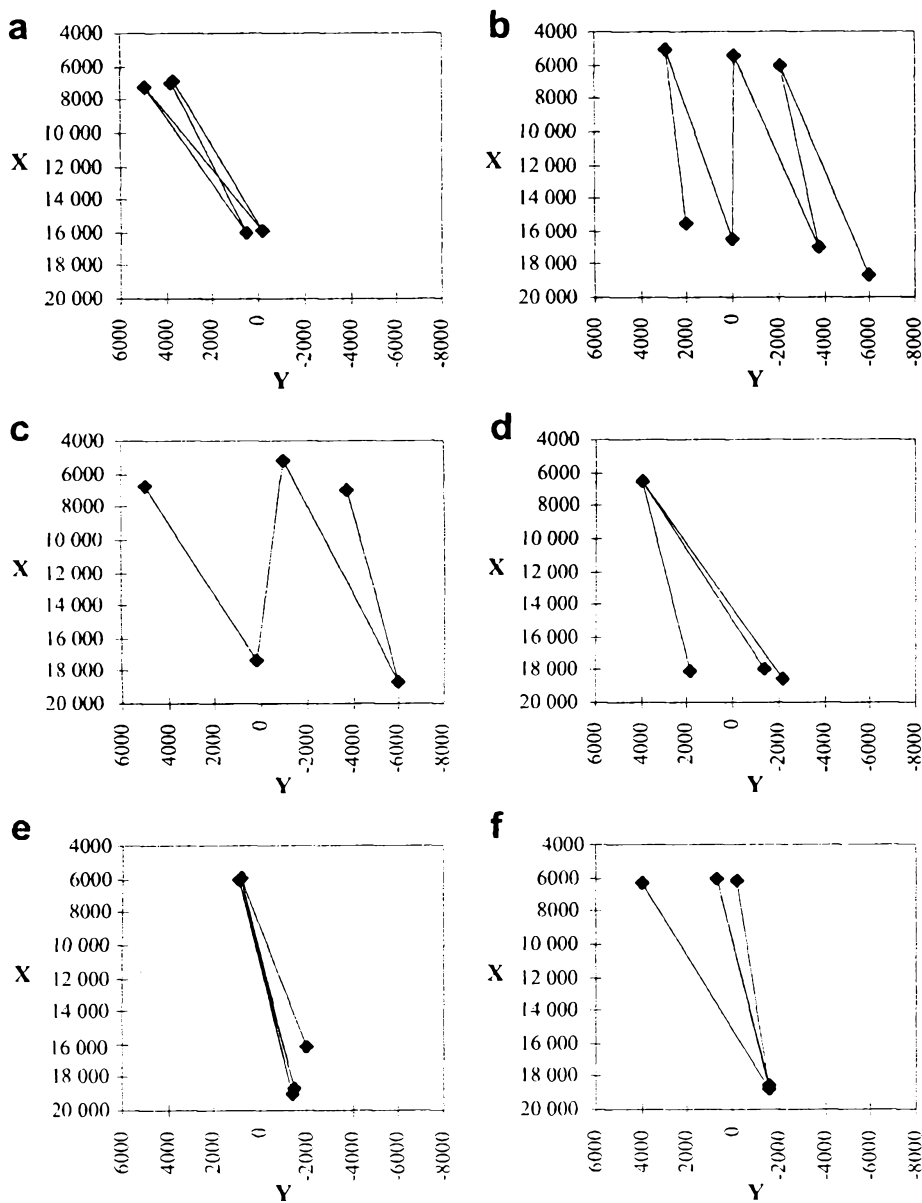
Analiza statystyczna potwierdziła, że prawdopodobieństwo wystąpienia epicentrum kolejnego wstrząsu jest największe dla określonego kierunku względem położenia epicentrum wcześniejszego zjawiska sejsmicznego.

5.7. Seryjne właściwości zjawisk sejsmicznych

Analizy jakościowe sekwencji czasowych silnych wstrząsów w obrębie Zagłębia sugerują możliwość występowania mechanizmu przełączającego pomiędzy skupiskami sejsmicznymi. Wykryte metodą analizy odchyłeń kierunki dominujące dla serii przemiennych mogą być związane z tym mechanizmem. A. Idziak i S. Lasocki (1997) przeanalizowali sekwencje zdarzeń w siodle głównym i w niecce bytomskiej związane z kierunkiem dominującym, biorąc pod uwagę takie pary lub dłuższe serie następujących po sobie zjawisk, których epicentra występowały na przemian w obu skupiskach, a odchylenia mieściły się w zakresie szerokości połówkowej piku rozkładu gęstości prawdopodobieństwa, tzn. w przedziale od -28° do -4° . Stwierdzili 263 serie dwuelementowe, podczas gdy związanych z tym kierunkiem serii dwuelementowych wewnątrz obu skupisk było łącznie

72 83. W seriach trzyelementowych sekwencje przemiennie wystąpiły 72 razy w

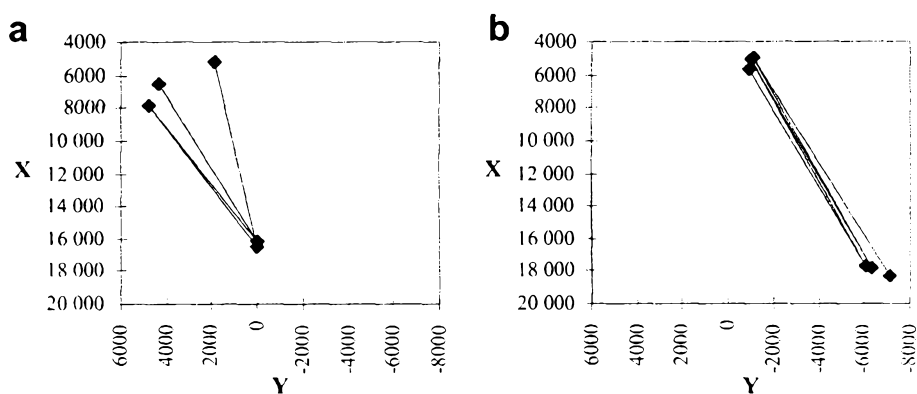
porównaniu z 18 sekwencjami wewnątrz skupisk. Przemienne sekwencje wstrząsów dominowały także w seriach wielozdarzeniowych. Cechą zwracającą uwagę była obecność w każdej serii przynajmniej jednego silniejszego wstrząsu o energii powyżej 10 MJ. Na rys. 5.26 przedstawiono przykłady długich serii wstrząsów



Rys. 5.26. Przykłady długich serii wstrząsów o energii większej od 1 MJ, oscylujących pomiędzy siodełnym a niecką bytomską, związanych z kierunkiem dominującym -23°
a - 23.05.1977 r. - 25.05.1977 r. (5 wstrząsów), b - 17.01.1979 r. - 21.01.1979 r. (7 wstrząsów), c - 15.01.1983 r. - 21.01.1983 r. (5 wstrząsów), d - 8.10.1992 r. - 30.10.1992 r. (5 wstrząsów), e - 21.12.1993 r. - 11.01.1994 r. (6 wstrząsów), f - 17.02.1994 r. - 5.03.1994 r. (8 wstrząsów)

oscylujących pomiędzy siodłem głównym a niecką bytomską. Podobną analizę przeprowadzono dla zbioru wstrząsów silniejszych o energii większej od 10 MJ. Również w tym przypadku stwierdzono wyraźną przewagę serii przemiennych świadczących o istnieniu mechanizmu przełączającego. Oznacza to, że jeśli silniejszy wstrząs wystąpił w jednym ze skupisk, to następny silniejszy wstrząs wystąpi prawdopodobnie w drugim skupisku, a ich odchylenie będzie zbliżone do kierunku dominującego (rys. 5.27).

Występowanie przemiennych serii wstrząsów pomiędzy skupiskami i związanych z nimi uprzywilejowanych kierunków w rozkładach odchyień jest jednym z ciekawszych i – jak się wydaje – najważniejszych faktów świadczących o istotnym wpływie tektoniki na sejsmiczność Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zjawiska tego nie można zaobserwować na mapach lokalizacji epicentrow silnych wstrząsów, gdyż nie wywiera widocznego wpływu na geometrię poszczególnych skupisk wstrząsów.



Rys. 5.27. Długie serie przemiennie wstrząsów o energii większej od 10 MJ zarejestrowanych w siodle głównym i niecce bytomskiej, związane z kierunkiem dominującym -23°
a – 11.12.1978 r. – 18.03.1979 r. (5 wstrząsów), b – 15.10.1983 r. – 8.02.1984 r. (6 wstrząsów)

5.8. Mechanizmy ogniskowe wstrząsów

Zainteresowanie globalnej sejsmologii, badającej naturalne trzęsienia ziemi, zjawiskami zachodzącymi w ognisku wstrząsu i mechanizmami prowadzącymi do ich powstania trwa już kilkadziesiąt lat. Wraz z udoskonaleniem aparatury rejestrującej trzęsienia i zakładaniem sieci stacji sejsmologicznych zaczęto rozwijać metody analizy zapisów sejsmicznych. Metody te swoje założenia wywodzą z teorii

mechaniki górotworu, zgodnie z którą najbardziej prawdopodobną przyczyną powstawania trzęsień ziemi jest działanie pary równoważących się sił z niezerowym momentem, tzn. przyłożonych do dwóch różnych części ośrodka. Pojedyncza para sił oprócz odkształceń ścinających powoduje również rotację mas skalnych. Przyczyną czystego odkształcenia ścinającego są dwie pary sił, których momenty obrotowe się znoszą. W latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych opracowano teorię rozchodzenia się fal sprężystych wytwarzanych przez siły działające w ognisku wstrząsu. Umożliwiło to rozwiązanie zagadnienia odwrotnego, tzn. wyznaczanie przemieszczeń w ognisku na podstawie kierunków wychyleń pierwszych impulsów falowych rejestrowanych przez sejsmometry otaczające hipocentrum. Procedura obliczeniowa nazwana została wyznaczaniem płaszczyzn nodalnych (*fault plane solution*). Wyniki uzyskane z jej użyciem nie są jednoznaczne, gdyż rozwiązaniem są parametry orientacji dwóch wzajemnie prostopadłych płaszczyzn i dwóch możliwych wektorów przemieszczenia. O tym, którą z płaszczyzn uznać za płaszczyznę uskokową, decydują warunki geologiczne w strefie ogniskowej.

Wprowadzony w 1970 roku tensor momentu sejsmicznego (G i l b e r t, 1970) stanowił przełom w analizie mechanizmów ogniskowych wstrząsów. Pozwalał on bowiem na opisanie całkowitego rozkładu sił i ich momentów w ognisku.

Rozwój tej metody i opracowanie procedury rozwiązywania zagadnienia odwrotnego, zwanej inwersją tensora momentu sejsmicznego (*moment tensor inversion*) (G i l b e r t, 1973; B a c k u s, M u l c a h y, 1976; B a c k u s 1977 a,b; A k i, R i c h a r d s, 1980), wiązał się z wprowadzeniem zapisu cyfrowego i komputerowym przetwarzaniem danych sejsmologicznych. Inwersja tensora momentu sejsmicznego pozwala na wyznaczenie składowych tensora na podstawie znajomości funkcji czasowych przemieszczenia w punktach rozmieszczonych wokół ogniska i funkcji Greena charakteryzujących propagację fal w ośrodku geologicznym oraz przy założeniu typu funkcji opisującej zmiany czasowe przemieszczenia cząstek ośrodka w źródle wstrząsu. Inwersji można dokonać zarówno w domenie czasu, jak i w domenie częstotliwości (G i b o w i c z, 1992).

