



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

**Title:** Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego

**Author:** Lesław Teper

**Citation style:** Teper Lesław. (1998). Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnos Śląskiego 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



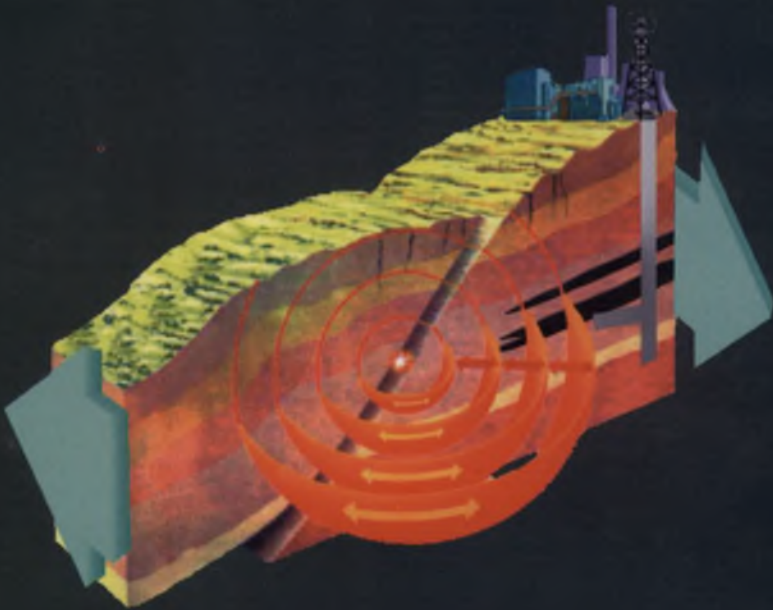
Biblioteka  
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki  
i Szkolnictwa Wyższego

# Lesław Teper

## Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego



Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
Katowice 1998





**Prace Naukowe  
Uniwersytetu Śląskiego  
w Katowicach  
nr 1715**

**Wpływ nieciągłości podłoża karbonu  
na sejsmotektonikę północnej części  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**

**Lesław Teper**

**Wpływ nieciągłości podłoża karbonu  
na sejsmotektonikę północnej części  
Górnośląskiego Zagłębia Węglowego**



Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
Katowice 1998



**Redaktor serii: Nauki o Ziemi**

**Andrzej T. Jankowski**

**Recenzenci**

**Marek Nieć  
Józef Oberc**

# Treść

<b>1. Wprowadzenie: Sejsmotektonika .....</b>	<b>7</b>
<b>2. Stan badań .....</b>	<b>11</b>
2.1. Sejsmiczność w GZW .....	11
2.2. Poglądy na temat związku tektoniki GZW z cechami strukturalnymi podłoża karbonu .....	17
<b>3. Wyniki badań sejsmotektoniki północnej części GZW .....</b>	<b>24</b>
3.1. Badania mechanizmów ognisk wstrząsów indukowanych .....	25
3.2. Badania strukturalne .....	36
3.2.1. Fałdy .....	37
3.2.2. Zjawiska przesuwu międzywarstwowego .....	50
3.2.3. Uskoki i zjawiska pokrewne .....	58
3.3. Badania samopodobieństwa uskoków .....	73
3.3.1. Analiza fraktalna sieci uskokowej .....	74
3.3.2. Populacje rozmiarów uskoków i ich znaczenie dla określenia sumarycznej deformacji uskokowej obszaru .....	79
<b>4. Podsumowanie: Model sejsmotektoniczny północnej części GZW ....</b>	<b>87</b>
<b>Literatura .....</b>	<b>92</b>
Summary .....	104
Резюме .....	106





---

# Wprowadzenie: Sejsmotektonika

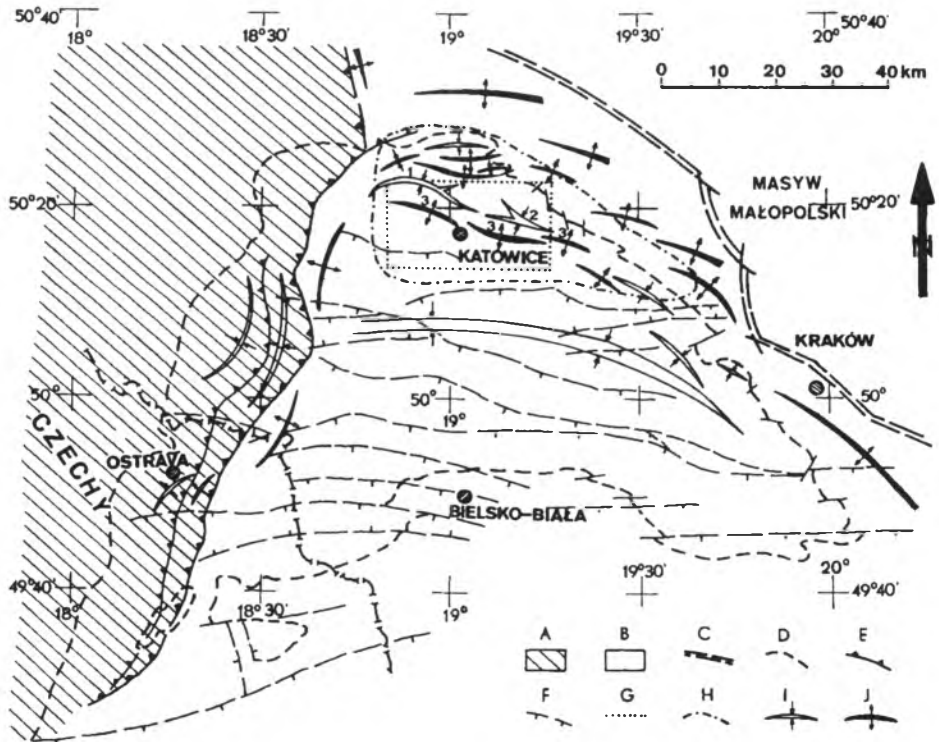
---

Skorupę ziemską można przedstawić jako system sztywnych mas lub bloków zorganizowany hierarchicznie od olbrzymich płyt litosferycznych, obszarowo pokrywających się z kontynentami lub ogromnymi częściami den oceanów, do ziarn skalnych, których rozmiary czasem nie przekraczają ułamków milimetra. Ruchy względne takich bloków są następstwem pokonania sił tarcia i kohezji; realizowane są między innymi przez pojedyncze i seryjne zjawiska sejsmiczne, z których większe, wysyłające sygnały rejestrowane przez sieci sejsmologiczne, popularnie nazywa się trzęsieniami ziemi. Ruchy te są wynikiem różnorodnych, niezależnych procesów zachodzących w wąskich, mniej sztywnych strefach granicznych oddzielających poszczególne bloki. Strefy graniczne mają również strukturę hierarchiczną; składają się z bloków niższych rzędów oddzielonych strefami granicznymi niższych rzędów itd. Hierarchiczna dyskretność jest cechą zarówno struktury, jak i dynamiki skorupy ziemskiej (K e i l i s-B o r o k, 1990). Procesy zachodzące w strefach granicznych zmieniają litosferę w olbrzymi układ nieliniarny, cechujący się niestabilnością i deterministycznym chaosem. Jest on obiektem badań sejsmotektoniki.

Sejsmotektonika, nazywana czasami sejsmogeologią (S c h e n k o v á et al., 1995), wykorzystuje wyniki obserwacji sejsmologicznych i tektonicznych (a także geomorfologicznych, geodezyjnych i innych) w celu wskazania oraz zdefiniowania stref sejsmogenicznych i kwantyfikacji aktywności sejsmicznej badanych obszarów (e.g. S c h e n k o v á et al., 1995; B u f o r n et al., 1995). Aby ocenić potencjał sejsmogeniczny większych obszarów lub indywidualnych bloków geologicznych niższych rzędów, sejsmotektonicy badają korelację między wystąpieniami wstrząsów sejsmicznych i kinematyką dyslokacji tektonicznych (e.g.

Camelbeeck, 1994; Meghraoui, Morel, 1994; Schenk et al., 1994; Tzanis et al., 1994).

Badania sejsmotektoniczne opierają się na danych o zaistniałych wstrząsach rejestrowanych przez stałe regionalne i lokalne stacje seismologiczne. Dokładne oznaczenia lokalizacji ogniska wstrząsu i określenia mechanizmu wstrząsu w ognisku, w przypadku dobrej znajomości tektoniki obszaru, umożliwiają wskazanie struktury odpowiedzialnej za wstrząs, przez określenie jej orientacji przestrzennej oraz kierunków i zwrotów wektorów sił przyczynowych zjawiska, a także mogą posłużyć do oszacowania maksymalnego oczekiwanego przemieszczenia jednostkowego i maksymalnej oczekiwanej magnitudy wstrząsu generowanego przez badaną strukturę (e.g. P a p a z a c h o s et al., 1994). Analiza sejsmotektoniczna obszaru prowadzi do wyznaczenia tensora deformacji sejsmotektonicznej (e.g. K u z n i e t s o v a, 1994).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle głównych struktur GZW (wg J u r e c z k i, K o t a s a, 1995):

A – strefa tektoniki fałdowej, B – strefa tektoniki fałdowo-blokowej, C – główna nieciągłość strefy granicznej między masywami górnośląskim i małopolskim (por. rys. 5 - strefa II-II), D – granica GZW, E – nasunięcia waryscyjskie, F – główne strefy uskokuw aktywne w alpejskim etapie tektonogenezy, G – obszar wytypowany do badań samopodobieństwa uskokuw (por. rozdz. 3.3), H – obszar wytypowany do badań mechanizmów ognisk wstrząsów indukowanych (por. rozdz. 3.1) i analiz strukturalnych (por. rozdz. 3.2), I – synkliny, J – antykliny; 1 – synklina Bytomia, 2 – synklina Kazimierza, 3 – antykliny siedła głównego

Zadania i metodyka prac sejsmotektonicznych pozwalają w pełni na zaliczenie ich do instrumentarium tektonofizyki, która zajmuje się siłami wywołującymi ruchy w skorupie ziemskiej i jej deformacje (G a r y et al., 1972). Do zadań tektonofizyki należy prowadzenie badań kinematyki i dynamiki zjawisk strukturalnych (H a n d i n, L o g a n, 1981). Badania kinematyki obejmują terenowe i laboratoryjne studia geometrii deformacji ciągłej i nieciągłej (H a n d i n, L o g a n, 1981). Tektonofizyczna analiza dynamiki zjawisk prowadzi do zidentyfikowania ciał (struktur) odpowiedzialnych za deformację, określenia podstawowego mechanizmu ruchów oraz wyznaczenia ich sił przyczynowych, zdefiniowania parametrów pola naprężeń w czasie i przestrzeni oraz obliczenia bezwzględnej wartości parametrów zjawisk: naprężeń, przemieszczeń, rozmiarów wstrząsów itp. (H a n d i n, L o g a n, 1981).

Analiza sejsmotektoniczna niektórych bloków skorupy ziemskiej jest bardzo utrudniona, zwłaszcza w zagłębieniach górniczych, gdzie długoletnia, intensywne eksploatacja złóż stanowi istotny czynnik permanentnie modyfikujący naturalne właściwości geodynamiczne górotworu. Ku utrapieniu sejsmologów, aktywność sejsmiczna wywołana ingerencją człowieka w górotwór ma charakterystyki podobne do rozładowania naprężeń nagromadzonych w kompleksie skalnym w wyniku procesów tektonicznych.