Najprostsze równania, z których wyznacza się tensor momentu, opisują źródło punktowe z impulsowym wzbudzeniem o krótkim czasie trwania. Składowe wyznaczonego z tych równań tensora nie zależą od czasu i charakteryzują rozkład momentów sił w źródle w chwili zainicjowania wstrząsu. Zagadnienie komplikuje się znacznie w przypadku źródeł o znacznej rozciągłości i skończonej szybkości propagacji powstającego pęknięcia, głównie ze względu na brak informacji o zmianach drgań w strefie ogniskowej.

Dalszym etapem analizy mechanizmu ogniskowego wstrząsu jest dekompozycja tensora momentu sejsmicznego. Spośród różnych możliwych sposobów dekompozycji najczęściej stosuje się podział tensora na część izotropową (I), opisującą wszechstronne ściskanie (mechanizm implozyjny) lub rozciąganie (mechanizm eksplozyjny), oraz na część dewiatorową opisującą działanie par sił. Część dewiatorową rozkłada się z kolei na tensor opisujący działanie pary sił bez momentu obrotowego (liniowy dipol skompensowany – CLVD), powodującej osiowe rozcią-

ganie lub ściskanie, oraz na tensor charakteryzujący podwójną parę sił (DC) odpowiedzialną za czyste ścinanie. W ten sposób dekompozycja pozwala na określenie przeważającego mechanizmu działającego w ognisku wstrząsu.

W końcu lat osiemdziesiątych metodę inwersji tensora momentu sejsmicznego zaczęto stosować do badania mechanizmów wstrząsów górniczych. Stwierdzono wówczas, że wśród wstrząsów wywołanych działalnością górnictwem mogą występować takie, których mechanizmy ogniskowe odbiegają od działania podwójnej pary sił (Gibowicz, 1990, 1992; McGarr, 1992; Feignier, Young, 1992). Nie ścinające mechanizmy ogniskowe wstrząsów górniczych przypisuje się na ogół przemieszczeniu mas skalnych do pustek poeksploatacyjnych (I) lub niszczeniu filarów ochronnych w eksploatowanym pokładzie ($CLVD$).

Badania mechanizmów wstrząsów występujących w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym prowadzone są na szerszą skalę od początku lat dziewięćdziesiątych, chociaż pierwsze badania podjęto już w drugiej połowie lat osiemdziesiątych.

Zastosowanie metody inwersji tensora momentu sejsmicznego dla określenia mechanizmów wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym zapoczątkował P. Wiejacz (1991), który opracował program komputerowy i wykazał jego przydatność do badań sejsmiczności indukowanej.

Badania mechanizmów wstrząsów w zagłębiu prowadzi się w dwóch kierunkach. Pierwszy z nich odnosi się do zjawisk sejsmicznych bezpośrednio związanych z eksploatacją górnictwem i ma na celu określenie związku mechanizmów ogniskowych z parametrami eksploatacyjnymi, takimi jak kierunek eksploatacji, sposób jej prowadzenia, szybkość postępu wyrobiska i sposób likwidacji (Stec, 1992, 1994; Stec et al., 1992; Wiejacz, 1995 a,b; Dubiński i Stec, 1995; Dubiński et al., 1996; Wiejacz i Ługowski, 1997). Wnioski z tych badań wykorzystuje się do prób oceny zagrożenia sejsmicznego przy planowaniu prac górniczych.

Drugi kierunek badań ma na celu określenie wpływu tektoniki regionalnej i współczesnych procesów dynamicznych zachodzących w zagłębiu na występowanie silnych wstrząsów o magnitudzie lokalnej większej od 2 (Zuberek, 1993a; Sagan, 1990; Sagan, Idziak, 1992; Sagan, 1994; Sagan et al., 1995, 1996; Dubiel, 1996; Sagan, Dubiel, 1996; Zuberek et al., 1996, 1997; Idziak et al., 1997; Mutke, Stec, 1997).

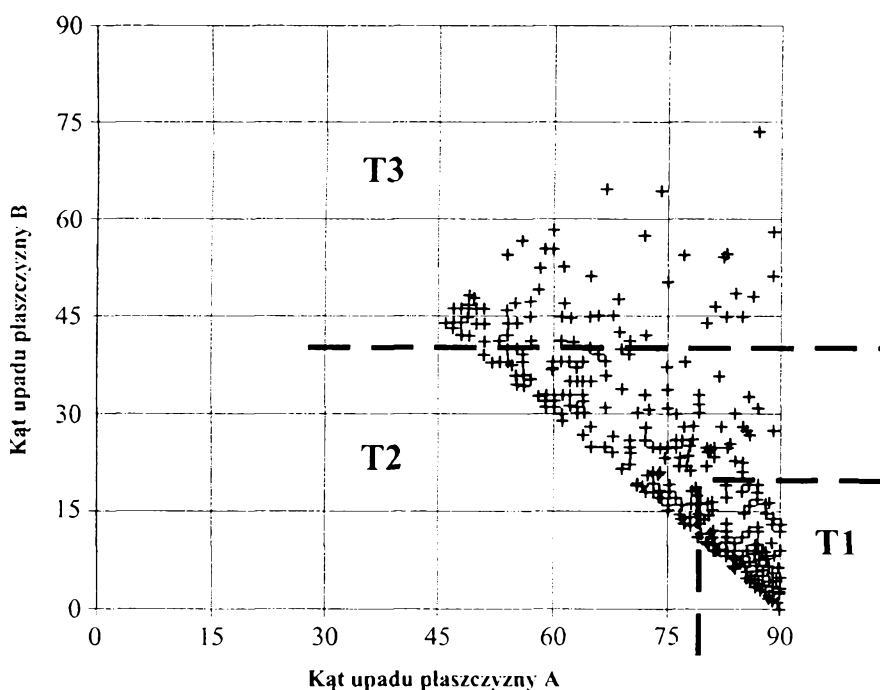
Badania mechanizmów ogniskowych wstrząsów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego są ściśle związane z rozwojem i modernizacją kopalnianych sieci sejsmologicznych. Wcześniejsze prace, bazujące na analogowych zapisach wstrząsów, prowadzone były przy użyciu metody określania płaszczyzn nodalnych z założeniem czystego ścinania w ognisku. Wprowadzenie w niektórych kopalniach nowoczesnych stacji sejsmologicznych z pełnym cyfrowym zapisem fal sejsmicznych umożliwiło zastosowanie inwersji tensora momentu sejsmicznego w pracach późniejszych. Z konieczności badania prowadzono jednak tylko w tych kopalniach, w których dokonano wspomnianej modernizacji, przede wszystkim w kopalniach: „Halemba”, „Śląsk”, „Wujek” i „Ziemowit”. Analizując tensory momentów sejsmicznych stwierdzono, że dla większości wstrząsów część dewiatorowa przeważa nad częścią izotropową.

pową. Generalnie około 70% wstrząsów charakteryzuje się ponad siedemdziesięcioprocentowym udziałem składowej ścinającej (*DC*), chociaż dla nielicznych wstrząsów zauważono ponaddwadzieściprocentowy udział składowej izotropowej (*Z u b e r e k et al., 1997*). Stwierdzenie przeważającego mechanizmu ścinającego wstrząsów górniczych w Zagłębiu pozwoliło zaakceptować wcześniejsze wyniki uzyskane z rozwiązań płaszczyzn nodalnych i poszerzyć zakres badań na kopalnie dysponujące starszymi typami stacji sejsmologicznych z zapisem analogowym.

W badaniach związku sejsmiczności Zagłębia z tektoniką obszaru istotne znaczenie miało określenie orientacji płaszczyzn nodalnych oraz wektorów poślizgu na płaszczyźnie rozrywu.

O rodzaju uskołu powstającego w wyniku wstrząsu można wnioskować na podstawie kątów upadu płaszczyzn nodalnych (jako główną płaszczyznę nodalną przyjmuje się z reguły tę o większym kącie upadu) oraz na podstawie rozkładu obszarów kompresji i tensji w przestrzeni otaczającej ognisko wstrząsów. Parametry te uzyskuje się zarówno w metodzie rozwiązywania płaszczyzn nodalnych, jak i w metodzie dekompozycji tensora momentu sejsmicznego.

W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym zaobserwowano trzy główne grupy wstrząsów różniące się upadami płaszczyzn nodalnych (rys. 5.28).



Rys. 5.28. Zależności pomiędzy kątami upadu płaszczyzn nodalnych – głównej (A) i pomocniczej (B) – dla zbioru wstrząsów z kopalń „Halemba”, „Śląsk” i „Wujek” (wg *I d z i a k a et al., 1997*)
 T1 - grupa wstrząsów z pionową płaszczyzną główną i poziomą płaszczyzną pomocniczą. T2 - grupa wstrząsów z pośrednimi kątami upadu płaszczyzn nodalnych, T3 - grupa wstrząsów z dwoma płaszczyznami nodalnymi zapadającymi pod dużym kątem

Grupę pierwszą stanowią wstrząsy charakteryzujące się prawie pionową płaszczyzną główną i prawie poziomą płaszczyzną pomocniczą (I d z i a k et al., 1997). W tym przypadku płaszczyzna pionowa najprawdopodobniej jest płaszczyzną uskoku normalnego. Mechanizm tego rodzaju jest charakterystyczny dla wstrząsów generowanych w strefie naruszenia skał stropowych nad krawędzią wybranego pokładu węgla. Nie można jednak wykluczyć możliwości poślizgu poziomego, związanego z rozwarstwieniem się skał stropowych lub poślizgiem międzyławicowym wywołanym ruchem przesuwczym w podłożu (T e p e r et al., 1992).

Druga grupa wstrząsów cechuje się pośrednimi kątami upadu ($30-70^\circ$) płaszczyzn nodalnych odpowiadających uskokom zrzutowym normalnym i odwróconym. K. S t e c (1994) stwierdziła, że uskoki normalne powstają w wyniku wstrząsów generowanych daleko przed frontem eksploatacji – często w strefach uskokowych – i są zorientowane zgodnie z orientacją istniejących nieciągłości. Natomiast uskoki odwrócone, typowe dla wstrząsów występujących w pobliżu frontu eksploatacji, są zorientowane zgodnie z biegiem chodników przyscianowych.

Trzecią grupę wstrząsów, najbardziej interesującą ze względu na uwarunkowania tektoniczne, stanowią zjawiska, w których obie płaszczyzny nodalne zapadają pod dużym kątem, a wektor poślizgu jest prawie poziomy. Wstrząsy takie powodują powstawanie uskoków zrzutowo-przesuwczych o dużej składowej poziomej przemieszczenia oraz typowych uskoków przesuwczych (S t e c, 1994; I d z i a k et al., 1997). Biegi tych uskoków są zgodne z orientacją głównych systemów uskokowych występujących w poszczególnych rejonach Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Powstawania wstrząsów z ruchem przesuwczym w ognisku nie można wiązać z działaniem naprężeń eksploatacyjnych. Dla ich zaistnienia konieczne są duże naprężenia poziome będące wynikiem procesów tektonicznych oraz oddziaływania naprężeń tektonicznych, litostatycznych i eksploatacyjnych.

6. Relacje między sejsmicznością a tektoniką Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Przedstawione w rozdziale 5 cechy charakterystyczne zbioru silnych wstrząsów sejsmicznych występujących w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym nie mogą być wyjaśnione na podstawie warunków prowadzonej eksploatacji górniczej.