Niniejsze opracowanie prezentuje rezultaty badań sejsmotektonicznych północnej części (por. rys. 1) Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), prowadzonych przeze mnie samodzielnie bądź z moim udziałem przez zespół Katedry Geologii Stosowanej Uniwersytetu Śląskiego w latach 1986–1995. Układ pracy odpowiada przedstawionym krokom analizy sejsmotektonicznej. Strona metodyczna została poszerzona o techniki geologii strukturalnej. Zasadniczą tezę stanowi stwierdzenie, że część zjawisk sejsmicznych jest niezależna od ingerencji górnictwa w górotwór. Celem pracy jest poszukiwanie przyczyn występowania tego rodzaju zjawisk i weryfikacja hipotezy o wpływie tektoniki na sejsmiczność GZW. Zadanie to jest realizowane przez identyfikowanie stref granicznych bloków geologicznych w obszarze badań, wykazanie ich sejsmogeniczności i opis zjawisk geodynamicznych zgodny z wcześniej wspomnianymi głównymi kanonami tektonofizyki.

Badania w latach 1986–1989 były wspomagane finansowo z funduszu CPBP 03.01 jako realizowane pod moim kierunkiem *Zad. 06.04*, w 1988 roku – jako *Zad. 06.05*, natomiast w 1990 roku – jako *Zad. 06.06* tego samego programu. W latach 1991–1995 niniejsze badania, wchodzące w zakres pięciu kierowanych przeze mnie tematów badań własnych, finansował Uniwersytet Śląski, w latach 1993–1995 zaś – KBN (granty KBN 9S60204503 i 9T12B00609).

Pragnę złożyć gorące podziękowania moim współpracownikom z Katedry Geologii Stosowanej Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu. Profesorowi Wacławowi Zuberkowi jestem wdzięczny za współpracę i liczne dyskusje na temat tektonofizyki i sejsmiczności zagłębi górniczych. Profesorowi Adamowi Idziakowi dziękuję za owocną współpracę i twórcze dyskusje na temat fraktalnej analizy zjawisk strukturalnych. Doktorowi Grzegorzowi Saganowi winien jestem wdzięczność za wzbogaconą dyskusjami współpracę w dziedzinie sejsmologii górniczej, Doktorowi Jerzemu Cabale zaś – za współdziałanie w badaniach tektoniki utworów triasowych w północno-wschodnim obrzeżeniu GZW.

Dużą pomocą w zakresie analizy parametrów uskoków służył mi Doktor Christopher Bean z University College w Dublinie; za napisanie oryginalnych programów komputerowych, umożliwiających selekcję i analizę danych, oraz pożyteczne dyskusje ułatwiające interpretację rezultatów należą Mu się serdeczne podziękowania.

Szczególnie cenię sobie pomoc, której udzielili mi Panowie Profesor Marek Nieć z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie i Profesor Józef Oberc z Uniwersytetu Wrocławskiego, a także Profesor Peter Bankwitz z Geoforschungs Zentrum w Poczdamie i Doktor Michal Nemčok z University of Wales College w Cardiff. Dzięki Ich trafnym wskazówkom praca stała się bardziej klarowna. Składam również podziękowanie Profesorowi Antoniemu Goszczowi i pracownikom służb geologicznych kopalń węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu zlokalizowanych w obszarze badań za bezinteresowną pomoc w kolekcjonowaniu danych podstawowych dotyczących tektoniki kompleksu karbońskiego północnej części GZW. Mojej żonie Ewie dziękuję za wykreślenie map i rysunków.

---

## Stan badań

---

### 2.1. Sejsmiczność w GZW

Badania prowadzone na całym świecie wykazują wzajemne podobieństwo wstrząsów notowanych w różnych zagłębieniach górniczych i ich fizyczną analogię do naturalnych trzęsień ziemi o zbliżonej energii (Gibowicz, 1989). Wprowadzenie w latach osiemdziesiątych terminu **sejsmiczność indukowana** (w domyśle – przez działalność człowieka), stosowanego w odniesieniu do aktywności sejsmicznej rejestrowanej w rejonach górniczych, jest wynikiem tymczasowego pogodzenia się z brakiem możliwości (przy ułomnościach aktualnych metod identyfikacji) jednoznacznego określenia genezy wstrząsów w tych obszarach (e.g. Teisseyre, 1983).

W populacji wstrząsów górniczych wyróżnia się powszechnie (Kijko et al., 1987; Gibowicz, 1990; Johnston, Einstein, 1990; Knoll, Kuhn, 1990) dwie grupy. Pierwsza skupia przeważającą liczbę wstrząsów charakteryzujących się niską energią i jest związana bezpośrednio z eksploatacją, natomiast druga – zbiór zjawisk o wyższych energiach – wykazuje różnego typu związki ze strukturą górotworu (Gibowicz, 1989). Liczba publikowanych poświadczeń zależności wstrząsów górniczych od tektoniki lokalnej i regionalnej znacząco wzrosła od momentu wprowadzenia do analiz sejsmiczności indukowanej metod stosowanych dotąd jedynie w badaniach naturalnych trzęsień ziemi (Cook, 1976; Kisslinger, 1976; Gibowicz et al., 1979, 1982; Gibowicz, 1984, 1990; Dempster et al., 1983; Joughin, Jaeger,

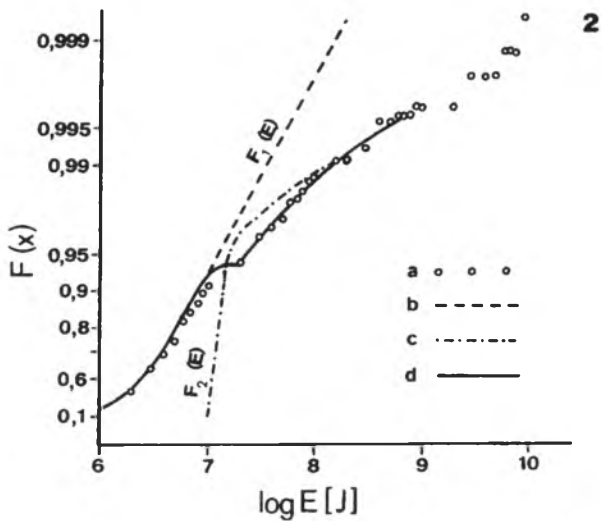
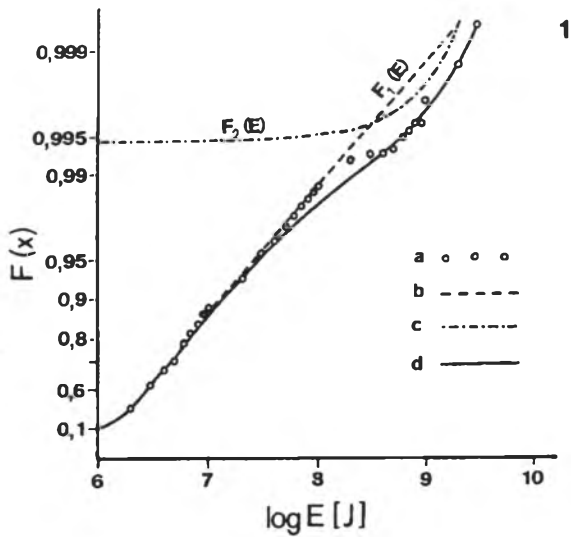
1983; Salamon, 1983; Stiller et al., 1983; Potgieter, Roering, 1984; Wong et al., 1989; Williams, Arabasz, 1989; McGarr et al., 1989; Mittag, Tobyáš, 1992; Paskaleva et al., 1994). Zależność tę cytowani badacze rozumieją jako współodpowiedzialność naprężeń tektonicznych wraz z czynnikami litostatycznymi i eksploatacyjnymi za występowanie zjawisk indukowanych.

Wstrząsy górnicze w GZW są bardzo częste. Corocznie rejestruje się kilka tysięcy zjawisk o energii sejsmicznej  $E_s$  przekraczającej  $10^4$  J, około 750 – mających  $E_s \geq 10^5$  J i około 100 zjawisk o  $E_s \geq 10^6$  J (Dubiński et al., 1990; Sagan, 1994). Pierwsze wzmianki na temat sejsmiczności Górnego Śląska pochodzą z pierwszej połowy XX wieku (Knochenhauer, 1912; Kamper, 1930). Wieloletnie badania wstrząsów w tym rejonie rodziły dyskusje na temat genezy rejestrowanej sejsmiczności. Początkowo zjawiskom tym przypisywano pochodzenie tektoniczne (e.g. Janzewski, 1955, 1957; Budryk, 1955) lub uznawano je za wstrząsy wywołane wyłącznie pracami górniczymi (e.g. Wierchowska, 1961; Wierchowska, Znański, 1972). Aktualnie przyjmuje się, że natura wstrząsów indukowanych w zagłębiu jest złożona (e.g. Gibowicz, 1984, 1989; Marcak, 1985; Kijko et al., 1987; Idziak et al., 1991a, 1997; Teper et al., 1992; Sagan, Zuberek, 1995; Sagan et al., 1996; Zuberek et al., 1997). Podobnie jak w innych górniczych rejonach świata w Zagłębiu Górnośląskim stwierdzono występowanie dwóch rodzajów wstrząsów, różniących się mechanizmem ogniskowym, aktywnością sejsmiczną oraz lokalizacją względem wyrobisk i elementów strukturalnych regionu.

Rozkłady energetyczne zjawisk sejsmicznych w GZW wykazują wyraźnie bimodalny charakter. Bimodalność została stwierdzona przez różnych autorów, za pomocą odmiennych zaawansowanych metod statystyki matematycznej (Zuberek, 1986; Kijko et al., 1987; Idziak et al., 1991, 1995). Przejawia się ona załamaniem rozkładów dystrybuanty empirycznej (rys. 2). Cechy rozkładów energetycznych, przestrzennych i czasowych potwierdzają istnienie dwóch odmiennych typów wstrząsów (Zuberek, 1986; Kijko et al., 1987; Idziak et al., 1991, 1995).

Zjawiska pierwszego typu lokalizują się w sąsiedztwie czynnych wyrobisk. Ich ogniska migrują wraz z postępem frontów eksploatacyjnych, a rozkład wyzwolonej energii, która rzadko przekracza  $10^6$  J, zależy od sytuacji górniczej i stosowanego systemu eksploatacji. Cechuje je wysoka aktywność sejsmiczna, której wyliczona wartość zależy od przyjętego progu rejestracji. Rozkłady energetyczne tych wstrząsów uzyskane w wyniku prób wydzielenia mody niskoenergetycznej wykazują zbliżony charakter w różnych obszarach sejsmicznych Zagłębia, związanych z odmiennymi jednostkami strukturalnymi regionu (Idziak et al., 1995).