W okresie, gdy rozpoczęto systematyczne obserwacje sejsmologiczne, działało w Zagłębiu około 70 kopalń węgla kamiennego zgrupowanych w kilku jednostkach administracyjnych. W miarę wyczerpywania się zasobów niektórych z nich dokonywano zmian organizacyjnych, łącząc je z kopalniami zasobniejszymi. W efekcie w obecnej chwili działa ponad 50 kopalń. O kierunkach, sposobach i tempie eksploatacji decydowały nie tylko warunki geologiczno-górnice czy też czynniki ekonomiczne. Bardzo często podejmowane decyzje miały charakter polityczny. Zbiór parametrów eksploatacyjnych, takich jak wielkość wydobycia, szybkość prowadzenia wyrobisk, sposób ich likwidacji, kierunki eksploatacji, które w skali lokalnej – pojedynczego wyrobiska czy jednej kopalni – mogą w pewnym przedziale czasowym wpływać znacząco na indukowanie wstrząsów, w skali całego zagłębia będzie zbiorem losowym. Wszelkie zatem przejawy świadczące o nielosowym rozmieszczeniu zjawisk sejsmicznych w czasie i przestrzeni na skalę regionalną w ponad dwudziestoletnim okresie obserwacji dowodzą istnienia czynnika innego niż eksploatacyjny, wpływającego na powstawanie silnych wstrząsów.

Najwcześniej zauważonym i najlepiej rozpoznany przejawem nielosowego rozkładu silnych wstrząsów jest ich skupienie się w pewnych, ograniczonych obszarach, oddzielonych obszarami asejsmicznymi. Zjawisko to zostało wykorzystane w klasyfikacjach kopalń dotyczących bezpieczeństwa eksploatacji, opartych na ocenie zagrożenia sejsmicznego. Brak związku pomiędzy skupianiem się silnych wstrząsów a działalnością górniczą jest tak oczywisty, że wyjaśnienia tego zjawiska szukano od początku w budowie geologicznej, tektonice i historii geologicznej zagłębia. Charakterystyczną cechą jest również wydłużony kształt obszarów koncentrowania się silnych zjawisk sejsmicznych niemożliwy do wytłumaczenia 79

nia na gruncie hipotezy o eksploatacyjnym pochodzeniu wstrząsów. W siodle głównym i w niecce kazimierzowskiej doszukiwano się związku z orientacją głównych uskoków stanowiących często barierę eksploatacyjną. W niecce bytomskiej takiej struktury, której bieg byłby zgodny z rozciągłością skupiska, nie ma, a dominujące systemy uskoku są zorientowane diagonalnie względem tego kierunku. Zastosowana w ostatnich latach fraktalna analiza skupień wykazała fraktalny charakter rozkładu epicentrow silnych wstrząsów w Zagłębiu. Fraktalność jakiegoś zjawiska oznacza, że wywołujący go mechanizm ma charakter deterministyczny, a czynniki losowe mogą jedynie powodować pewne modyfikacje jego przebiegu. Epicentra słabych wstrząsów zlokalizowane w pobliżu przemieszczających się frontów eksploatacyjnych mają rozkład fraktalny, jeśli układ współrzędnych wiąże się z postępującym frontem (M o r t i m e r, 1997; M o r t i m e r, L a s o c k i, 1996). Jest to zrozumiałe, gdyż szczeliny i spēkania powstające w wyniku osłabienia górotworu mają także rozkład fraktalny (T u r c o t t e, 1992). Jak wynika z nie opublikowanych jeszcze badań przeprowadzonych przez autorów, rozkład epicentrow analizowany w nieruchomym układzie współrzędnych nie wykazuje charakteru fraktalnego, lecz wygląda jak rozkład losowy. Oznacza to, że wstrząsy generowane wokół wyrobiska w różnych okresach eksploatacji nie są ze sobą w związku przyczynowym. Inaczej przedstawia się rozkład epicentrow silnych wstrząsów rozpatrywany dla całego Zagłębia. W tym przypadku epicentra wstrząsów powstających w różnych okresach układają się w określony zbiór fraktalny. Przyczyny ich powstawania muszą mieć charakter długookresowy w przeciwieństwie do procesów generowania słabych wstrząsów, związanych bezpośrednio z robotami górnictwymi.

Kolejną cechą silnych wstrząsów w zagłębiu, której nie można wytłumaczyć ani warunkami eksploatacji, ani nawet lokalną budową geologiczną i strukturalną, są ich zależności przestrzenno-czasowe. Epicentra następujących po sobie wstrząsów są związane wyraźnymi zależnościami kierunkowymi, zarówno wówczas, gdy występują w tym samym skupisku, jak i wtedy, gdy należą do różnych skupisk. Rozkłady charakterystycznych kierunków są bardzo wąskie. W przypadku losowego generowania tych wstrząsów rozkłady kierunkowe byłyby znacznie szersze, co łatwo zauważyć, przeglądając mapę lokalizacji epicentrow.

Mechanizm generowania silnych wstrząsów wykazuje tendencję do „przełączania” wstrząsów pomiędzy różnymi skupiskami. Serie występujące w tych samych skupiskach w większości składają się z dwóch, trzech zjawisk sejsmicznych, po czym następny wstrząs generowany jest już w innym skupisku. Dłuższe serie składają się prawie wyłącznie (poza jednym wyjątkiem) z wstrząsów generowanych przemiennie w różnych skupiskach. Najdłuższe serie przemiennie stwierdzono dla obszarów niecki bytomskiej i siodła głównego. W seriach ograniczonych do jednego skupiska epicentra „wędrują” chaotycznie po rozciągłości skupiska, przy czym z reguły odległość pomiędzy epicentrami kolejnych wstrząsów jest znaczna.

Takie związki przestrzenno-czasowe silnych wstrząsów mogą być wyjaśnione 80 jedynie jako efekt procesów dynamicznych zachodzących na skalę regionalną.

Kolejną charakterystyczną cechą silnych wstrząsów w Górnos Śląskim Zagłębiu Węglowym jest wyraźny trend spadku aktywności sejsmicznej w całym zagłębiu oraz współzależność pomiędzy spadkiem aktywności sejsmicznej w niecce bytomskiej, i zwłaszcza w niecce kazimierzowskiej, a nagłym pojawieniem się silnych wstrząsów w niecce głównej. Jeśli jako syntetyczny wskaźnik charakteryzujący natężenie robót górniczych przyjąć roczną wielkość wydobycia poszczególnych kopalń, to trzeba stwierdzić, że nie wykazuje on korelacji z aktywnością sejsmiczną. Spadek aktywności sejsmicznej w końcu lat siedemdziesiątych wystąpił w okresie ogólnego zwiększenia wydobycia, a jej ponowny wzrost nastąpił na początku lat osiemdziesiątych, gdy wydobycie zmalało. Wyraźny spadek aktywności w połowie lat osiemdziesiątych towarzyszył wzrostowi wydobycia, które w większości kopalń spadło dopiero na początku lat dziewięćdziesiątych. Aktywność silnych wstrząsów w niecce kazimierzowskiej spadła do minimalnego poziomu w okresie, gdy działające tam kopalnie prowadziły intensywną eksploatację. To samo dotyczy niecki bytomskiej. W niecce głównej po krótszym okresie dużej aktywności nastąpił spadek do poziomu kilku wstrząsów rocznie, chociaż eksploatacja górnicza w tym rejonie była nadal intensywna. Obecnie głównym obszarem sejsmicznym w zagłębiu jest siodło główne, chociaż roboty górnicze prowadzone są w całym zagłębiu.

Rozkład odstępów czasowych silnych wstrząsów dla ponaddwudziestoletniego okresu obserwacji nie wykazuje cech ani rozkładu fraktalnego, ani rozkładu jednorodnego. Wstrząsy sejsmiczne nie są rozłożone równomiernie w czasie. Nie wykazują też tendencji do skupiania się w pewnych przedziałach czasu. Pojawiają się losowo. Jak wykazała analiza statystyczna, rozkład odstępów czasowych dla całego katalogu silnych wstrząsów nie jest zgodny z rozkładem Poissona. W krótszych przedziałach czasu nie można jednak odrzucić hipotezy o zgodności z tym rozkładem. Wydaje się więc, że proces generowania silnych wstrząsów można określić jako uogólniony proces Poissona, w którym aktywność sejsmiczna zmienia się w czasie. Poissonowski rozkład zmiennej losowej świadczy o istnieniu dominującego czynnika, nie zmieniającego się w dłuższym czasie, wpływającego na dany proces przy znacznie niższym wpływie innych czynników. Czynnikiem tym nie może być eksploatacja górnicza, która w różnych rejonach zagłębia przebiega w sposób zróżnicowany i w różnym czasie.

Dość liczna grupa wstrząsów występujących w Górnos Śląskim Zagłębiu Węglowym charakteryzuje się typowo ścięciowym mechanizmem ogniskowym z poziomym kierunkiem poślizgu w ognisku wstrząsu. Mechanika górotworu nie przewidyje tego typu procesów zniszczenia dla typowo eksploatacyjnych pól naprężeń. Mogą one zachodzić jedynie w przypadku istnienia naprężeń poziomych, wywołanych działalnością sił tektonicznych modyfikujących układ naprężeń eksploatacyjnych.

Opisane wyżej cechy zbioru silnych wstrząsów pozwalają wyodrębnić go ze zbioru wszystkich wstrząsów obserwowanych w zagłębiu. Głównym kryterium podziału jest wartość energii wyzwalanej w ognisku wstrząsu. Bimodalność rozkładu energetycznego wstrząsów w zagłębiu nie ulega wątpliwości, jednak dokładne 81

rozdzielenie obu mód nie jest możliwe. Na podstawie wyników badań jako punkt rozdziału przyjęto energię 1 MJ. Nie znaczy to jednak, że żaden z silnych wstrząsów nie może mieć genezy eksploatacyjnej. Również w zbiorze słabych wstrząsów mogą występować wstrząsy nie związane z działalnością górniczą. Prawdopodobieństwa tych zjawisk wydają się jednak małe. Podobną bimodalność, czy szerzej wielomodalność zbioru wstrząsów stwierdzono również w innych obszarach występowania sejsmiczności związanej z działalnością górniczą (G i b o w i c z, K i j k o, 1994). Ze względu na odmiennosć rozkładów przestrzennych, czasowych i energetycznych, będącą przejawem odmiennych procesów generowania wstrząsów, zaczyna się odróżniać zjawiska sejsmiczne bezpośrednio wywołane działalnością górniczą (ang. *mining induced seismicity*) od zjawisk zależnych od czynników tektonicznych, dla których eksploatacja górnicza jest tylko swoistym „mechanizmem spustowym” wyzwalającym i stymulującym aktywnosć sejsmiczną (ang. *mining triggered seismicity*) (L a s o c k i, I d z i a k, 1998).

Bezpośrednią przyczyną zjawisk sejsmicznych w badanej części Górnoląskiego Zagłębia Węglowego jest bez wątpienia naruszenie górotworu w wyniku działalności górniczej. Ujawnione przy użyciu różnorodnych technik cechy sejsmiczności indukowanej oraz rozliczne cechy struktury górotworu dowodzą, że górnictwo nie jest wyłącznym sprawcą wstrząsów i świadczą o zaangażowaniu sieci uskoków tnących górotwór karboński w procesy wyzwalaania energii.