Drugi typ zjawisk tworzą wstrząsy sejsmiczne występujące w większej odległości od czynnych wyrobisk; ich lokalizację wiąże się z powierzchniami uskokuwymi. Osiągają one sporadycznie energię  $E_s$  w granicach  $10^{10}$  J. Oznaczenie dolnego limitu ich rozkładów jest niepewne ze względu na znacznie większą częstotliwość zjawisk pierwszego typu, utrudniającą rozpoznanie typu wstrząsu



Rys. 2. Dystrybuanty energii sejsmicznej wstrząsów z: 1 – synkliny Bytomia, 2 – siodła głównego, w okresie 1977–1987 (wg I d z i a k a et al., 1995):

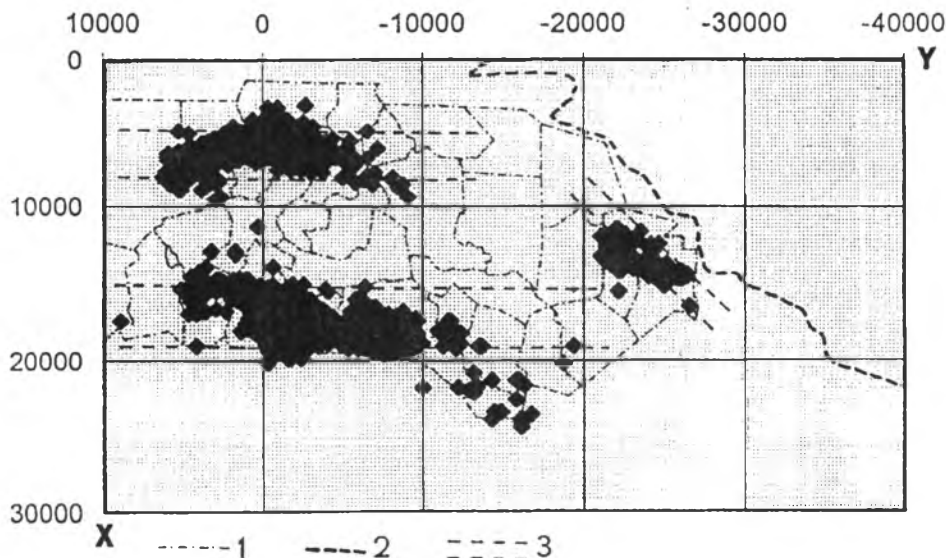
a – obserwowana, b – teoretyczna dla mody niskoenergetycznej  $F_1(E)$ , c – teoretyczna dla mody wysokoenergetycznej  $F_2(E)$ , d – teoretyczna wypadkowa, przy założeniu niezależności rozkładów w modach  $F_1(E)$  i  $F_2(E)$



w przedziale  $E_s = 10^6 - 10^7$  J (I d z i a k et al., 1995). Przeprowadzone próby wyznaczenia typu rozkładów dają odmienne wyniki dla różnych jednostek strukturalnych GZW (I d z i a k et al., 1995), sugerując związek wstrząsów o dużych energiach z tektoniką regionu.

Wstrząsy mogą być spowodowane przez różnorodne czynniki tektoniczne. Za główne przyczyny tektoniczne zjawisk sejsmicznych uznaje się (S a g a n, Z u b e r e k, 1986; T e p e r et al., 1992a; Z u b e r e k et al., 1997):

- Współczesne naprężenia tektoniczne, występujące w obszarach aktywnych geodynamicznie (e.g. W o n g, 1993): pasach orogenicznych i na ich przedpolu, strefach zasięgu dużych, czynnych dyslokacji – np. pasów przesuwczych itd. Obecność takich naprężeń w GZW sugerowali A. K o t a s (1972), Z. K o w a l c z y k (1972), D. J u r a (1984, 1980), a wnioskowali o niej na podstawie badań sejsmotektonicznych L. T e p e r et al. (1992a), L. T e p e r, G. S a g a n (1995) i G. S a g a n et al. (1996). D. J u r a (1995), opierając się na morfotektonicznym studium utworów kenozoicznych, wykazuje działanie naprężeń młodopalajskich w zagłębiu. Za źródła naprężeń tego rodzaju przyjmuje się naciski pochodzące z orogenu karpackiego lub tektoniczną aktywność nieciągłości podłoża karbonu GZW.
- Naprężenia resztkowe, wywołane aktywnością tektoniczną w nieodległej przeszłości geologicznej, które ulegają stopniowej relaksacji w miarę upływu czasu (V a r n e s, L e e, 1972). W praktyce odróżnienie ich od naprężeń współczesnych nie jest możliwe, gdyż metodami bezpośrednich pomiarów parametrów



Rys. 3. Nierównomierny rozkład terytorialny epicentrow silnych wstrząsów ( $E_s \geq 10^6$  J) w GZW, przedstawiony w lokalnym układzie współrzędnych (Sucha Góra). Okno czasowe: 1977–1994, liczba zdarzeń: 3882:

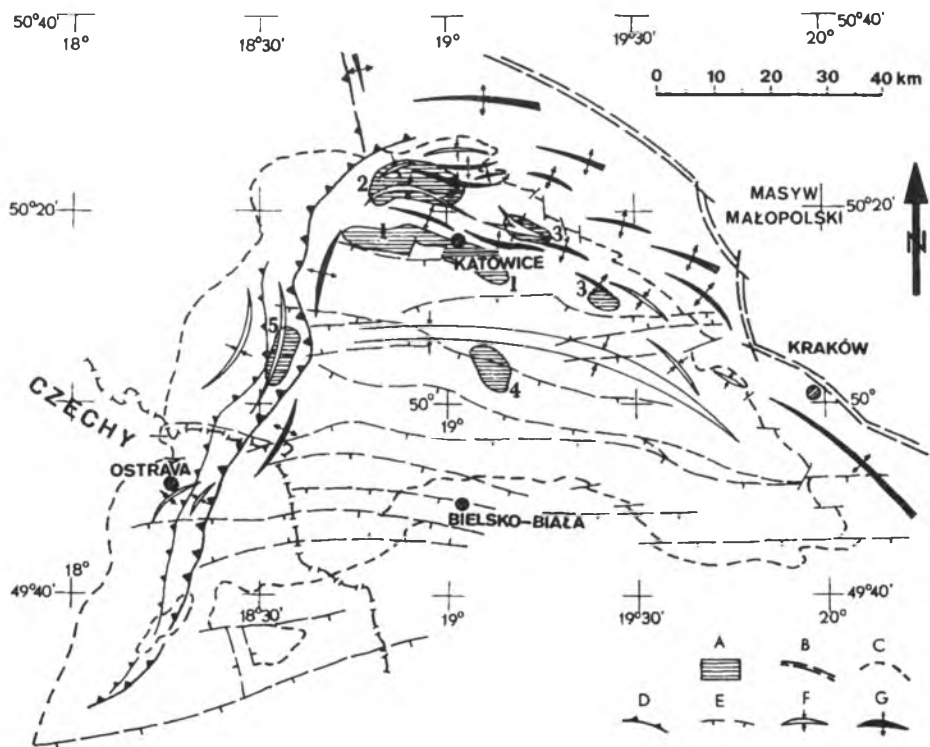
1 – granice obszarów górniczych (dla szczegółowej identyfikacji por. rys. 28), 2 – granica GZW, 3 – pasy wzmożonej aktywności sejsmicznej – strefy sejsmogeniczne (por. rozdz. 4)

mechanicznych górotworu oznacza się w istocie odkształcenia, a nie naprężenia. Przesłanki oddziaływania w GZW tektonicznych naprężeń resztkowych dostarczył W. W o j n a r (1985).

- Uruchomienie uskoków nieaktywnych, szczególnie tych o regionalnym znaczeniu, wskutek naruszenia równowagi górotworu (I s o b e et al., 1977; G a v i g l i o et al., 1990; B r u m m e r, R o r k e, 1990; H o l m e s, R e e s o n, 1990). Roboty górnicze, wywołując dodatkowe naprężenia ścinające, mogą spowodować zmiany warunków panujących na powierzchniach uskoków (zmniejszenie składowych naprężeń normalnych do powierzchni i redukcję tarcia), a w konsekwencji doprowadzić do niestabilności, nagłego poślizgu na uskoku i przedłużania się szczeliny zarówno poniżej, jak i powyżej poziomu eksploatacji. Najsilniejsze wstrząsy w GZW, powodujące największe szkody na powierzchni, często nie wywołują zniszczeń w wyrobiskach kopalnianych, a nawet są zlokalizowane w dużych odległościach od aktualnych przodków. Podobne zjawiska obserwowano w innych rejonach górniczych (D e m p s t e r et al., 1983).
- Zmiany fizykomechanicznych właściwości skał wywołane oddziaływaniami naprężeń tektonicznych w przeszłości. A. G o s z c z (1980, 1985), na podstawie badań w północno-wschodniej części GZW, dowodzi, że wstrząsy mają tendencję do występowania w obszarach, które w kolejnych etapach tektogenezy były poddawane kompresji.

Rozkład przestrzenny epicentrow wstrząsów w GZW nie jest równomierny (rys. 3), mimo prowadzenia eksploatacji prawie na całym obszarze (S a g a n, 1994; I d z i a k, T e p e r, 1995). Umieszczenie rejonów aktywności sejsmicznej na tle regionalnego podziału strukturalnego zagłębia przedstawia rys. 4. Około 85% zjawisk o  $E_s \geq 10^5$  J występuje w dwóch obszarach: synkliny Bytomia (głównie w partii osiowej, od Obszaru Górniczego Kopalni Węgla Kamiennego Pstrowski na zachodzie do OG KWK Andaluzja na wschodzie) i siodła głównego (szczególnie na południowym skłonie elewacji, od OG KWK Makoszowy do OG KWK Katowice). Skalę aktywności sejsmicznej w tych rejonach ilustruje przykład synkliny Bytomia, w której w latach 1977–1991 zarejestrowano 1651 wstrząsów o  $E_s \geq 10^6$  J.  $E_s \geq 10^7$  J miało już tylko 189 z nich (I d z i a k, T e p e r, 1995). W synklinie Bytomia i siodle głównym są rejestrowane najsilniejsze wstrząsy, odpowiednio:  $E_s = 2 \times 10^{10}$  J (o magnitudzie lokalnej  $M_L = 4,55$ ) mający miejsce w 1980 roku w KWK Szombierki i  $E_s = 8 \times 10^9$  J ( $M_L = 4,3$ ) – w 1985 roku w KWK Śląsk (G i b o w i c z, 1984). Trzecim obszarem występowania wstrząsów jest synklina Kazimierza (głównie partia osiowa, sąsiedztwo uskoku będzińskiego) w OG kopalń Sosnowiec, Porąbka-Klimontów i Kazimierz-Juliusz (por. rys. 4). Występują w nim raczej słabe wstrząsy ( $E_s < 1 \times 10^8$  J;  $M_L < 3,3$ ), których liczebność w ostatnim okresie ma wyraźnie wygasającą tendencję. Innym obszarem sejsmiczności indukowanej jest niecka główna (por. rys. 4). Wstrząsy koreluje się tam z eksploatacją intensywnie prowadzoną przez kopalnie Ziemowit, Piast, Czezcot i Jaworzno. Najsilniejszy w tym obszarze, zarejestrowany w maju 1992 roku,

wstrząs o  $E_s = 2 \times 10^9$  J ( $M_L = 4,03$ ) wystąpił w odległości 1 km od najbliższego wyrobiska. Wstrząsy w rejonie Rybnika i Jastrzębia mają na ogół słabsze energie, jednak wśród nich są udokumentowane silne wstrząsy z OG KWK Anna lub Rydułtowy (Zuberek et al., 1997). Wymienione obszary silnej aktywności sejsmicznej rozdzielone są rejonami, w których, mimo równie intensywnej i długotrwałej eksploatacji, silne wstrząsy nie występują (rys. 3).



Rys. 4. Lokalizacja rejonów aktywności sejsmicznej na tle szkicu strukturalnego GZW (wg Jurczki, Kotasa, 1995):

A – rejon aktywności sejsmicznej: 1 – siedło główne, 2 – synklina Bytomia, 3 – synklina Kazimierza, 4 – niecka główna, 5 – obszar rybnicki, B – główna nieciągłość strefy granicznej między masami gómośląskim i małopolskim (por. rys. 5 – strefa II-II), C – granica GZW, D – nasunięcia waryscyjskie, E – główne strefy uskokuwe aktywne w alpejskim etapie tektonogenezy, F – synkliny, G – antykliny

W wyniku analizy cech sejsmiczności GZW sformułowano hipotezę, że niektóre części zagłębia są obecnie geodynamicznie niestabilne i nie zachowują się pasywnie. Hipoteza ta będzie testowana w dalszych rozdziałach niniejszej pracy.

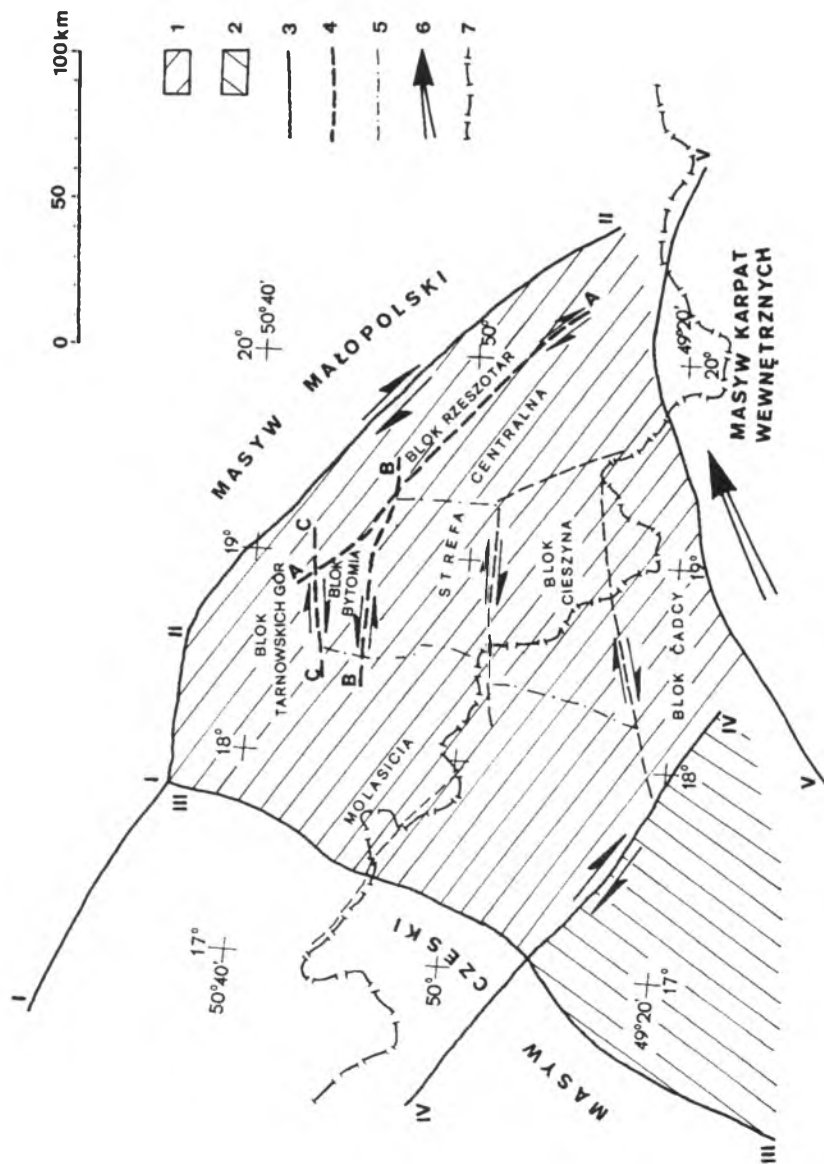
## 2.2. Poglądy na temat związku tektoniki GZW z cechami strukturalnymi podłoża karbonu

Mianem GZW określa się obszar występowania utworów waryscyjskiego piętra strukturalnego przykrywających masyw Górnego Śląska (Kotas, 1985).

Uznaje się, że GZW powstało w rowie przedgórskim morawsko-śląskiej strefy orogenicznej, a utwory, które je wypełniają, są związane z waryscyjską formacją produktywną zapadlisk przedgórskich (Stille, 1951; Bukowy, 1961; Bogacz, 1977). Jednocześnie podkreśla się, iż w budowie geologicznej i tektonice GZW występuje wiele cech nietypowych dla zapadlisk przedgórskich, kwalifikujących ten obszar, przynajmniej w okresie sedymentacji osadów kontynentalnych, do zapadlisk śródgórskich lub międzygórskich (Bukowy, 1964, 1972, 1974; Znosko, 1965, 1970, 1974; Kotas, 1968, 1972, 1985; Kotas, Porzyccki, 1984).

Hipotezę o istnieniu w podłożu GZW sztywnego masywu rozdzielającego mobilne obszary rowu eugeosynklinalnego na zachodzie od miogeosynklinalnego na północnym wschodzie można już znaleźć w pracach W. Petraschecka (1928) i E. Bederke'ego (1930). Obecnie twierdzi się, że blok podścielający zagłębienie jest częścią masywu Brunii – Górnego Śląska (Kotas, 1985) o kadomskim wieku konsolidacji (Kotas, 1973; Dudek, 1980; Żelazniak, 1994). Masyw ten jest okonturowany trzema strefami granicznymi najwyższego rzędu: lineamentem krakowskiej strefy fałdowej (pojawiającym się w literaturze pod wieloma nazwami), szwem morawsko-śląskiej gałęzi waryscydów i lineamentem perypienińskim (rys. 5). Lineament Łaby dzieli masyw na segmenty Brunii i Górnego Śląska, różniące się petrograficznym charakterem krystalinikum i jego cechami geofizycznymi.

Od połowy lat sześćdziesiątych w literaturze funkcjonują poglądy uzależniające budowę i genezę głównych struktur GZW od ruchów skonsolidowanego podłoża (Kotas, Malczyk, 1964; Kotas, 1968, 1972, 1985; Herbich, 1980, 1981; Bogacz, 1982, 1984; Kotarba et al., 1978; Bogacz, Krokowski, 1981). Głosiciele tych poglądów uważają, że cokolwiek krystaliczny GZW składa się z mniejszych bloków (por. rys. 5), oddzielonych głębokimi nieciągłościami niższych rzędów (Kotas, 1972, 1985). W większej części masywu Górnego Śląska układ tak wyodrębnionych segmentów jest podporządkowany kierunkowi W–E. W partiach wschodnich dominujący kierunek strukturalny zmienia się (por. rys. 5 i 21) na NW–SE (Kotas, 1985; Goszcz, 1986). Orientacja przestrzenna i późniejsza aktywność stref granicznych owych segmentów determinuje subrównoleżnikowe kierunki (Kotas, 1985; Jura, Trzepieczyński, 1994) głównych struk-



Rys. 5. Schemat różnicowania podłoża GZW (wg Kotas, 1985; zmodyfikowano):

1 - masyw górsląski; 2 - masyw Brunii; 3 - strefy graniczne pierwszego rzędu: I-I - Oury, II-II - Krakowa, III-III - morawska, IV-IV - Laby, V-V - perypieniska; 4 - strefy graniczne drugiego rzędu: A, B i C - symbolika wg autora (dokładny przebieg - por. rys. 16 i rozdz. 3.2 i 3.3), obszar ograniczony liniami II i A (- blok Rzeszotar w ujęciu A. Kotas, 1985) uznano za szeroką strefę zasięgu dynamicznego granicy masywu (por. rozdz. 3.2.1 i 3.2.3); 5 - strefy graniczne trzeciego rzędu; 6 - kierunek dryftu masywu Karpat Wewnętrznych; 7 - granica państwa

tur piętra waryscyjskiego (rys. 1). Wyjątek stanowi skrajnie zachodnia, wąska strefa o subpołudnikowym, „morawsko-śląskim”, układzie elementów tektoniki, lecz nawet w tej strefie zaznacza się poprzeczna równoleżnikowa segmentacja głównych jednostek (K o t a s, 1985; K u z a k, 1994).

Wielokrotnie twierdzono, że, oprócz ruchów pionowych, wzdłuż opisywanych dyslokacji podłoża odbywały się także poziome ruchy względne bloków. Istotne znaczenie ruchom przesuwczym w GZW przypisywał już W. P e t r a s c h e c k (1928). Od lat siedemdziesiątych liczni badacze korelują powstawanie struktur przesuwczych ze 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, 1990a, 1993) 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 ł a, T e p e r, 1990). Północno-wschodnia granica GZW bywa uważana za obszar aktywny przez wiele epok tektogenicznych (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, 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-transtensyjnym (T e p e r, 1989; Ż a b a, 1995; B u ł a et al., 1997). Wnioskowano również dekstralny (prawoskrętny) przesuw wzdłuż pozostałych nieciągłości ograniczających GZW w epoce hercyńskiej (B o g a c z, K r o k o w s k i, 1981; H e r b i c h, 1981; B o g a c z, 1984; K o t a s, 1985), co dało podstawę do wysunięcia dwóch alternatywnych hipotez: lewoskrętnej rotacji podłoża zagłębia (B o g a c z, K r o k o w s k i, 1981) oraz lewoskrętnego, rotacyjnego przemieszczenia masywu Górnego Śląska, połączonego z jego podsuwaniem się pod masyw czeski (K o t a s, 1985; G r y g a r, 1992).

Sugestywniejszy i o wiele bardziej kompletny opis dynamiki obszaru górnośląskiego w paleozoiku można otrzymać w wyniku badania relacji masywu Górnego Śląska do sąsiednich bloków fundamentu piętra waryscyjskiego. Za strefę graniczną (sensu K e i l i s-B o r o k, 1990) najwyższego rzędu, przecinającą terytorium naszego kraju, bywa uważana transeuropejska strefa suturalna (TESS), obszarowo położona między platformą wschodnioeuropejską i masywem czeskim (rys. 6). Podłożę kaledońskie tej strefy stanowi mozaika jednostek geologicznych, które nie sposób bezpośrednio zestawić paleogeograficznie i paleotektonicznie. Trudności te były powodem wprowadzenia do interpretacji dynamiki tego obszaru modelu terranów (e.g. 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 procesy zachodzące w strefach granicznych fundamentu GZW należy zatem mieć na względzie, że masyw Górnego Śląska jest jednym z hipotetycznych terranów „podejrzanym” o nie do końca rozpoznanym pochodzeniu i wieku (B e r t h e l s e n, 1994). Jego sąsiadami, według tej koncepcji, są inne terrany allochtoniczne: Brunii, krakowskiej strefy fałdowej, małopolski wraz z Górą Świątokrzyskimi, przedsudecki i sudecki (F r a n k e, 1994). Świadectwa paleobiogeograficzne

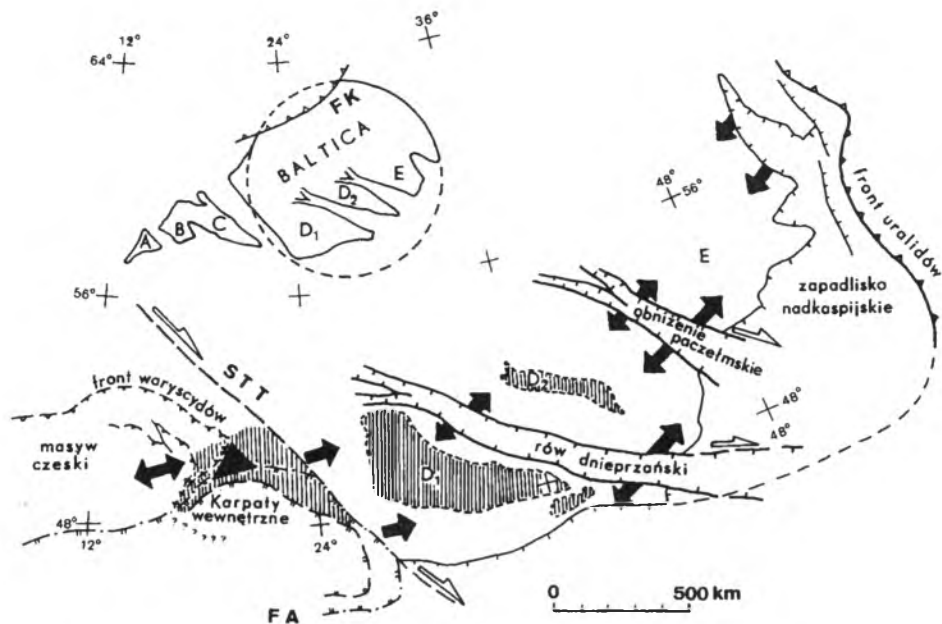


Rys. 6. Schemat tektoniczny podłoża transeuropejskiej strefy suturalnej (TESS) i obszarów przyległych (wg Berthelsena, 1994):

AD – Ardeny, AM – Antykliza Mazurska, BB – Masyw Brabancki, GŚ – Góry Świętokrzyskie, Ha – Harc, JS – szew oceanu Iapetus, KA – kaledonidy angielskie, KFD – kaledoński front deformacyjny, KSF – Krakowska Strefa Faldowa, Lu – Basen Lubelski, LÜ – Masyw Lüneburg, L-W – Elewacja Leszna-Wolsztyna, M – Masyw Midlands, Ma – Masyw Małopolski, MCz – Masyw Czeski, Mor – Morawidy, O.Rheic – Ocean Rheic, P – Rów Prypeci, Pom – Pomerania, Psu – Blok Przedsudecki, R – Masyw Reński, Rü – Rugia, Si – Masyw Górnos Śląski, SST – Strefa Sorgenfrei-Tornquist, STT – Strefa Teisseyra-Tornquist, Su – Sudety, U – Masyw Ukraiński, UTE – Uskok Transeuropejski

(Moczłowska, 1994) sugerują dolnokambryjskie powinowactwo (trylobity) masywu Górnego Śląska z Baltiką (Fennosarmacją), a w pozostałych piętrach kambru (akritarchy) – ze Wschodnią Awalonią (Kadomią), natomiast dane geofizyczne (np. głębokość granicy MOHO, oznaczenia paleomagnetyczne i ścieżki pozornej wędrówki biegunów) wskazują na zupełny brak podobieństwa masywu do Baltiki i przemawiają za przynależnością terranu górnośląskiego do „platformy paleozoicznej” (Berthelsen, 1994).