Istotą proponowanego rozwiązania zagadnienia sejsmiczności tej części zagłębia jest koncepcja współdziaływania naprężeń tektonicznych i naprężeń wywołanych eksploatacją w procesie generowania wstrząsów. Stan naprężeń interpretowany na podstawie badania mechanizmów wstrząsów wysokoenergetycznych współcześnie rejestrowanych w zagłębiu i układ odkształceń górotworu uformowany w najmłodszym etapie tektogenezy obszaru, postulowany w wyniku analizy strukturalnej, cechują się wzajemnym podobieństwem. W obydwu przypadkach maksymalne naprężenie główne σ_1 jest naprężeniem ściskającym i jest na ogół zorientowane poziomo. Poziome położenie ma także minimalne naprężenie główne σ_3 (rozciągające). Naprężenie pośrednie σ_2 występuje przeważnie w pozycji pionowej. Wielkości naprężeń σ_1 i σ_2 są zbliżone; naprężenie σ_1 lokalnie może przyjmować pozycję pionową kosztem pośredniego naprężenia głównego σ_2 . Układ naprężeń tektonicznych w górotworze karbońskim jest, według modelu, odwzorowaniem wgłębnym przemieszczeń na głównych strukturach sejsmogenicznych o przebiegu równoleżnikowym (por. rys. 4.10). W generowaniu prowokowanych przez górnictwo zdarzeń sejsmicznych w tej części zagłębia mogą mieć udział zarówno składowe poziome, jak i składowa pionowa pola naprężeń tektonicznych. W konsekwencji zastosowania proponowanego modelu można wyodrębnić kilka zbiorów zjawisk o odmiennym typie rozwiązań mechanizmu ogniskowego. Szczegółową charakterystykę sejsmotektoniczną wstrząsów zarejestrowanych w zagłębiu, opartą na wynikach badań mechanizmu ogniskowego, podaje L. T e p e r (1998).

Kierunki i zwroty przemieszczeń względnych, oznaczane dla wyróżnionych populacji wstrząsów w trakcie analizy mechanizmów ogniskowych, są zgodne z kierunkami transportu tektonicznego przewidywanymi przez model. Przestrzenne

rozmieszczenie grup wstrząsów różniących się mechanizmami ogniskowymi pomaga w interpretacji położenia regionalnych struktur sejsmogenicznych.

Za główne współczesne struktury sejsmogeniczne w badanym obszarze uznano dwie brzeżne nieciągłości przebiegającej równoleżnikowo strefy granicznej między segmentami masywu górnośląskiego – blokiem Bytomia i blokiem centralnym: **południową** (zlokalizowaną w rejonie uskoku kłodnickiego, por. rys. 4.2, 4.4 i 4.5 – nieciągłość **B**) oraz **północną** (pod osią synkliny Bytomia, por. rys. 4.5 – nieciągłość **b**). Jest wielce prawdopodobne, że te nieciągłości podłoża miały charakter sejsmogeniczny w licznych fazach tektonogenetycznych. Wynika to ze sprzyjającej procesowi uskokowania pozycji, jaką zajmowała strefa graniczna **B–b** w kolejnych globalnych planach strukturalnych: na peryferiach transeuropejskiej strefy suturalnej (TESS), na przedpolu orogenu waryscyjskiego i na przedpolu orogenu alpejskiego (por. rozdz. 4).

Jak wykazały badania, systemy pochodnych uskoków nadprzesuwczych wyodrębnione w kompleksie karbońskim są obiektami fraktalnymi. W fakcie tym należy szukać przyczyny fraktalnego charakteru rozkładu przestrzennego epicentrów wstrząsów. Wstrząsy górnicze o lewoprzesuwczym mechanizmie ogniskowym są generowane przeważnie w okolicy **południowej** nieciągłości brzeżnej. Obserwuje się tam ponadto tendencję do liniowego grupowania się ognisk wstrząsów wzdłuż uskoku kłodnickiego. Przekonuje o tym między innymi wartość wymiaru fraktalnego otrzymana w wyniku badań rozmieszczenia w przestrzeni zjawisk sejsmicznych (I d z i a k, Z u b e r e k, 1995). Z kolei w sąsiedztwie nieciągłości **północnej** częstszy jest prawoprzesuwczy mechanizm zjawisk sejsmicznych, a ogniska wstrząsów są bardziej rozproszone. Typ zależności fraktalnej, wykrytej podczas badania rozkładu przestrzennego ognisk (I d z i a k, T e p e r, 1996 b), sugeruje, że w generowaniu wstrząsów w pobliżu nieciągłości północnej bierze udział więcej zespołów kierunkowych uskoków niż w partii południowej obszaru. Stwierdzony metodami strukturalnymi dymorfizm układów uskoków potomnych (por. rys. 4.7d i 4.7e) nad obydwoma dyslokacjami podłoża zinterpretowano jako skutek tworzenia się struktur naduskokowych w szerokiej, złożonej strefie lewoskrętnego przesuwu wglębnego. W strefach tego typu, w sąsiedztwie głównej struktury przyczynowej, aktywne są prawie wyłącznie niskokątowe struktury pochodne, sinistralny mechanizm ogniskowy zatem powinien być tam częściej spotykany. Mechanizm dekstralny zaś powinien być typowy przede wszystkim dla ognisk wstrząsów zlokalizowanych w pewnym oddaleniu od linii maksymalnej koncentracji ruchu wglębnego. Wpływ na to ma wzrost znaczenia wysokokątowych zespołów struktur naduskokowych w marginalnych partiach takich stref (J a r o s z e w s k i, 1994). Rozmieszczenie przestrzenne wstrząsów o lewo- i prawoprzesuwczym mechanizmie ogniskowym w północnej części zagłębia podlega powyższej prawidłowości. Wykryty za pomocą analizy fraktalnej charakter zróżnicowania rozkładów przestrzennych zjawisk sejsmicznych w obszarze badań może być zatem wynikiem generowania wstrząsów na różnych zespołach pochodnych uskoków nadprzesuwczych, odwzorowujących w kompleksie karbońskim wglębne przemieszczenie poziome na dyslokacjach głównych. W zestawieniu z wynikami analizy struktural-

nej wspiera to tezę, że pas między dyslokacjami **B** i **b** (por. rys. 4.5), równoważny ze strefą graniczną między blokiem Bytomia i blokiem centralnym (por. rys. 4.5), ma cechy złożonej strefy lewoskrętnego przesuwu wglębnego. Nie można wykluczyć, że opisywana złożona strefa sejsmogeniczna stanowi przebiegający przez obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego odcinek postulowanej przez J. K u t i n ę (1974) „nieciągłości 50N równoleżnika” (por. rys. 4.3). Typ współczesnej aktywności tej hipotetycznej nieciągłości (a tym samym cechy sejsmiczności) może wynikać z orientacji „strefy 50°N” w stosunku do obecnego kierunku kompresji w orogenie karpackim (T e p e r, 1998).

Za strukturę sejsmogeniczną można też uznać dyslokację fundamentu krystalicznego o przebiegu NW–SE, ograniczającą w obszarze badań blok Bytomia od wschodu (por. rys. 4.2, 4.4 i 4.5 – nieciągłość **A**). Dyslokacja **A** odgrywa współcześnie mniejszą rolę w generowaniu wstrząsów od opisywanej wyżej aktywnej strefy równoleżnikowej. Jej położenie w strefie zasięgu dynamicznego pierwszorzędowej nieciągłości granicznej masywu górnośląskiego (por. rys. 4.2, II–II) pozwala przypuszczać, że w waryscyjskich i staroalpejskich fazach tektonogenetycznych mogła to być struktura o znacznie większym wpływie na powstawanie zjawisk sejsmicznych.

Przytoczone w rozdz. 4 wnioski z badań populacji rozmiarów dyslokacji (T e p e r, 1998) łączą sumaryczny moment geometryczny sieci uskokowej z dużymi uskokami litosferycznymi, za które uznano opisywane strefy graniczne segmentów głębokiego podłoża zagłębia. Ogólnie przyjmuje się, że zrzut i długość wzrastają sukcesywnie w ciągu okresu aktywności uskoku, a przyrosty te realizują się za pośrednictwem kolejnych aktów poślizgu występujących w czasie pojedynczych wydarzeń sejsmicznych (W a t t e r s o n, 1986; C o w i e, S c h o l z, 1992; G i l l e s p i e et al., 1992; T e p e r, 1998). Taka interpretacja usprawiedliwia anomalnie wysoką, w stosunku do rejonów sąsiednich, aktywność sejsmiczną występującą w pasach (por. rys. 5.2. i 5.3), których przebieg koincyduje z postulowaną lokalizacją nieciągłości podłoża. Podobnie jak aktywność tektoniczna, aktywność sejsmiczna nie jest ściśle związana z liniami pierwszoplanowych dyslokacji sejsmogenicznych, lecz raczej jest chaotycznie rozproszona w obrębie wyróżnionych pasów, stosując się w tym względzie do nieliniowego modelu dynamiki litosfery. Analiza fraktalna przestrzennego rozmieszczenia uskoków i epicentrów wstrząsów potwierdza nieliniowość procesów dynamicznych będących źródłem obydwu klas zjawisk. Pozwala również wykryć atraktory lokalizujące się w rejonach hipotetycznych dyslokacji podłoża **B**, **b** i **A**, postulowanych w wyniku badań strukturalnych. Miary fraktalne wyznaczone w domenie orientacji i rozmiarów uskoków oraz dla rozkładu przestrzennego wstrząsów ułatwiają zrozumienie nieliniowości układu, jakim jest badany fragment górotworu karbońskiego.

Nieliniowy model budowy i dynamiki litosfery (K e i l i s–B o r o k, 1990, 1994) zakłada, że mobilne strefy graniczne między sztywnymi blokami litosferycznymi mają strukturę hierarchiczną. Składają się ze stref granicznych niższych rzędów oddzielających bloki niższych rzędów itd. Przebieg procesów w tak zbudowanych strefach mobilnych jest chaotyczny, mimo że jest zainicjowany przez ruch

uporządkowania dynamiki w miarę oddalania się od stadium początkowego jest zbliżony do losowego udział poszczególnych nieciągłości strefy w procesach wyzwalania energii.

Jedną z oznak istnienia mobilnych stref granicznych w obszarze badań jest stwierdzona wyraźna kierunkowa zależność pomiędzy położeniami wstrząsów następujących po sobie w obrębie skupisk lokujących się w pasach oddzielonych obszarami asejsmicznymi. Obserwowana w trakcie badań chaotyczna „wędrówka” epicentrow wzdłuż rozciągłości takich skupisk wynika z niejednakowej i pozornie losowej reakcji poszczególnych elementów zespołu uskoków potomnych związanego z dyslokacją przyczynową, na której nastąpiło wyzwolenie energii, na naruszenie stabilności układu. Reperkusją nielinearności budowy i dynamiki stref granicznych w północnej części Zagłębia jest stwierdzona badaniami tendencja do „przełączania” wstrząsów pomiędzy różnymi skupiskami epicentrow. Skłonność tę można traktować jako odpowiedź jednej z dyslokacji przyczynowych na zmiany układu i poziomu naprężeń w strefie, które nastąpiły wskutek rozładowania energii na innej nieciągłości. Zauważone istotne kierunkowe zależności między położeniami silnych wstrząsów następujących po sobie w różnych skupiskach epicentrow wynikają stąd, że „wędrówka” wstrząsów odbywa się z wykorzystaniem powierzchni osłabień tektonicznych związanych kierunkowo ze strefami granicznymi, które łączą poszczególne skupiska. Rozkład orientacji przestrzennej takich powierzchni w różnych częściach badanego obszaru przedstawiają zestawienia na rys. 4.7. „Przełączanie” wstrząsów między strefami A i B (synklina Kazimierza i siodło główne) odbywa się zatem wzdłuż kierunku przebiegu dyslokacji **B**, między A i b (synklina Kazimierza i synklina Bytomia) – wzdłuż kierunku przebiegu nieciągłości **b**, „wędrówka” zaś zjawisk sejsmicznych między skupiskami zorientowanymi subrównoleżnikowo następuje dzięki osłabieniom o biegu NW–SE, równoległym do nieciągłości **A** wchodzącej w skład wschodniej granicy bloku Bytomia. Występowanie w obrębie obszaru tektoniki blokowej zagłębia osłabień tektonicznych należących do zespołu kierunkowego NW–SE jest możliwe z uwagi na silne oddziaływanie na znaczną część podłoża zagłębia intensywnych procesów zachodzących w trakcie wielu faz tektogenetycznych w strefie mobilnej ograniczającej masyw górnoląski od północnego wschodu. Wyniki studium strukturalnego, które zrelacjonowano w rozdz. 4, wskazują zaś, że granica między obszarem tektoniki fałdo-blokowej i obszarem tektoniki blokowej zagłębia przebiega prawie dokładnie przez środek obszaru badań.