Przyjmuje się, że różnice w rozwoju litofacjalnym i strukturalnym terranów w TESS były stopniowo niwelowane podczas syluru (Frank, 1994), 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 (skośna kolizja, transpresja), które wywołały intensywną deformację przy jednoczesnych słabych przejawach metamorfizmu i magmatyzmu (Frank, 1994; Żelazniak, 1994). Odmienne poglądy prezentuje R. Grygar (1992), który uważa masywy małopolski, Górnego Śląska i Brunii za fragmenty Baltiki, oderwane od macierzystego kontynentu w postsylurskim etapie polifazy kaledońsko-waryscyjskiej. Najistotniejszym przejawem owej polifazy była, według cyto-



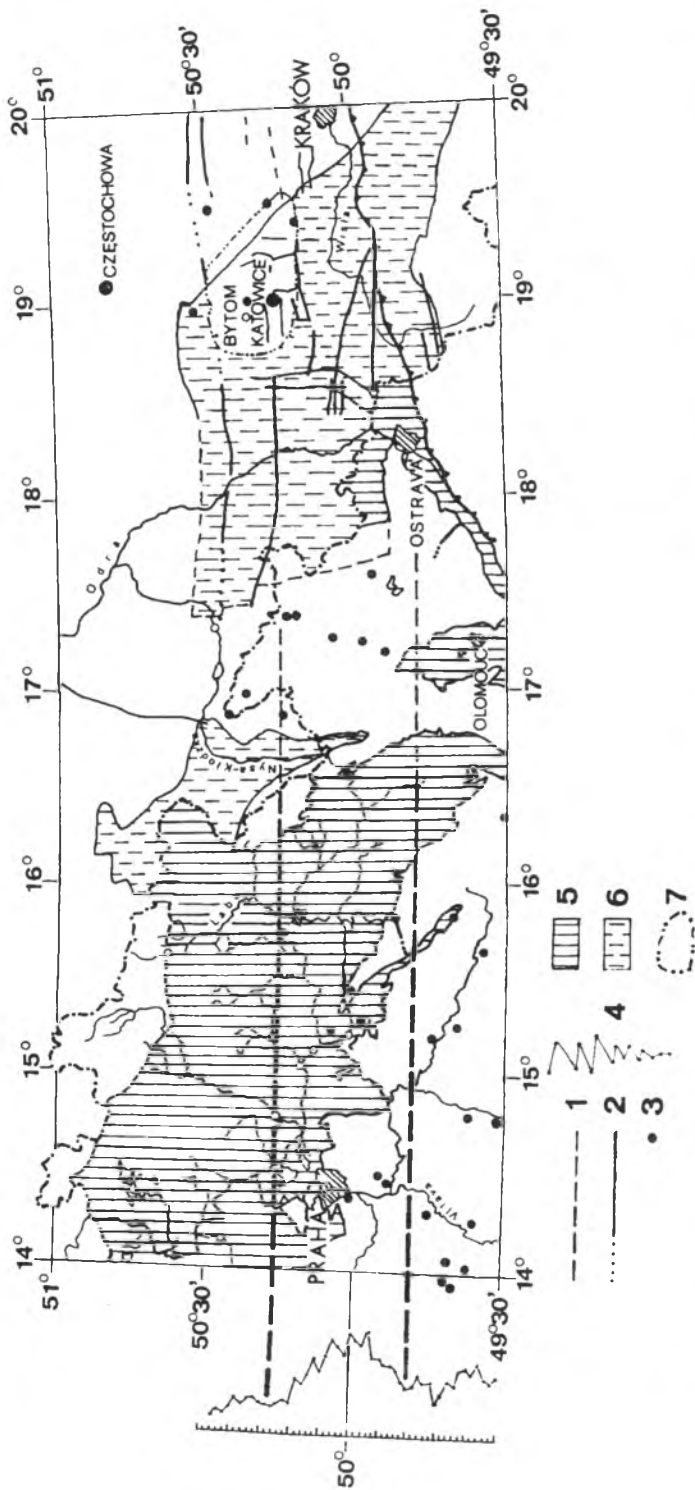
Rys. 7. Mapa współczesnego położenia Brunovistulicum (A + B + C) w stosunku do Baltiki ( $D_1 + D_2 + E$ ), przedstawiająca scenariusz fragmentacji krawędzi kolidujących kontynentów i dryftu segmentów terenu Brunovistulicum w czasie aktywności kaledońsko-waryscyjskiej (wg Grygara, 1992): A – Brunia, B – Masyw Gómośląski, C – Masyw Małopolski, FA – front alpejski, FK – front kaledoński, STT – Strefa Teisseyra-Tornquista; czarny trójkąt reprezentuje GZW

wanego autora, długotrwała, subrównoleżnikowa skośna kolizja Baltiki i Kadonii. W dalszej kolejności następował skośny ryfting (dywergencja, transtensyjne spękanie) zarówno progradującego frontu orogenu, jak i subdukowanej krawędzi Baltiki (Grygar, 1992), wywołujący wspomnianą fragmentację brzeżnej części Baltiki oraz migrację oderwanych segmentów i ich stopniową subdukcję pod front orokliny waryscyjskiej (rys. 7).

Obydwa scenariusze przebiegu procesów tektonogenetycznych na granicy między Wschodnią Awalonią i Baltyką w młodszym paleozoiku (Grygar, 1992; Żelazniak, 1994) przewidują jednakowe konsekwencje dla deformacji masywu gómośląskiego i jego pokrywy. Obydwa modele, oprócz aktywności stref granicznych I rzędu, postulują segmentację skonsolidowanych masywów wzdłuż stref II rzędu o kierunkach subrównoleżnikowych. W obrębie masywu Górnego Śląska mogły zatem wówczas zaistnieć warunki do powstania (lub reaktywacji) stref granicznych II rzędu (Teper, w druku). Strefy te, jak się uważa (Kotas, 1985; Jura, Trzepieńczyński, 1994), od tamtej pory odgrywają rolę 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 (Doktorowicz-Hrebniak, 1935; Herbich, 1981; Kotas, 1985; Teper, 1989). Postwaryscyjskie uskokowanie, powstawanie





Rys. 8. Manifestacje „nieciągłości 50 N równoleżnika” na terytorium Czech i południowej Polski (wg Kutiny, 1974, zmodyfikowano), uzupełnienia (wg Sawickiego et al., 1967; Rühle et al., 1978; Pożaryskiego et al., 1992; Buły, Kotasa, 1994; Sawickiego, 1995 i Bossowskiego, 1995) dotyczą obszaru Polski:

1 – przebieg „strefy 50 N równoleżnika”, 2 – uskoki, 3 – złoża rud, 4 – wykres rozkładu aktywności sejsmicznej w strefie, 5 – obniżenie wypełnione osadami karbońsko-permskimi i kredowymi na obszarze Czech, 6 – kontynuacja obniżenia (S) na obszarze Polski, 7 – obszar budów w północnej części GZW (por. rys. 1). Depresja wypełniona osadami karbońsko-permskimi i kredowymi lokuje się na przedłużeniu pasa równoleżnikowych uskoków nających górotwór w polskiej części strefy. Przebieg Łaby na wschód od Pragi jest traktowany jako wynik neotektonicznej ruchliwości równoleżnikowych nieciągłości podłoża towarzyszących południowej granicy depresji. Rozkład wstrząsów sejsmicznych na wykresie za lewą ramką mapy ma wyraźne maksimum w sąsiedztwie 50° szerokości geograficznej północnej. Strefa jest dodatkowo obszarem szczególnej koncentracji złóż rud, w tym śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb

rowów i zrębów tektonicznych, jest łączone z ruchami bloków podłoża wzdłuż rozłamów drugiego rzędu (rys. 5) od faz: kimeryjskiej i laramijskiej (K o t a s, 1985), przez górnomiocenijskie epoki deformacji (B u k o w y, 1972, 1974; K o t a s, 1972, 1985; J u r a, 1990), neoalpejskie etapy tektogeniczne (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; L e w a n d o w s k i, 1993; K u m p e r a, 1994; T e p e r, S a g a n, 1995; J u r a, 1996; S a g a n et al., 1996).

Pokarbońska sieć uskokowa jest uznawana za sieć wtórną, noszącą cechy systemu potomnego (H e r b i c h, 1981; B o g a c z, 1984; T e p e r, 1989). Znaczący wpływ na strukturę GZW w młodszych etapach ewolucji tektonicznej wywarła prawdopodobnie reakcja anizotropowej strukturalnie platformy epiwaryscyjskiej na jej nową pozycję w zasięgu klina akrecyjnego orogenu alpejskiego (T e p e r et al., 1992a; K u m p e r a, 1994; G r y g a r, 1994). W wielu pracach podkreśla się szczególną predyspozycję do odmładzania w fazach alpejskich, wykazywaną ponownie przez zespół dyslokacji subrównoleżnikowych (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; B o g a c z, 1984; K o t a s, 1985). Liczni badacze dokumentują występowanie wzdłuż uskoków tego zespołu postwaryscyjskich ruchów pionowych (D o k t o r o w i c z-H r e b n i c k i, 1935; G o s z c z, 1980; K o t a s, 1985) oraz poziomych (D ż u ł y ń s k i, 1953; B e d n a r e k, 1978; K r o k o w s k i, 1980; C a b a ł a, 1995), przeważnie lewoskrętnych (H e r b i c h, 1981; B e d n a r e k et al., 1983; C a b a ł a, T e p e r, 1990; T e p e r et al., 1992a), zachodzących w transtensyjnym reżimie naprężeń (G r y g a r, 1994). Zwracano również uwagę, że niektóre z odmłodzonych dyslokacji mogły mieć zasięg znacznie wykraczający poza obszar GZW (e.g. T e p e r, S a g a n, 1995).