Nielinearną naturą stref mobilnych można też tłumaczyć opisaną w pracy współzależność pomiędzy spadkiem aktywności sejsmicznej nad jedną z nieciągłości granicznej z jednoczesnym nagłym pojawieniem się silnych wstrząsów nad inną. Jest wielce prawdopodobne, że nielinearność dynamiki hierarchicznej strefy granicznej jest odpowiedzialna również za stwierdzony w badanej części Górnoląskiego Zagłębia Węglowego quasi-poissonowski rozkład odstępów czasowych pomiędzy silnymi wstrząsami.

7.

Podsumowanie

Przedstawione w rozdziale 6 związki między sejsmicznością a budową strukturalną i współczesną aktywnością tektoniczną Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego zostały określone na podstawie wielokierunkowych badań sejsmologicznych i tektonicznych. Wnioski wypływające z badań rozkładów przestrzennych wstrząsów, mechanizmów ogniskowych, rozkładów przestrzennych i geometrii uskoków w miarę postępu prac zaczęły się układać w spójną całość. Opracowany na gruncie szczegółowych badań tektonicznych i analizy orientacji płaszczyzn nodalnych w ogniskach wstrząsów model sejsmotektoniczny zagłębia okazał się przydatny w wyjaśnieniu innych charakterystycznych prawidłowości generowania silnych wstrząsów, w szczególności fraktalnego rozkładu epicentrow wstrząsów i kierunkowych relacji pomiędzy ogniskami kolejnych zjawisk sejsmicznych. Można więc przyjąć, że model ten dobrze odwzorowuje rzeczywiste procesy dynamiczne zachodzące w masywie górnośląskim. Trzeba jednak podkreślić, że do pełnego zrozumienia zjawisk sejsmotektonicznych w całej ich rozciągłości jest jeszcze daleko.

Wyjaśnienia wymaga sposób, w jaki naruszenie ciągłości górotworu robotami górniczymi wyzwoliło sejsmiczność Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego i jak wpływa na nią obecnie. Potrzebne są dalsze szczegółowe badania prowadzone w zakresie pojedynczych wyrobisk, jak i badania ponadregionalne ustalające związki procesów dynamicznych w zagłębiu z dynamiką większych jednostek strukturalnych. Ciągłe zainteresowanie wielu zespołów badawczych problemami sejsmiczności zagłębia daje nadzieję na znaczące poszerzenie naszej wiedzy na ten temat.

BUŚ

Literatura

- Aki K., Richards P. C., 1980: *Quantitative Seismology. W: Theory and Methods*, W. H. Freeman and Comp. San Francisco.
- Backus G. E., 1977a: *Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less*. Geoph. J. R. Astr. Soc., **51**: 1–25.
- Backus G. E., 1977b: *Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two*. Geoph. J. R. Astr. Soc., **51**: 27–45.
- Backus G. E., Mulcahy M., 1976: *Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources. I-Continuous displacements*. Geoph. J. R. Astr. Soc., **46**: 341–371.
- Basham P. W., Weichert D. H., Anglin F. M., 1970: *An analysis of the Benham after-shock sequence using Canadian recordings*. J. Geoph. Res., **75**, 5: 1545–1556.
- Bederke E., 1930: *Oberschlesien und das variszische Gebirge*. Geol. Rund., **21**, 4 [Berlin].
- Bednarek J., 1978: *Wrench faults on the North Eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin*. Bull. Pol. Acad. Sci., Sci. Terre, **26**: 3–4, 155–161.
- Bednarek J., Górecka E., Zapaśnik T., 1983: *Uwarunkowanie tektoniczne rozwoju mineralizacji kruszcowej w utworach jurajskich monokliny śląsko-krakowskiej*. Roczn. PTG, **53**: 1–4, 43–62.
- Bogacz K., 1977: *Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego*. W: *Mat. Konf. Teren. Probl. tekt. półn.-wsch. obrzeżenia GZW, Czatkowice*. Kraków: 7–29.
- Bogacz K., 1980: *Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego*. Roczn. PTG, **50**, 2: 183–208.
- Bogacz W., 1978: *Tektonika utworów karbonu produktywnego okolic Jastrzębia w ROW*. AGH, Kraków [Praca doktorska].
- Bogacz W., 1982: *Struktury translacyjne w sąsiedztwie nasunięcia boguszowickiego w osadach karbonu produktywnego okolic Jastrzębia (ROW)*. Spraw. Kom. Nauk Geol. PAN, Kraków, **24**, 1: 249–251.
- Bogacz W., 1984: *Główne tektoniczne cechy ewolucji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Mat. VII Symp. „Geologia formacji węglonośnych Polski”*. AGH, Kraków: 87–93.
- Bogacz W., Krokowski J., 1981: *Rotation of the Upper Silesian Coal Basin*. Roczn. PTG, **51**: 3–4, 361–381.
- Boucher G., Ryall A., Jones A. E., 1969: *Earthquakes underground nuclear explosions*. J. Geoph. Res., **74**, 15: 3808–3820.
- Brummer R. K., Rorke A. J., 1990: *Case studies on large rockbursts in South Africa gold mines*. In: *Proc. 2nd Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Minneapolis. Red. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 323–329.
- Budryk W., 1955: *Skutki trzęsień w kopalniach górnośląskich*. Arch. Gór. Hutn., **3**, 2: 227–290.
- Bukowy S., 1961: *Sprawa poszukiwań ropy naftowej w hercynidach*. Kwart. Geol., **5**, 1: 57–61. 87

- Bukowy S., 1964: *Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia GZW*. Biul. Inst. Geol., **184**: 5–15.
- Bukowy S., 1972: *Budowa podłoża karbonu GZW*. W: *Karbon GZW*. Prace Inst. Geol., **61**: 23–59.
- Bukowy S., 1974: *Przedpole obszaru wyniesionej platformy wschodnio-europejskiej. Część południowo-zachodnia*. W: *Budowa geologiczna Polski*. T. 4. Cz. I. Red. W. Pożaryski. Wyd. Geol., Warszawa: 213–233.
- Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997: *Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland)*. Geol. Mag., **134**: 669–677.
- Cabała J., 1995: *Structural characteristics of tectonic horsts and grabens in the area of zinc and lead ore occurrence near Olkusz*. In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks-2*. Red. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 335–340.
- Cabała J., Teper L., 1990: *Testowanie przesuwczego charakteru NE granicy GZW na podstawie badań strukturalnych w rejonie Zawiercia*. W: *Mat. 3. Konf. „Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.”* Prace GIG, ser. dod.: 96–108.
- Cochrane T.S., Carter O.F., Barron K., 1967: *Studies of ground behavior in metal mines*. In: *Proc. Fourth Int. Conf. on Strata Control and Rock Mech.* New York City: 1–16.
- Cook N.G.W., 1976: *Seismicity associated with mining*. Eng. Geol., **10**: 99–122.
- Cook N.G.W., Kłokow J.W. (bez daty): *Practical rock mechanics for gold mining*. A Chamber of Mines of South Afr. Publ. P.R.D. Series, **167**.
- Cowie P.A., Scholz C.H., 1992: *Displacement – length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion*. J. Struct. Geol., **10**: 1149–1156.
- Ćmiel S.R., Idziak A.F., 1998: *Analiza trendów wydobywania węgla w latach 1969–1993 w wybranych kopalniach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Mat. VI Konf. nt. „Wykorzystanie zasobów złóż kopalin użytecznych”*. IGSMiE PAN, Kraków: 125–140.
- Dempster E.L., Tyser J.A., Wagner H., 1983: *Regional aspects of mining induced seismicity, theoretical and management considerations*. In: *Proc. Symp. Rockbursts: Prediction and Control*. IMM, London: 37–52.
- Dessokey M.M., 1984: *Statistical models of the seismic hazard analysis for mining tremors and natural earthquakes*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., **A-15**: 174.
- Doktorowicz-Hrebniński P., 1935: *Objaśnienia do arkusza Grodziec*. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Prace Inst. Geol., Warszawa.
- Drzęzła B., Zuberek W.M., 1995: *Mining subsidence and seismicity of the Bytom Area (Bytom–Miechowice)*. In: *Ecological impact of underground mining and activities of associated industries*. XIII Int. Congress on Carboniferous-Permian. PIG, Kraków. Guide to Excursion, **11**: 13–16.
- Dubiel R., 1996: *The Mechanisms of Mining Tremors from Śląsk Coal Mine Area*. Acta Montana, **A (100)**: 27–34.
- Dubiński J., Mutke G., Stec K., 1996: *Focal Mechanisms and Source Parameters of the Rockbursts in Upper Silesian Coal Basin*. Acta Montana, **A (100)**: 17–34.
- Dubiński J., Stec K., 1995: *Określenie zagrożenia sejsmicznego w oparciu o parametry mechanizmów ogniskowych wstrząsów*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., **M-19**: 59–71.
- Dubiński J., Syrek B., 1990: *Kształtowanie się parametru b rozkładu Gutenberga–Richtera w aktywnych sejsmicznie rejonach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Acta Montana, **A (83)**: 143–158.
- Dudek A., 1980: *The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum*. Papers Czech. Acad. Sci., **90**, 8.
- Dzulyński S., 1953: *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Pol., **3**, 3: 325–440.
- Evans D.M., 1966: *Man made earthquakes in Denver*. Geotimes, **10**, 9: 11.
- Fairhurst C., Cornet F.H., 1981: *Rock fracture and fragmentation*. In: *Proc. 22nd US Symp. on Rock Mech.* Red. H. Einstein, V. Scandariato. MIT, Cambridge, Ma: 23–48.

- Fernandez L. M., Van der Heever P. K., 1984: *Ground movement and damage accompanying a large seismic event in the Klerksdorp District*. In: *Proc. 1st Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Red. P. Gay, R. Wainwright. SAIMM Kelvin House, Johannesburg: 193–198.
- Franke D., 1994: *TESZ and the Caledonian Terrane Model*. *Europrobe News*, 5: 6.
- Gaviglio P., Revalor R., Pignet J. P., Dejean M., 1990: *Tectonic structures, strata ties and rockbursts occurrence in French coal mine*. In: *Proc. 2nd Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*, Minneapolis. Red. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 289–293.
- Gibowicz S. J., 1963: *Klasyfikacja energetyczna wstrząsów podziemnych na Górnym Śląsku i częstotliwość ich występowania w zależności od wielkości energii*. *Arch. Górn.*, 8, 1: 17–40.
- Gibowicz S. J., 1979: *Space and time variations of the frequency-magnitude relation for mining tremors in the "Szombierki" coal mine in Upper Silesia, Poland*. *Acta Geoph. Pol.*, 27, 1: 39–49.
- Gibowicz S. J., 1984: *The mechanism of large mining tremors in Poland*. In: *Proc. 1st Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Red. P. Gay i R. Wainwright. SAIMM Kelvin House, Johannesburg: 107–120.
- Gibowicz S. J., 1990: *Seismicity induced by mining*. *Adv. in Geoph.*, 32, Academic Press: 1–74.
- Gibowicz S. J., 1992: *Seismic moment tensor and its application in mining seismicity studies: A review*. *Acta Montana*, A (88): 37–69.
- Gibowicz S. J., 1996: *Relations between Source Mechanism and the Ratio of S over P Wave Energy for Seismic Events Induced by Mining*. *Acta Montana*, A (100): 7–16.
- Gibowicz S. J., Bober A., Cichowicz A., Droste Z., Dychowicz M., Kijko A., 1980: *Lubiński wstrząs z 24 marca 1977 r. Procesy w ognisku, aspekty tektoniczne i górnicze*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, M-3: 127–175.
- Gibowicz S. J., Domański B., Wiejacz P., 1996: *The Focal Mechanisms and Source Parametres of Seismic Events Induced by Mining*. *Acta Montana*, A (102): 7–24.
- Gibowicz S. J., Kijko A., 1994: *An introduction to mining seismology*. *Int. Geoph. Series*, vol. 55. Academic Press, San Diego, New York.
- Gilbert F., 1970: *Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources*. *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, 22: 223–226.
- Gilbert F., 1973: *Derivation of source parametres from low-frequency spectra*. *Phil. Trans. R. Soc.*, A 274: 369–371.
- Gillespie P. A., Walsh J. J., Watterson J., 1992: *Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation*. *J. Struct. Geol.*, 10: 1157–1172.
- Goszcz A., 1980: *Wpływ naprężeń tektonicznych na niektóre własności skal i warunki górnicze w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 27.
- Goszcz A., 1985: *Kompakcja tektoniczna jako przyczyna naturalnej skłonności skal do wstrząsów i tapani*. *Przeł. Górniczy*, 7–8: 239–244.
- Goszcz A., 1986: *Niektóre zagadnienia geodynamiki górotworu karbońskiego GZW na tle nowych interpretacji prac badawczych z zakresu geofizyki i tektonofizyki*. W: *Mat. I Konf. „Postęp nauk i techn. w geologii górniczej węgla kamiennego”*. *Zesz. Nauk. Polit. Śl. Seria: Górnictwo*, 149: 183–196.
- Goszcz A., 1988: *Wpływ niektórych czynników technologicznych na stan zagrożenia wstrząsami górniczymi i tapaniami*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, M-10: 141–153.
- Grygar R., 1987: *Ductile shear zones and their significance for the geotectonical development of northern part of Moravo-Silesian branch of European Variscide*. W: *Proc. Conf. Struct. Development of Carpatho-Balkan Orogenic Belt*. Bratislava.
- Grygar R., 1992: *Kinematics of Lugosilesian orocline accretion wedge in relation to the Bruno-vistulian foreland*. *Sbor. Ved. Pr. Vys. Skoly Banske*, 1. Ostrava: 49–72.
- Grygar R., 1994: *Srovnani recentnich a paleonapetovych poli s ohledem na deformacni vyvoj moravskoslezske oblasti ceskeho masivu*. W: *Proc. Conf. Eng. Seismology*. Red. Z. Kaláb. Ostrava. *Czech Acad. Sci.*: 105–111.

- G z o v s k i j M., 1975: *Osnovy tektonofiziki*. Izd. Nauka, Moskva.
- H a n k s T. C., 1979: *B values and $w^{-\gamma}$ seismic source models: implications for tectonic stress variations along active crystal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion*. *J. Geoph. Res.*, **84**, B5: 2235–2242.
- H a r a ń c z y k C., 1994: *Znaczenie sutury terranowej Zawiercie–Rzeszotary dla poznania kaledońskiego transpresyjnego górotworu krakowidów*. W: *Paleozoik północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: 69–79.
- H e a l y J. H., R u b e y W. W., G r i g g s D. T., 1968: *The Denver earthquakes*. *Science*, **161**: 1301.
- H e r b i c h E., 1980: *O rozłamie górnośląskim*. *Przegl. Geol.*, **3**: 156–159.
- H e r b i c h E., 1981: *Analiza tektoniczna sieci uskokowej GZW*. *Roczn. PTG*, **51**, 3–4: 383–434.
- H o d g s o n K., C o o k N. G. W., 1971: *The mechanism, energy content and radiation efficiency of seismic waves generated by rockbursts in deep level mining*. In: *Dynamics in Civil. Eng.* Red. D. A. H a w e l l s. Wiley Inter Sci., New York: 121–135.
- H o l u b K., 1995: *Preliminary results of b-values analysis for mining-induced seismic events*. *Acta Montana*, **A (95)**: 27–31.
- H o l u b K., 1996: *Space-time variations of the frequency-energy relation for mining-induced seismicity in the Ostrava-Karvina Mining District*. *Pageophys.*, **146**, **2**: 265–280.
- I d z i a k A. F., 1996a: *Spatial distributions of the induced seismicity in the Upper Silesian Coal Basin*. W: *Tectonophysics of mining areas*. Red. A. F. I d z i a k. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: 99–109.
- I d z i a k A. F., 1996b: *Analiza fraktalna wstrząsów sejsmicznych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Analiza dat v seismologii a inżynyrse geofyzice*. Red. Z. K a l á b. Ustav Geoniky AV CR, Ostrava–Poruba: 136–145.
- I d z i a k A. F., 1998: *Kierunkowe relacje pomiędzy epicentrami silnych wstrząsów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Soucasne smery v seismologii a inżynyrse geofyzice*. Red. Z. K a l á b. Ustav Geoniky AV CR, Ostrava–Poruba (w druku).
- I d z i a k A. F., L a s o c k i S., 1997: *Badania struktury seryjnej indukowanych wstrząsów sejsmicznych z obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Výsledky novych studii v seismologii a inżynyrse geofyzice*. Red. Z. K a l á b. Ustav Geoniky AV CR, Ostrava–Poruba: 151–158.
- I d z i a k A. F., S a g a n G., Z u b e r e k W. M., 1991: *Analiza rozkładów energetycznych wstrząsów z obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-15**: 1163–1182.
- I d z i a k A. F., T e p e r L., 1996a: *Fractal dimension of faults network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary study*. *Pageophys.*, **147**, **2**: 239–247.
- I d z i a k A. F., T e p e r L., 1996b: *Fractality of spatial distribution of both faults and seismic events within Bytom syncline, Upper Silesia*. *Acta Montana*, **A (100)**: 65–72.
- I d z i a k A. F., T e p e r L., Z u b e r e k W. M., S a g a n G., D u b i e l R., 1997: *Mine tremor mechanisms used to estimate the stress field near the deep rooted fault in the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. W: *Proc. 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Kraków. Red. S. J. G i b o w i c z, S. L a s o c k i. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 31–37.
- I d z i a k A. F., Z u b e r e k W. M., 1995: *Fractal analysis of mining induced seismicity in the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks-2*. Red. H. P. R o s s m a n i t h. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 679–682.
- I s a a c s o n E., d e S t. Q., 1958: *Rock pressure in mines*. Mining Publ. Ltd., London.
- J a n c z e w s k i E. W., 1955: *Trzęsienie ziemi na Górnym Śląsku*. *Arch. Góm. Hutn.*, **3**, **2**: 205–225.
- J a n c z e w s k i E. W., 1957: *Sejsmiczna aktywność dyslokacji w podłożu karbonu górnośląskiego*. *Przegl. Geol.*, **6**: 280–282.
- J a r o s i ń s k i M., 1996: *In situ stress determination in deep boreholes in Poland: Breakouts analysis from Carpathian part of the Upper Silesian Massif – case study*. W: *Tectonophysics of Mining Areas*. Red. A. I d z i a k. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: 165–175.
- J a r o s z e w s k i W., 1984: *Fault and Fold Tectonics*. *Pol. Sci. Publ.* – Ellis Horwood Ltd, Warszawa–Chichester.

- Jaroszewski W., 1994: *Uskoki i zjawiska pokrewne*. W: *Tektonika*. Red. R. Dadlez, W. Jaroszewski. PWN, Warszawa: 88–162.
- Joughin N. C., Jager A. J., 1983: *Fracture of rock at slope faces in South African gold mines*. W: *Proc. Symp. Rockbursts: Prediction and Control*. IMM, London: 53–66.
- Jura D., 1990: *Neotektoniczne ruchy w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Mat. 3. Konf. „Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kamiennego.”* Prace GIG, ser. dod.: 169–177.
- Jura D., 1995: *The Young-Alpine morphotectonics of the Silesian Carpathian Foredeep and the recent geodynamics of the Upper Silesian Coal Basin*. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia*, 3: 13–21.
- Jura D., 1996: *Young Alpine stress field in the Bytom–Katowice Plateau northern part of the Upper Silesian Coal Basin*. W: *Tectonophysics of Mining Areas*. Red. A. Idziak. Wyd. Uniw. Śląskiego., Katowice: 29–40.
- Jura D., Trzepierczyński J., 1994: *Strefowość struktur tektonicznych molasy karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Proc. 2nd. Czech–Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Red: P. Martinec i P. Konečný. Czech Acad. Sci.: 125–130.
- Jureczka J., Kotas A., 1995: *Upper Silesian Coal Basin*. W: *The Carboniferous system in Poland*. Red. A. Zdanowski, H. Żakowa. Pr. Państw. Inst. Geol., 148: 164–173.
- Kampers E., 1930: *Über tektonische Berengungsorgänge, ihre Ursachen und Auswirkungen im Oberschlesischen Industriebezirk. speziell in der Beuthener Mulde*. *Kohle und Erz*, 27, 19: 569–576.
- Keilis-Borok V. I., 1990: *The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction*. *Rev. Geoph*, 28, 1: 19–34.
- Keilis-Borok V. I., 1994: *Dynamics of the fault system: nonlinear models and phenomenology*. In: *24th. General Assembly European Seismological Commission. Abstr. Ateny*: 7.
- Kidybiński A., 1982: *Podstawy geotechniki kopalnianej*. Wyd. Śląsk, Katowice.
- Kijko A., 1985: *Theoretical model for relationship between mining, seismicity and excavation area*. *Acta Geoph. Pol.*, 33: 231–242.
- Kijko A., Drzęzła B., Mendecki A., 1985: *Dlaczego rozkłady ekstremalnych zjawisk sejsmicznych w kopalniach mają charakter bimodalny*. *Acta Montana*, A (71): 225–244.
- Kijko A., Drzęzła B., Mendecki A., 1986: *Bimodalny charakter ekstremalnych rozkładów zjawisk sejsmicznych w kopalniach*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, M-8: 91–102.
- Kijko A., Drzęzła B., Stankiewicz T., 1987: *Bimodal character of extremal seismic events in Polish mines*. *Acta Geoph. Pol.*, 35: 1157–1168.
- Knochenhauer B., 1912: *Erderschutenrungen und Bergschäden*. *Zeitschrift der Oberschlesischen Berg und Hüttenmännischen. Verein*, 51: 481–491.
- Kotarba M., Krach J., Mokrzycka J., 1978: *Analiza zmian prędkości subsydencji w wybranych rejonach GZW*. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 4, 2: 5–17.
- Kotas A., 1968: *Budowa geologiczna podłoża utworów produktywnych GZW*. *Kwart. Geol.*, 12, 4: 5–55.
- Kotas A., 1972: *Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych*. W: *Mat. Symp. Problemy geodynamiki i tupań*, 1. PAN, Kraków: 5–55.
- Kotas A., 1973: *Mapa geologiczna GZW odkryta po karbon w skali 1:100 000*. *Arch. Państw. Inst. Geol.*, Sosnowiec.
- Kotas A., 1985: *Uwagi o ewolucji strukturalnej GZW*. W: *Mat. Konf. „Tektonika GZW.”* Wyd. Uniw. Śląskiego, Sosnowiec: 17–46.
- Kotas A., Małczyk W., 1964: *Rozwój warstw siódłowych i rudzkich w świetle prac nad identyfikacją pokładów węgla w GZW*. *Kwart. Geol.*, 8, 4: 966–967.
- Kotas A., Porzycki J., 1984: *Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski*. *Przegl. Geol.*, 5: 268–280.