Niejasna jest rola „strefy równoleżnika 50° N” (rys. 8) w kształtowaniu budowy GZW. Według J. K u t i n y (1974) ta transregionalna strefa tektoniczna ma głębokie założenia; jej przebieg pokrywa się z linią, na której zmienia się progowo 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 rejon objęty niniejszymi badaniami (por. rys. 8). 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 (por. rys. 8). Wydaje się, że tezę J. K u t i n y (1974) mogą wspierać wyniki późniejszych badań neogeńsko-czwartorzędowego basenu Opawicy i rejonu równoleżnikowego uskoku brzeźnego Jeseníków (G r y g a r, 1987, 1994; K u m p e r a, 1994). Również rezultaty prac prowadzonych w polskiej części domniemanej strefy (L e w a n d o w s k i, 1993, 1995; J u r a, 1996) nie są sprzeczne z założeniem o neotektonicznej aktywności „nieciągłości 50 N równoleżnika”.

---

## Wyniki badań sejsmotektoniki północnej części GZW

---

Do badań sejsmotektonicznych wytypowano obszar północnej części GZW (rys. 1). Podstawowe kryterium, które zastosowano dokonując wyboru lokalizacji, oparto na regionalnej analizie problematyki opisanej w dwóch poprzednich rozdziałach, decydując się na rejon o maksymalnej rejestrowanej w skali zagłębia aktywności sejsmicznej (por. rys. 3 i 4).

Pod względem sejsmiczności indukowanej wybrany obszar jest nieporównywalny z żadną inną częścią zagłębia z uwagi na koncentrację obszarów aktywnych oraz liczebność i siłę zjawisk (por. rozdz. 2.1, rys. 3 i 4 oraz tab. 1). Pochodnymi tej aktywności, mającymi duże znaczenie dla możliwości badawczych, są: wyjątkowo gęste pokrycie obszaru punktami sieci sejsmologicznych i istnienie obszernych katalogów wstrząsów górniczych, zawierających informację o czasie i miejscu wystąpienia zjawisk, ich energii oraz skutkach, jakie spowodowały w wyrobiskach górniczych (por. tab. 1). Tak bogaty materiał umożliwia przeprowadzenie szczegółowych badań sejsmologicznych, w tym analiz mechanizmów ogniskowych (rozd. 3.1).

Bliskie sąsiedztwo z zakładaną pierwszorzędną strefą graniczną cokołu krystalicznego GZW (por. rys. 5 – strefa II–II) sprawia, że wyznaczony obszar badań stanowi wdzięczny poligon do poszukiwania ewentualnych oddziaływań transeuropejskiej strefy suturalnej (TESS) na karboński kompleks skalny. Teren znajduje się ponadto w zasięgu hipotetycznej strefy granicznej drugiego rzędu, oddzielającej blok centralny masywu od bloku Bytomia (por. rys. 5 – strefa B). Jest także rejonem, w którym kończy się rzekoma transregionalna „nieciągłość 50 N równoleżnika” (por. rozdz. 2.2 oraz rys. 8). Z kolei dobrze udokumentowany nadkład triasowy występują-

Najsilniejsze wstrząsy w GZW w latach 1977–1991

Data	Godzina	Lokalne współrzędne		Energia [J]	Kopalnia	Tąpnięcie
		x	y			
1979.02.10	14 <sup>24</sup>	7760	4560	2,00E+09	Pstrowski	–
1980.05.14	4 <sup>57</sup>	7360	–2250	6,00E+08	Szombierki	–
1980.09.30	2 <sup>02</sup>	7150	–2230	9,00E+08	Szombierki	+
1981.02.27	14 <sup>52</sup>	6220	–250	5,00E+08	Bobrek	–
1981.07.12	13 <sup>59</sup>	7320	–2210	1,00E+09	Szombierki	–
1982.02.12	20 <sup>32</sup>	7220	–1800	7,00E+08	Szombierki	+
1982.06.04	12 <sup>44</sup>	7200	–2230	9,00E+08	Szombierki	+
1984.04.13	19 <sup>00</sup>	18 020	–6230	8,00E+09	Śląsk	–
1984.02.23	23 <sup>24</sup>	19 150	–5900	2,00E+09	Wujek	–
1984.05.09	13 <sup>04</sup>	16 670	4200	8,00E+09	Zabrze	–
1984.11.12	14 <sup>28</sup>	6510	4540	5,00E+08	Miechowice	–
1984.12.20	23 <sup>08</sup>	7240	–260	1,00E+09	Szombierki	–
1985.01.21	19 <sup>44</sup>	16 000	4000	5,00E+08	Zabrze	–
1985.04.19	16 <sup>47</sup>	19 230	–5300	5,00E+09	Śląsk	–
1985.10.11	21 <sup>02</sup>	16 300	–6000	2,00E+09	Kleofas	–
1990.01.06	21 <sup>44</sup>	18 500	–6750	5,00E+08	Wujek	+

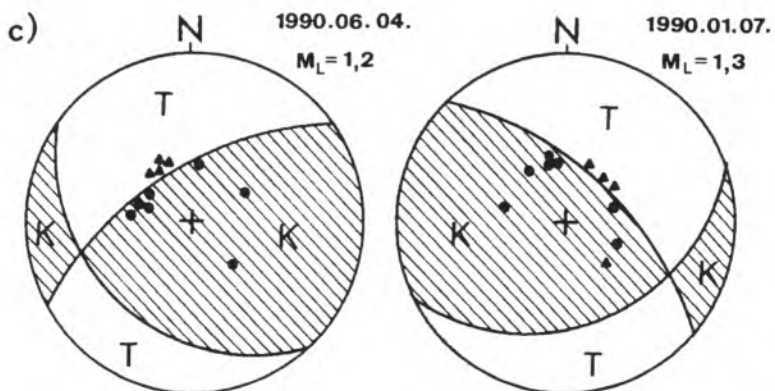
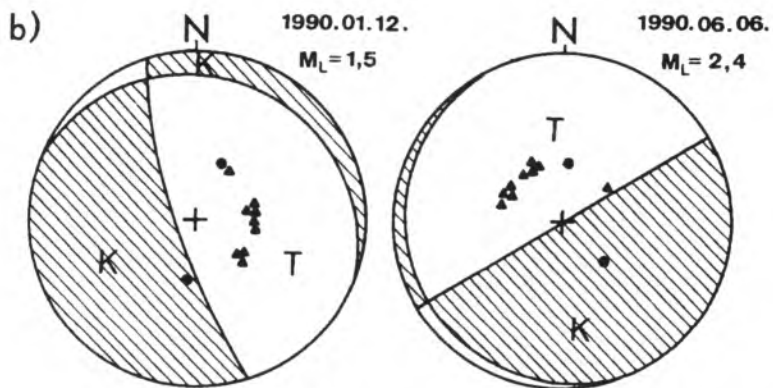
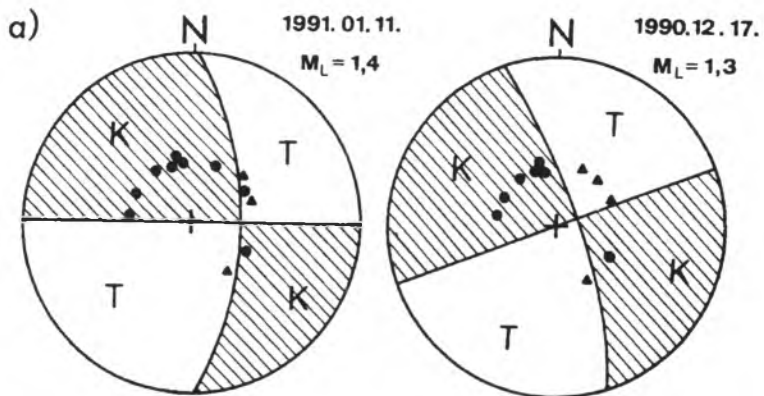
cy w niektórych partiach wybranego obszaru daje okazję do porównania stylu tektonicznego różnych pięter strukturalnych. Dobry stopień rozpoznania górotworu w wyniku badań geologicznych towarzyszących robotom górniczym od ponad 200 lat pozwala na drobiazgową analizę strukturalną (rozdz. 3.2).

Bogata dokumentacja geologiczna umożliwia ponadto przeprowadzenie analizy fraktalności geometrii sieci uskokowej (rozdz. 3.3.1) i zbadanie zależności między parametrami uskoków (rozdz. 3.3.2). Wyniki tych badań pozwalają na wyprowadzenie wniosków dotyczących modelu wzrostu uskoków, szacowania wielkości kwantyfikujących aktywność sejsmiczną i identyfikacji struktur sejsmogenicznych.

Podkreślane w poprzednim rozdziale wzajemne podobieństwo cech strukturalnych różnych partii zagłębia pozwala domniemywać, że interpretacje wyników badań jego północnej części można w dużej mierze ekstrapolować na większą część GZW.

### 3.1. Badania mechanizmów ognisk wstrząsów indukowanych

Wstrząsy górnicze w północnej części GZW są notowane przez trzy rodzaje sieci sejsmologicznych. Sieci lokalne, zainstalowane na obszarach kopalń zagrożonych tąpnięciami, rejestrują wstrząsy o  $E_s \geq 10^3$  J ( $M_L \geq 0,6$ ). W większości dysponują one



aparaturą do rejestracji analogowo-graficznej. Archiwizacja danych rejestrowanych przez tego typu sieci lokalne jest prowadzona od lat siedemdziesiątych. W latach dziewięćdziesiątych cztery kopalnie w rejonie siodła głównego: Wujek, Halemba, Śląsk i Pokój, oraz kopalnia Bobrek w synklinie Bytomia zostały wyposażone w skomputeryzowaną aparaturę obsługiwaną przez systemy ARAMIS lub LKZ do cyfrowej rejestracji przebiegu wstrząsu. Prawie wszystkie sieci wykorzystują jedynie sejsmometry pionowe, których głównym celem jest lokalizowanie ogniska wstrząsu na podstawie czasu pierwszego wejścia fali  $P$ . Obszar jest dodatkowo pokryty regionalną siecią sejsmologiczną Głównego Instytutu Górnicztwa w Katowicach. Jej zadaniem jest rejestracja i lokalizacja epicentrow najsilniejszych wstrząsów ( $E_s \geq 10^5$  J lub  $M_L \geq 1,7$ ). Dla obszaru siodła głównego i synkliny Bytomia zadanie to spełnia ona bez zarzutu. W przypadku obszaru synkliny Kazimierza oznaczenia są mało dokładne; stanowiska sieci regionalnej zajmują położenie peryferyczne w stosunku do obszarów górniczych zlokalizowanych w tym rejonie. Źródłami informacji o najsilniejszych wstrząsach w rejonie badań są ponadto stacje sejsmologiczne Instytutu Geofizyki PAN w Raciborzu, Nidzicy i Książu, a także, w pewnym stopniu, czeskie sieci mikrosejsmologiczne (Ostrawa-Poruba).

Istnieje wiele metod badań zjawisk sejsmicznych indukowanych pracami górniczymi. Do najczęściej stosowanych należą: przestrzenno-czasowa analiza położenia ognisk wstrząsów, analiza rozkładów energetycznych zjawisk, określanie związku statystycznego między parametrami sejsmologicznymi i geologiczno-górniczymi oraz metody oznaczania parametrów ogniska wstrząsów. W północnej części zagłębia posługiwano się technikami badania mechanizmów wstrząsów. Uznano je za przydatne z uwagi na to, że dają informację o orientacji płaszczyzny odpowiedzialnej za generację wstrząsu i o położeniu osi naprężeń głównych w sąsiedztwie ogniska. Informacje takie są łatwe do bezpośredniej korelacji z wynikami badań strukturalnych, nawet dla geologów bez specjalnego przygotowania z zakresu teorii propagacji fal sejsmicznych w skałach.