- Kowalczyk Z., 1964: *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi, naturalnymi ruchami powierzchniowymi południowej części Górnego Śląska*. Pr. Kom. Nauk Techn. PAN, 1, Kraków.
- Kowalczyk Z., 1972: *Badania ruchów tektonicznych na terenie Śląska metodami geodezyjnymi*. W: *Mat. Symp. Problemy geodynamiki i tąpnięć*, 1. PAN, Kraków: 114–125.
- Krokowski J., 1980: *Tektonika piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego w świetle badań drobnostukturalnych*. Roczn. PTG., 50: 209–246.
- Kumpner O., 1994: *Geologická stavba Opavske neogenni panve a její vztah k opavske seismické oblasti*. W: *Proc. Conf. Eng. Seismology, Ostrava*. Red. Z. Kaláb. Czech. Acad. Sci.: 95–104.
- Kutina J., 1974: *The Fifty-north Fracture Zone and its role in metallogeny of Central Europe*. *Chemie der Erde*, 33, 2: 215–217.
- Kuzak R., 1994: *Tektogeneza dyslokacji orłowskiej i michałkowskiej*. W: *Proc. 2nd. Czech-Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Red. P. Martinec, P. Konečný. Czech. Acad. Sci., suplement.
- Lasocki S., 1988: *Rozkład energii wstrząsów górniczych z rejonu eksploatacji*. Zesz. Nauk. AGH, Seria Górnictwo, 141: 1240.
- Lasocki S., 1992: *Weibull distribution for time intervals between mining tremors*. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, M-16: 241–260.
- Lasocki S., Idziak A. F., 1998: *Dominant directions of epicentre distribution of regional mining induced seismicity series in Upper Silesian Coal Basin*. *Pageophys.*
- Lasocki S., Węglarczyk S., Gibowicz S. J., 1997: *A new method to estimate directional character of mining induced seismicity: Application to the data from Wujek coal mine, Poland*. W: *Proc. 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines, Kraków*. Red. S. J. Gibowicz, S. Lasocki. Balkema. Rotterdam-Brookfield: 207–212.
- Lewandowski J., 1993: *Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna*. *Folia Quaternaria*, 64: 101–121.
- Lewandowski J., 1995: *Neotectonic structures in the Racibórz-Oświęcim basin, Upper Silesia, southern Poland*. *Folia Quaternaria*, 65: 99–104.
- Marcak H., 1985: *Geofizyczne modele rozwoju procesu niszczenia górotworu poprzedzające tąpnięcia i wstrząsy w kopalniach*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, M-6: 149–173.
- Marek F., 1973: *Paleomagnetism of the inner Sudeten series of volcanoes of the basalt formation of the Nizky Jeseník Mt*. *Sbor. Geol. Ved.*, 11 [Praha]: 31–66.
- McGarr A., 1984: *Some application of seismic source mechanism studies to assessing underground hazard*. In: *Proc. 1st Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Red. P. Gay, R. Wainwright. SAIMM Kelvin House, Johannesburg: 45–50.
- Mintrop L., 1909: *Die Erdbebenstation der Westfälischen Bergwerkschafts kasse in Bochum*. *Glückauf*, 45: 357–365.
- Mogi K., 1962: *Magnitude - frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes*. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40: 831–853.
- Mortimer Z., 1997: *Fractal statistics for the local induced seismicity in some Polish coal mines*. W: *Rockbursts and Seismicity in Mines*. Red. S. J. Gibowicz i S. Lasocki, A. A. Balkema, Rotterdam-Brookfield, 49–54.
- Mortimer Z., Lasocki S., 1996: *Variation of the fractal dimension of epicentre distribution in the mining induced seismicity*. *Acta Montana*, A (100): 73–82.
- Mutke G., Siata R., Jakubów A., Szreder A., 1993: *Zastosowanie metody seismologicznej do oceny zagrożenia sejsmicznego w rejonie ścian 9a, b i 10 w KWK „Jastrzębie”*. W: *Mat. 2 Szkoły Eksploatacji Podziemnej*. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- Mutke G., Stec K., 1997: *Seismicity in the Upper Silesian Coal Basin, Poland, Strong regional seismic events*. W: *Proc. 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines, Kraków*. Red. S. J. Gibowicz i S. Lasocki. Balkema, Rotterdam-Brookfield: 213–217.

- Neyman B., Ożana P., Trombik M., 1975: *Tapania*. W: „Poradnik Górnika”. Wyd. Śląsk, Katowice, 2: 1205–1308.
- Oberc J., 1993: *The role of longitudinal dislocation zones and strike-slip transversal deep fracture of Silesia-Lubusza (Hamburg–Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia area*. *Kwart. Geol.*, **37**, 1: 1–18.
- Odonne F., Vialon P., 1983: *Analogue models of folds above wrench fault*. *Tectonophysics*, **99**: 31–46.
- Petrascheck W., 1928: *Die Kohlenreviere von Ostrau, Karwin, Krakau*. *Kohleologie der Österr. Teilstaten*, 2. Katowitzer Bd.-Verlags, Katowice.
- Petuchov I. M., Smirnov V. A., 1983: *Gornyje udary – modiel ziemletrasenij ich prognoz i redupreżdenije*. W: *Eksperymentalnaja sejsmologia*. Izd. Nauka, Moskwa: 30–38.
- Pierwoła J., 1998: *Geologiczne uwarunkowania rozkładów energetycznych wstrząsów indukowanych działalnością górnictw na Górnym Śląsku*. Uniw. Śląski, Sosnowiec [Praca doktorska].
- Pierwoła J., Zuberek W. M., 1996: *Analiza rozkładu energetycznego oraz rozkładu interwałów czasu między wstrząsami indukowanymi na Górnym Śląsku*. W: *Mat. Kraj. Konf. nt. „Geofizyka w geologii i górnictwie”*. Krynica. AGH, Kraków: 19–26.
- Pollock A. A., 1980: *Physical interpretation of AE/MA signal processing*. W: *Proc. Second Conf. on AE/MA in Geologic Structures and Materials*. Red. H. R. Hardy, F. W. Leighton. Trans. Tech. Publ. Clausthal–Zellerfeld: 339–419.
- Potgieter G. J., Roering C., 1984: *The influence of geology on the mechanisms of mining-associated seismicity in the Klerksdorp Gold Field*. W: *Proc. 1st Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Red. P. Gay i R. Wainwright. SAIMM Kelvin House, Johannesburg: 45–50.
- Pożaryski W., 1990: *Kaledonidy środkowej Europy – orogensem przesuwczym złożonym z terranów*. *Przeł. Geol.*, **1**: 1–9.
- Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992: *Mapa tektoniczna Polski w okresie waryscyjskim*. *Przeł. Geol.*, **11**: 643–651.
- Rakovski Z., Staš L., Hortvik K., 1995: *Horizontal stress measurements in Ostrava-Karvina Coalfield by hydrofracturing method*. W: *24 Czech–Pol. Conf. on Mining Geophysics, Abstr. Benešov*.
- Ramsay J. G., Graham R. H., 1970: *Strain variations in shear belt*. *Can. J. Earth Sci.*, **7**: 786–813.
- Ryder J. A., 1988: *Excess shear stress in the assesment geologically hazardous situations*. *J. South Afr. Inst. Min. and Met.*, **88**, 1: 27–39.
- Sagan G., 1990: *Statystyczne związki sejsmiczności i tektoniki na obszarach niecki bytomskiej i siodła głównego*. W: *Mat. 2. Konf. „Postęp nauk. i techn. w geologii górnictwej węgla kamiennego”*. Prace GIG, ser. dod.: 210–227.
- Sagan G., 1994: *Tektoniczne uwarunkowania sejsmiczności indukowanej na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Uniw. Śląski, Sosnowiec [Praca doktorska].
- Sagan G., Dubiel R., 1996: *Mining tremor mechanisms in the western zone of the Klodnica fault*. *Acta Montana*, **A (102)**: 25–30.
- Sagan G., Dubiel R., Mitrega P., Zuberek W. M., 1995: *The mechanism of mining tremors related to damages observed in the stope*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-19**: 33–46.
- Sagan G., Idziak A. F., 1992: *Stress tensor analysis from the focal mechanism of mining tremors in Upper Silesian Coal Basin*. *Acta Montana*, **A (88)**: 71–80.
- Sagan G., Teper L., Zuberek W. M., 1996: *Tectonic analysis of the mine tremor mechanisms from the Upper Silesian Coal Basin*. *Pageophys.*, **147**: 217–238.
- Sagan G., Zuberek W., 1986: *Analiza związku sejsmiczności z tektoniką i przebiegiem eksploatacji w obszarze górnictwym kopalni „Polkowice”*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-8**: 217–239.
- Salamon M. D. G., 1974: *Rock mechanics of underground excavation*. In: *Proc. Third Congress of ISRM*. National Acad. of Sci. Washington, **1B**: 1211–1213.

- Salamon M. D. G., 1983: *Rockburst hazard and the fight for its alteration in South African gold mines*. In: *Proc. Symp. Rockbursts: Prediction and Control*. IMM, London: 11–36.
- Sawicki L., 1979: *Wstępna interpretacja strukturalna strefy dyslokacyjnej środkowej Odry między Wrocławiem a Opolem*. *Kwart. Geol.*, **23**, 4: 913–914.
- Scholz C. H., 1968: *The frequency - magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 1: 399–415.
- Siporski L., 1975: *Pionowe przemieszczenia terenu GZW w okresie 1951-72*. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. I. Wyd. Geol., Warszawa: 95–100.
- Smith R. B., Winkler P. L., Anderson J. G., Scholz C. H., 1974: *Source mechanisms of microearthquakes associated with underground mines in eastern Utah*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 4: 1295–1317.
- Stankiewicz T., 1989: *Stochastyczny model aktywności sejsmicznej i jego zastosowanie do oceny zagrożenia sejsmicznego w kopalniach*. Inst. Geofiz. PAN, Warszawa [Praca doktorska].
- Steacy S. J., McCloskey J., Bean C. J., Ren J., 1996: *Heterogeneity in a self-organized critical earthquake model*. *Geoph. Res. Lett.*, **23**, 4: 383–386.
- Stec K., 1992: *Results of the study of mechanism of tremors in the Szombierki coal mine*. *Acta Montana*, **A (84)**: 43–50.
- Stec K., 1994: *Wpływ parametrów mechanizmu ognisk wstrząsów górniczych na ocenę zagrożenia sejsmicznego w kopalniach węgla kamiennego*. GIG, Katowice [Praca doktorska].
- Stec K., Dubiński J., Nowak J., 1992: *Correlation between the parameters of mining tremors focal mechanism and the seismic hazard state based on an example of the Wujek Coal Mine*. *Acta Montana*, **A (88)**: 145–160.
- Stille H., 1951: *Die mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäischen*. Beiheft zum Geol. Jb., **2** [Hannover].
- Stiller H., Hurting E., Grosser H., Knoll P., 1983: *On the nature of mining tremors*. *Earthq. Pred. Res.*, **2**: 57–67.
- Syrek B., Kijko A., 1988: *Energetyczno-częstotliwościowe rozkłady aktywności sejsmicznej i ich związek z zagrożeniem tapaniami (na przykładzie wyrobisk ścianowych KWK Wujek)*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-10**: 281–298.
- Teisseyre R., 1972: *Badania sejsmologiczne w rejonach eksploatacji górniczej*. W: *Mat. Symp. „Problemy geodynamiki i tapai”*. PAN, **1**, Kraków: 56–74.
- Teisseyre R., 1983: *Indukowana sejsmiczność i wstrząsy pochodzenia eksploatacyjnego*. W: *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi. II*. PWN, Warszawa: 254–260.
- Teisseyre R., Wernik M., 1972: *Trwale deformacje związane z występowaniem niektórych silniejszych wstrząsów na Górnym Śląsku*. W: *Mat. Symp. „Problemy geodynamiki i tapai”*. PAN, **1**, Kraków: 87–90.
- Teper L., 1988a: *Nowe wyniki badań tektoniki północno-wschodniej części GZW*. W: *Mat. 2. Konf. „Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalni stałych”*. AGH, Kraków: 291–301.
- Teper L., 1988b: *Określenie charakteru deformacji górotworu karbońskiego na podstawie badań niektórych geomechanicznych cech skał w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. GIG, Katowice [Praca doktorska].
- Teper L., 1989: *Mezo- i makrotektoniczne przesłanki przesuwczych ruchów w podłożu krystalicznym północno-wschodniej części GZW*. *Prace Kom. Nauk. Geol. PAN, Katowice*. **14**: 40–41.
- Teper L., 1990: *Porównanie wyników badań tektoniki fałdowej północno-wschodniej części GZW z rezultatami modelowania zjawisk zachodzących w strefie przesuwczych*. W: *Mat. 3. Konf. „Postęp nauk i techn. w geologii górniczej węgla kam.”* Prace GIG, ser. dod.: 240–254.
- Teper L., 1996: *Fault dimensions and displacements in mining area: northern part of the Upper Silesian Coal Basin*. W: *Tectonophysics of Mining Areas*. Red. A. Idzik. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: 41–56.
- Teper L., 1998: *Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice.
- Teper L., 1999: *Geometry of fold arrays in the Silesian-Cracovian Region of southern Poland*. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, London.