Badania przeprowadzone w pierwszej kolejności dotyczyły określenia płaszczyzn nodalnych i opierały się na analizie znaków pierwszych wejść rejestrowanych wstrząsów. Zastosowana technika, nazywana klasyczną metodą określenia mechanizmów ogniskowych – *Fault Plane Solution*, wywodzi się z sejsmologii globalnej, skąd została zaadaptowana na potrzeby sejsmiczności indukowanej. W metodzie klasycznej przyjmuje się dyslokacyjny, poślizgowy model generacji wstrząsu. Przestrzeń wokół ogniska jest podzielona na cztery kwadranty o odmiennych kierunkach pierwszych wejść fali  $P$  (rys. 9). W dwóch z nich panuje reżim

---

Rys. 9. Przykłady określania orientacji płaszczyzn nodalnych metodą klasyczną dla wstrząsów z obszaru górniczego kopalni Wujek (wg T e p e r a et al., 1992a):

Projekcja równopowierzchniowa Schmidta na dolną półsfery ogniskową. Kwadranty, w których panuje reżim kompresji ( $K$ ), oznaczono szrafurą (pojedyncze obserwacje symbolizują kółka). Kwadranty, w których panuje reżim tensji ( $T$ ), pozostawiono niezaciemnione (dane jednostkowe oznaczono trójkątami).  $M_L$  – magnituda lokalna.

Rozwiązania wskazują na: a – poziomo i pologo zorientowane wektory poślizgu na płaszczyznach pionowych (wstrząsy typu 1, por. tekst), b – pionowo zorientowane wektory poślizgu (wstrząsy typu 2, por. tekst), c – poślizgi na płaszczyznach stromych (nachylonych pod kątem  $\delta = 50-70^\circ$ ) – wstrząsy typu 3 (por. tekst)

kompresyjny, w dwóch pozostałych zaś – tensyjny. Kwadranty są oddzielone dwiema prostopadłymi do siebie płaszczyznami, określanymi terminem płaszczyzn nodalnych, z których jedna jest odpowiedzialną za wstrząs płaszczyzną poślizgu. Metoda określenia mechanizmu ogniska daje zatem rozwiązanie niejednoznaczne. Mimo to wyznaczenie położenia obydwu domniemanych płaszczyzn pęknięcia i ich porównanie w skali lokalnej i regionalnej z orientacją powierzchni nieciągłości obserwowanych w górotworze umożliwiającą, przy dobrym rozpoznaniu geologicznym, wybór jednej z tych płaszczyzn jako płaszczyzny poślizgu. Bardziej szczegółowy opis zastosowanej metody z dyskusją jej dokładności i ograniczeń można znaleźć w pracach L. T e p e r a et al. (1992b) i G. S a g a n a (1994).

Przeanalizowano 83 wstrząsy, które wystąpiły w obszarach górniczych kopalń Wujek w siodle głównym i Szombierki w synklinie Bytomia w latach 1990–1991. W celu pominięcia jak największej liczby wstrząsów bezpośrednio związanych z eksploatacją w analizie uwzględniono wyłącznie wstrząsy o  $E_s \geq 10^6$  J. Można więc przyjąć, że badano mechanizmy ognisk zdarzeń indukowanych drugiego typu (por. rozdz. 2.1 i rys. 2 – moda wysokoenergetyczna). Metodykę obliczeń, optymalizację rozwiązań i dokumentację poprzednich etapów klasycznej analizy mechanizmów wstrząsów w badanej części GZW przedstawiano wcześniej (T e p e r et al., 1992a, 1992b; S a g a n, Z u b e r e k, 1992; S a g a n, I d z i a k, 1992; T e p e r, 1994; I d z i a k et al., 1995).

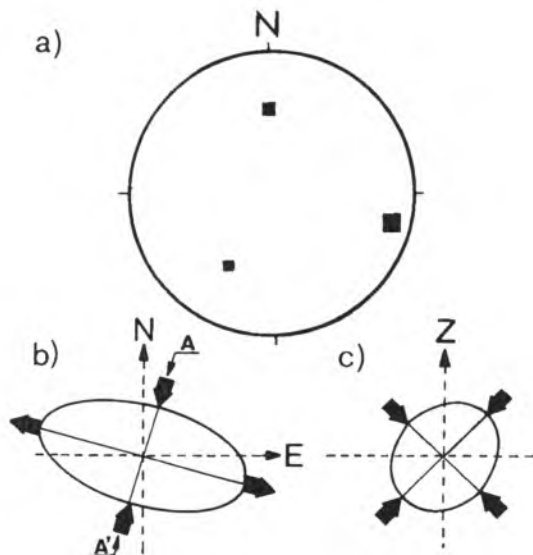
Analizowane zdarzenia sejsmiczne można połączyć w trzy grupy reprezentujące zasadniczo odmienne typy orientacji płaszczyzn nodalnych (rys. 9):

- Typ 1 (42 wstrząsy – 50,6% populacji). Obie płaszczyzny nodalne mają strome ( $> 70^\circ$ ) kąty nachylenia, co wskazuje na zbliżony do poziomego kierunek poślizgu (rys. 9a). Kierunki ich biegów są zbliżone do N–S i W–E. Orientacja co najmniej jednej z płaszczyzn nodalnych naśladuje bieg struktur dysjunktywnych w obszarach kopalń Wujek i Szombierki. Położenie kwadrantów kompresji i tensji (rys. 9a) oraz porównanie orientacji przestrzennej płaszczyzn nodalnych z cechami struktury górotworu sugerują, że przyczyną większości wstrząsów tego typu, zwłaszcza zaistniałych w obrębie siodła głównego, może być lewoskrętny poślizg horyzontalny lub subhoryzontalny na płaszczyznach o kierunkach równoleżnikowych. Z tych samych powodów dominującą rolę w generowaniu wstrząsów w synklinie Bytomia można przypisać prawoskrętnym ruchom na płaszczyznach ścinania o kierunkach subpołudnikowych. Analiza struktury górotworu w sąsiedztwie hipocentrow wskazuje na wyraźniejsze powiązania kierunku i zwrotu ruchów na płaszczyznach nodalnych z regionalnymi trendami tektonicznymi niż lokalnymi warunkami poślizgu w sąsiedztwie ogniska.
- Typ 2 (21 wstrząsów – 25,3% populacji). Jedna z płaszczyzn nodalnych jest ułożona poziomo lub połogo (nachylenie  $< 30^\circ$ ), druga zaś jest stroma lub pionowa (upad  $> 70^\circ$ ). Interpretacja mechanizmu wstrząsów tego typu jest szczególnie trudna. Nie zaobserwowano uprzywilejowanych kierunków płaszczyzn nodalnych, a ich wyznaczona orientacja (rys. 9b) jest znacznie słabiej udokumentowana niż w przypadku wstrząsów pozostałych typów (T e p e r et al., 1992b; S a g a n, 1994). Większość notowanych znaków pierwszych wejść

fali  $P$  ma charakter tensyjny. W związku z tym narzuca się myśl o działaniu w ogniskach tego rodzaju mechanizmu zniszczenia odmiennego od ścinającego (mechanizm tensyjny?). Przyjmując mechanizm ścięciowy mamy do wyboru dwa scenariusze. W pierwszym, przyczyny wstrząsu można upatrywać w załamaniu stropu pustki, połączonym z uwolnieniem dużej energii wskutek poślizgu na płaszczyznach pionowych. W drugim scenariuszu założenie występowania połączonych płaszczyzn poślizgu może sugerować powstawanie zjawisk sejsmicznych w wyniku przesuwu międzywarstwowego. Biorąc pod uwagę opisane cechy wstrząsów drugiego typu najbardziej prawdopodobne wydaje się, że generacja tych zjawisk jest uzależniona od lokalnych zmian pola naprężeń, występujących w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk kopalnianych.

- Typ 3 (20 wstrząsów – 24,1% populacji). Obie płaszczyzny nodalne mają średnie wartości kątów nachylenia ( $40\text{--}60^\circ$ ). Rozkład znaków wstąpień wskazuje na poślizg typu normalno-zrzutowego. Azymuty biegu płaszczyzn nodalnych są rozrzucone w szerokich granicach (rys. 9c). Płaszczyzny ścięć tego typu wstrząsów mają najczęściej kierunek NW–SE. Sporadycznie zniszczenie następowało wzdłuż płaszczyzn o rozciągłości W–E lub NE–SW.

Określenie płaszczyzn nodalnych, wydzielenie grup zdarzeń o zbliżonym mechanizmie oraz analiza ich rozmieszczenia terytorialnego pozwalają, by wyniki badań znalazły zastosowanie w rekonstrukcji stanu naprężeń, przy którym wstrząsy



Rys. 10. Tensor naprężeń oznaczony na podstawie analizy wysokoenergetycznych wstrząsów w GZW (wg S a g a n a, I d z i a k a, 1992):

a – projekcja równopowierzchniowa Schmidta obliczonych składowych głównych tensora na półsferę górną (największy, średni i najmniejszy kwadrat reprezentują, odpowiednio, położenie osi maksymalnego, pośredniego i minimalnego naprężenia głównego); b – przekrój poziomy elipsoidy naprężeń; c – przekrój pionowy elipsoidy naprężeń wzdłuż A–A'



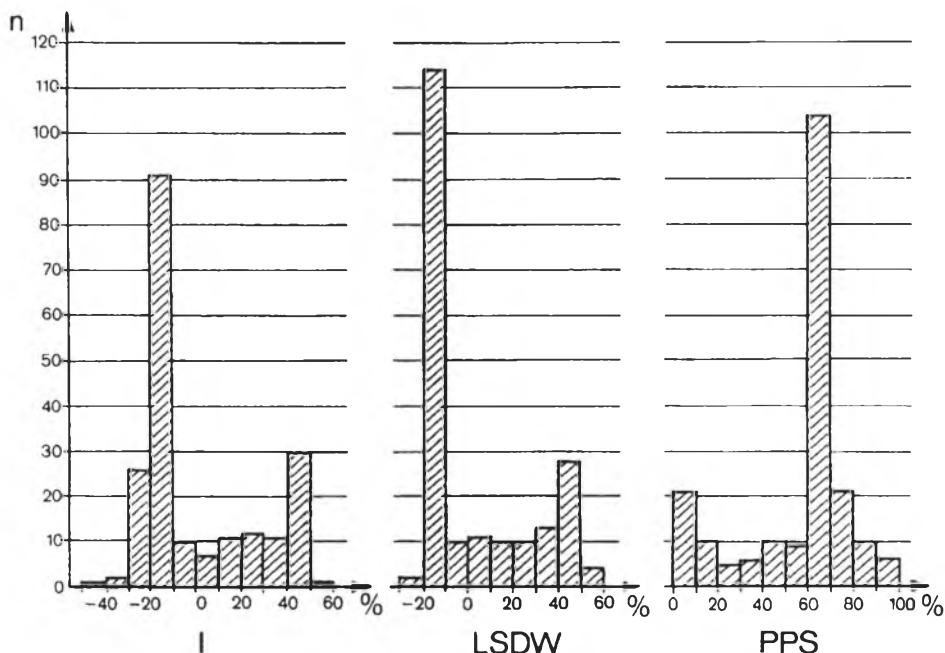
były generowane (Sagan, Idziak, 1992; Dubiński, Stec, 1994). Zastosowanie różnych algorytmów obliczeniowych (e.g. Angelier, 1979, 1984, 1990; Malek et al., 1989; Yeh et al., 1991) umożliwia wyznaczenie regionalnego tensora naprężeń lub tensora naprężeń dla indywidualnych zjawisk. Rezultat takiej rekonstrukcji, przeprowadzonej metodą zaproponowaną przez J. Angeliera (Angeier, 1979; Yeh et al., 1991), dla zjawisk z obszaru siodła głównego charakteryzujących się układem płaszczyzn nodalnych pierwszego typu przedstawia rys. 10. Wyliczone maksymalne naprężenie główne reprezentuje kompresję, jest zorientowane subhoryzontalnie i prawie południkowo. Pozostałe główne składowe regionalnego tensora naprężeń są kompresyjne i położone diagonalnie w stosunku do osi Z.