- Teper L., Idziak A., 1994: *Self-organization of fault sets in the USCB (Poland) – preliminary notes*. W: *Proc. 2nd Czech–Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Red. P. Martinec, P. Konečný. Czech. Acad. Sci.: 74–77.
- Teper L., Idziak A., 1995: *On fractal geometry in fault systems of the Upper Silesian Coal Basin – Poland*. W: *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks-2*. Red. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 329–333.
- Teper L., Idziak A. F., Sagan G., Zuberek W. M., 1992: *New approach to the studies of the relations between tectonics and mining tremors occurrence on example of Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. *Acta Montana*, **A (88)**: 161–178.
- Teper L., Sagan G., 1995: *Geological history and mining seismicity in Upper Silesia (Poland)*. W: *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks-2*. Red. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 939–943.
- Trzepierczyński J., 1990: *Boundary zone Upper Silesian and Małopolska Terrane*. W: *Proc. Int. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe*. Göttingen.
- Turcotte D. L., 1992: *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge Univ. Press, New York.
- Urbancic T. I., Trifu C. I., Long J. M., Young R. P., 1992: *Space-time correlations of b values with stress release*. *Pageophys.*, **139**, 3/4: 449–462.
- Varnes D. J., Lee F. T., 1972: *Hypothesis of mobilisation of residual stress in rock*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 2863–2865.
- Vinogradov S. D., 1964: *Akusticheskie nabludenija processov rozrushenija gornych porod*. Izd. Nauka, Moskva.
- Vinogradov S. D., Mirzoev K. M., Salomov N. G., 1975: *Issledovanija seismicheskovo rezhima pri razrushenji obrazcov*. Izd. Donisz, Dushanbe.
- Watterson J., 1986: *Fault dimensions, displacements and growth*. *Pageophys.*, **124**: 365–373.
- Wiejacz P., 1991: *Badania mechanizmów ogniskowych wstrząsów górniczych metodą inwersji tensora momentu sejsmicznego*. Inst. Geofizyki PAN, Warszawa [Praca doktorska].
- Wiejacz P., 1995a: *Source mechanisms of seismic events induced at Ziemowit coal mine: comparison with mining information*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-19**: 15–32.
- Wiejacz P., 1995b: *Moment tensors for seismic events from Upper Silesian coal mines. Poland*. W: *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks-2*. Red. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 45–51.
- Wiejacz P., Ługowski A., 1997: *Effects of geological and mining structures upon mechanism of seismic events at Wujek coal mine. Katowice, Poland*. W: *Proc. 4th Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines, Kraków*. Red. S. J. Gibowicz, S. Lasocki. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 27–30.
- Wierzchowska Z., 1961: *Przyczyny wstrząsów górnotworu na Górnym Śląsku*. *Prace GIG. A*. Komunikat nr 268.
- Wierzchowska Z., Znański J., 1972: *Pochodzenie wstrząsów górnotworu w polskim zagłębiu węglowym*. W: *Mat. Symp. Problemy geodynamiki i tupań*. PAN, **I**. Kraków: 126–174.
- Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R., 1973: *Basic wrench tectonic*. *Bull. Am. As. Petrol. Geol.*, **57**: 74–96.
- Williams D. J., Arabasz W. J., 1989: *Mining – related and tectonic seismicity in the East Mountain area. Wasatch Plateau, Utah, USA*. *Pageophys.*, **129**: 345–368.
- Wojnar W., 1985: *Związek naprężeń poziomych z budową geologiczną oraz ilością wstrząsów w górnotworze NE części GZW. GIG, Katowice* [Praca doktorska].
- Wong I. G., 1993: *Tectonic stresses in mine seismicity: Are they significant*. W: *Proc. 3rd Int. Symp. on Rockbursts and Seismicity in Mines, Kingston*. Red. P. Young. Balkema, Rotterdam–Brookfield: 273–279.
- Wong I. G., Humprey J. R., Adams J. A., Silva W. J., 1989: *Observations of possible non-double-couple failure in mine seismicity, eastern Wasatch Plateau, Utah*. *Pageophys.*, **129**: 369–405.

- Znańsk i J., 1939: *Zjawiska dynamiczne i statyczne w sferze zruszenia powstającej w górotworze podczas popędu wyrobisk i znaczenie ich w technice obudowy*. Przegl. Górn.-Hutn., 30, 11 (552): 632–652.
- Znosko J., 1965: *Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego*. Biul. Państw. Inst. Geol., 188: 73–98.
- Znosko J., 1970: *Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy*. W: *Geologia i surowce mineralne Polski*. Biul. Państw. Inst. Geol., 251: 45–70.
- Znosko J., 1974: *Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe*. Biul. Państw. Inst. Geol., 274, 4: 7–38.
- Zuberek W. M., 1986: *Możliwość wykorzystania asymptotycznych rozkładów wartości ekstremalnych do oceny prawdopodobieństwa występowania wstrząsów indukowanych eksploatacją górniczą*. Zeszyty Nauk. Polit. Śl.. Górnictwo, 139: 243–254.
- Zuberek W. M., 1988: *Wykorzystanie efektu emisji sejsmoakustycznej w geotechnice*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., M-10. PWN, Warszawa–Łódź.
- Zuberek W. M., 1992: *Sejsmiczność indukowana eksploatacją na powierzchniach nieciągłości w górotworze*. Zesz. Nauk. AGH. 1430. Geofiz. Stosowana, 9: 7–38.
- Zuberek W. M., 1993a: *Wpływ tektoniki na występowanie sejsmiczności indukowanej eksploatacją górniczą*. W: *Mat. 2 Szkoły Ekspł. Podz. Ustroń*. CPPGSMiE PAN, Kraków: 128–148.
- Zuberek W. M., 1993b: *Geofizyczne modele wstrząsów indukowanych na powierzchni uskoku eksploatacji górniczej*. W: „Geologia”. T. 12/13. Red. Ł. Karwowski: 231–254.
- Zuberek W. M., Teper L., Idziak A. F., Sagan G., 1996: *Tectonophysical approach to the description of mining induced seismicity in the Upper Silesia*. W: *Tectonophysics of Mining Areas*. Red. A. Idziak. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: 79–98.
- Zuberek W. M., Teper L., Idziak A. F., Sagan G., 1997: *Seismicity and tectonics in the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. W: *Proc. XIII Int. Cong. of Carboniferous – Permian*, Kraków. Prace Państw. Inst. Geol., 157: 199–207.
- Żaba J., 1995: *Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Przegl. Geol., 10: 838–842.
- Żelaźniewicz A., 1994: *Trans-European Suture Zone in Poland*. Europrobe, News, 5: 8–9.

Adam F. Idziak, Lesław Teper, Waclaw M. Zuberek

Seismic activity and tectonics of the Upper Silesian Coal Basin

S u m m a r y

The book presents the results of the investigations on the regularities and causes of the occurrence of significant seismic phenomena in the Upper Silesian Coal Basin. The analysis of seismic activity was carried out in the areas where the registered energy of tremors was higher than 1 MJ. These include main anticline, Bytom syncline, Kazimierz syncline and main syncline.

First chapters contain the description of the study development on the induced seismicity and the evolution of the ideas on the origin of strong seismic events in the Upper Silesian Coal Basin and the causes of its development with special reference to the areas where significant tremors occur.

The main part of the book contains the description of time-spatial and energetic distributions of seismic phenomena. Characteristic relations between strong events (eg. fractality of epicentre distribution, changes of seismic activity, serial features of seismic phenomena and directional relations between tremor foci) are shown. Also types of focal mechanisms observed for strong seismic phenomena in the Upper Silesian Coal Basin are described. In the terminal part of the book the relationship between seismic activity and tectonics is depicted on the basis of seismotectonic model which indicates the presence of an active deep-seated fault zone below the northern part of the Upper Silesian Coal Basin.

The book includes also rich bibliography concerning tectonics and seismic activity of the Upper Silesian Coal Basin.

Адам Ф. Идзиақ, Леслав Тепер, Вацлав М. Зуберек

Сейсмоактивность и тектоника Верхнесилезского Угольного Бассейна

Резюме

В книге представлены результаты исследования закономерностей и причин возникновения сильных сейсмических явлений в Верхнесилезском Угольном Бассейне. Анализ сейсмоактивности был проведён в районах, где зарегистрированы были удары, сила энергии которых больше, чем 1 МДж: главного седла, синклинали Бытомя, синклинали Казимежа и главной синклинали. В первых разделах описан процесс развития исследований индуцированной сейсмичности, а также эволюции взглядов на происхождение сильных ударов в Верхнесилезском Угольном Бассейне. В 4 разделе охарактеризована тектоника Верхнесилезского Угольного Бассейна и причины её образования с точным учётом пространств, где выступают сильные горные удары.

Главная часть книги содержит пространственно-временное описание и энергетическое распределение сейсмических явлений. В ней представлены характерные связи между сильными ударами, такие как: фрактальное распределение эпицентров, изменения сейсмической активности, серийные свойства сейсмических явлений, а также направляющие зависимости между эпицентрами ударов. Описаны также типы очаговых механизмов, замеченных для сильных сейсмических явлений в Верхнесилезском Угольном Бассейне.

В заключительной части указана связь сейсмоактивности с тектоникой, а также возможности интерпретации наблюдаемых закономерностей на основе сейсмо-тектонической модели, указывающей на существование в кристаллическом фундаменте Верхнесилезского Угольного Бассейна активной сложной зоны сброса.

В книге представлена также обширная библиография тектоники и сейсмичной активности Верхнесилезского Угольного Бассейна.

Redaktor
Grażyna Wojdała

Redaktor techniczny
Barbara Arenhövel

Korektor
Mirosława Żłobińska

Copyright © 1999
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISBN 83-226-0910-8

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12 B, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 220 + 50 egz.
Ark. druk. 6,25. Ark. wyd. 8,50
Podpisano do druku w lipcu 1999 r.
Papier offset. kl. III. 80 g, 70 × 100. Cena 10 zł

Edytor. Agencja Wydawniczo-Reklamowa
40-160 Katowice, al. W. Korfańcego 68

Adam F. Idziak, Lesław Teper, Wacław M. Zubejek

Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Wykaz ważniejszych błędów dostrzeżonych w druku

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
65		13	wektory o azymutach różniących się o 180°	liczebności wektorów o azymutach różniących się o 180°