W ostatnich latach klasyczna metoda określania mechanizmów ogniskowych jest wypierana przez technikę opartą na obliczaniu i inwersji tensora momentu sejsmicznego jako wielkości, która w najbardziej kompletny sposób uwzględnia rozkład energii wokół punktowego źródła fal sejsmicznych (e.g. Šílený, 1989; McGarr, 1992; Feignier, Young, 1992; Gibowicz, 1993a). Pozwala ona nie tylko na określenie położenia płaszczyzny zniszczenia, ale także na stwierdzenie, czy zniszczenie to nie miało mechanizmu mieszanego (np. o komponentach ścięciowych i kompresyjnych bądź ścięciowych i tensyjnych itd.), dając jednocześnie aparat do obliczenia udziału poszczególnych komponentów w mechanizmie indywidualnego zjawiska. W Polsce wprowadzono ją do badań wstrząsów w Lubińsko-Głogowskim Zagłębiu Miedziowym (Wiejacz, 1991; Gibowicz, 1993b). Warunkiem stosowania tej metody jest wysokiej jakości cyfrowa rejestracja pełnych przebiegów sejsmicznych. Wraz z instalacją systemów ARAMIS i LKZ można ją zastosować do interpretacji zjawisk indukowanych w GZW (Wiejacz, 1994; Sagan et al., 1996; Idziak et al., 1997; Zubersek et al., 1997).

Do analizy służył, opracowany przez P. Wiejacza (1994), program SMT, który oblicza pełny tensor momentu sejsmicznego i rozkłada go na część izotropową ( $I$ ), liniowo skompensowany dipol wektorowy ( $LSDW$ ) oraz związaną z działaniem podwójnej pary sił ( $PPS$ ) część ścięciową. Składowa  $I$  charakteryzuje zmiany objętościowe (kurczenie się lub ekspansja) w ognisku,  $LSDW$  zaś w przybliżeniu odpowiada jednoosiowemu ściskaniu lub rozciąganiu. Składowe  $LSDW$  i  $PPS$  tworzą część dewiatoryczną tensora całkowitego. Program wyznacza ponadto położenie płaszczyzn nodalnych oraz orientację kierunków ściskania i rozciągania. W każdym z rozwiązań płaszczyzna nodalna o bardziej stromym nachyleniu jest oznaczana jako A, natomiast płaszczyznę o mniejszym kącie upadu program określa jako B.

Badania prowadzono w tym samym rejonie, dla którego wykonywano klasyczną analizę mechanizmów ogniskowych. Pod uwagę wzięto około 200 wstrząsów zarejestrowanych cyfrowo na obszarze kopalni Wujek w latach 1992–1994. Rozpatrywano wstrząsy o  $M_L \geq 0,71$  (zatem  $> 10^3$  J), co stanowi zasadniczą różnicę w stosunku do zakresu przyjętego przy wyznaczaniu płaszczyzn nodalnych metodą znaków wstąpień. Pełną informację na temat tych wstrząsów zawiera praca

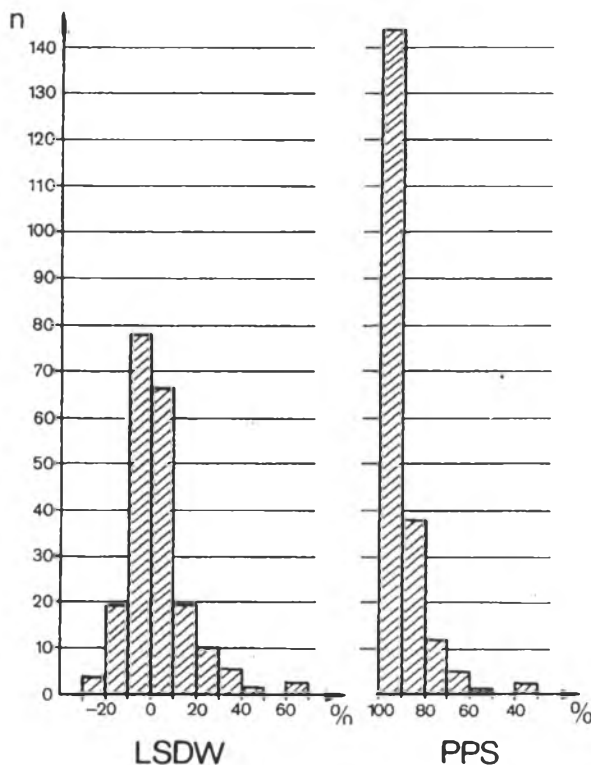
G. S a g a n a et al. (1996), przedstawiająca również parametry konfiguracji sieci sejsmologicznej. W okresie rejestracji cyfrowej odnotowano niewielką liczbę wstrząsów wysokoenergetycznych: 31 zdarzeń o  $E_s > 10^5$  J i zaledwie 8 zdarzeń z  $E_s > 10^6$  J, zatem analizowano prawie wyłącznie przedział energetyczny, w którym jest niemożliwe odróżnienie zdarzeń generowanych z udziałem naprężeń tektonicznych od wstrząsów spowodowanych eksploatacją. W rezultacie, większość wstrząsów można skorelować z miejscami i kierunkami aktualnie prowadzonych prac wydobywczych (zwłaszcza w pokładach 501 i 510). Parametry niektórych zdarzeń nie były jednak zgodne z tą zasadą.



Rys. 11. Rozkład udziału składowych pełnego tensora momentu sejsmicznego dla 202 wstrząsów z obszaru kopalni Wujek (wg S a g a n a et al., 1996):

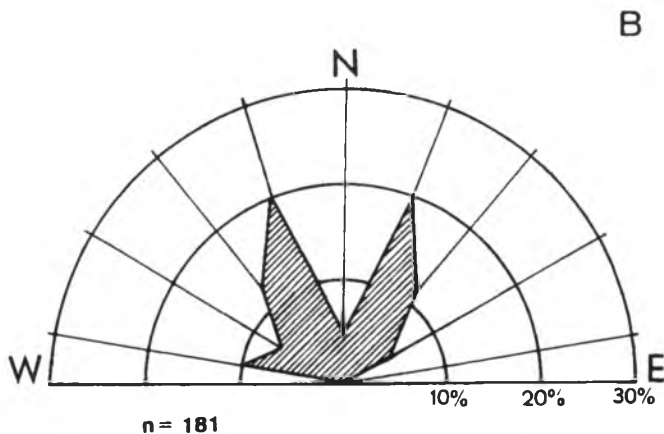
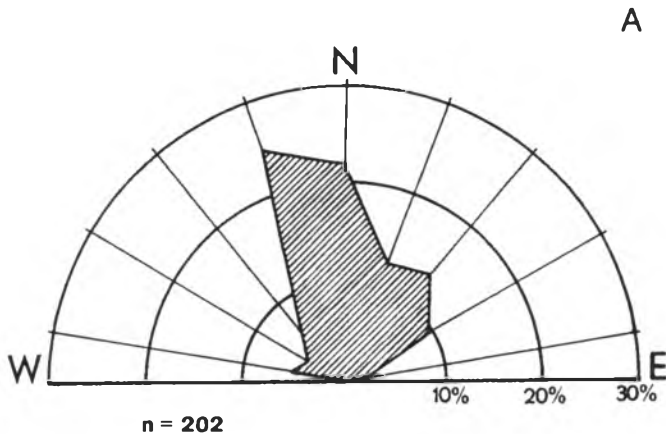
I – udział składowej izotropowej, LSDW – udział liniowo skompensowanego dipola wektorowego, PPS – udział podwójnej pary sił

Dla około 70% mechanizmów udział składowej PPS w tensorze przekracza 60% (rys. 11). Mimo to stwierdzono istnienie interesującej grupy wstrząsów, które cechują się dużym udziałem komponentów I oraz LSDW (40–50%) i małym znaczeniem PPS (< 10%). S. J. G i b o w i c z (1993b) uważa, że efekt dużego udziału składowej nieścięciowej w tensorze momentu sejsmicznego można obserwować również w przypadku wstrząsu o typowo dyslokacyjnej genezie, między innymi wtedy, gdy ognisko wstrząsu nie jest obiektem punktowym. Niewykluczone zatem, że mechanizm tej grupy wstrząsów zarejestrowanych w obszarze KWK Wujek jest związany z propagacją szczeliny w górotworze, generującą fale sejsmiczne jednocześnie w różnych punktach płaszczyzny poślizgu.



Rys. 12. Rozkład udziału składowych części dewiatorycznej tensora momentu sejsmicznego dla 202 wstrząsów z obszaru kopalni Wujek (wg S a g a n a et al., 1996): LSDW – udział liniowo skompensowanego dipola wektorowego, PPS – udział podwójnej pary sił

Rozłożenie tensora polegało kolejno na: pominięciu wyodrębnionej składowej  $I$  i uwzględnianiu w obliczeniach wyłącznie dewiatorycznej części tensora, a następnie – na dodatkowej eliminacji składowej  $LSDW$  i analizie tensora momentu sejsmicznego wyłącznie na podstawie cech jego części  $PPS$ . Dekompozycja tensora ukazała jednododalność rozkładu składowej  $PPS$  (rys. 12), świadcząca o dominującej roli ścięciowego mechanizmu zniszczenia w generacji badanych zjawisk indukowanych. Tak więc analiza tensora momentu sejsmicznego rozprasza do pewnego stopnia wątpliwości, które pojawiły się podczas interpretacji mechanizmu wstrząsów drugiego typu metodą klasyczną. O ile cząstkowe mechanizmy  $I$  i  $LSDW$  mają typowo górnicze przyczyny (S a g a n et al., 1996), o tyle mechanizm ścięciowy jest charakterystyczny również dla zjawisk naturalnych. Duży udział składowej  $PPS$ , a także jej zasadnicze znaczenie dla mechanizmu ogniskowego, które w przypadku wielu zjawisk daje się zaobserwować dopiero w wyniku dekompozycji tensora momentu sejsmicznego, wzmacniają podejrzenia co do naprężeń tektonicznych jako współsprawcy zdarzeń.



Rys. 13. Diagramy zbiorcze prezentujące:

A – orientację biegu pionowych i stromych płaszczyzn nodalnych. A, wstrząsów z obszaru kopalni Wujek (wg S a g a n a et al., 1996); B – orientację biegu spękań w skałach stropowych eksploatowanych pokładów węgla; fronty eksploatacyjne w tym obszarze mają przebieg równoleżnikowy lub południkowy

W rozwiązaniach otrzymywanych dla analizowanych ognisk wstrząsów najczęściej (173 przypadki) występuje pionowa płaszczyzna nodalna A (nachylenie  $> 70^\circ$ ) przy poziomo (kąt upadu  $< 20^\circ$ ) zorientowanej płaszczyźnie B (S a g a n a et al., 1996, tab. 1). Zakładając pionowe położenie płaszczyzny poślizgu otrzymujemy rozkład kierunkowy powierzchni zniszczenia (rys. 13a), w którym wyraźnie dominuje przedział azymutalny  $340\text{--}360^\circ$ , podrzędnie występuje maksimum w przedziale  $40\text{--}60^\circ$ , a ponadto zaznacza się kierunek  $280^\circ$ . Zauważalne jest pewne podobieństwo rozkładu płaszczyzn poślizgu do kołowych histogramów spękań w skałach stropowych eksploatowanych pokładów 501, 504 i 510 (por. rys. 13b). Dotyczy to zwłaszcza płaszczyzn o kierunkach subpołudnikowych i subrównoleżnikowych. Wykazanie w sposób bezsporny związku płaszczyzn poślizgu

z powierzchniami strukturalnymi jest utrudnione, ponieważ kierunek N–S mają również niektóre fronty eksploatacyjne kopalni Wujek.

Tabela 2

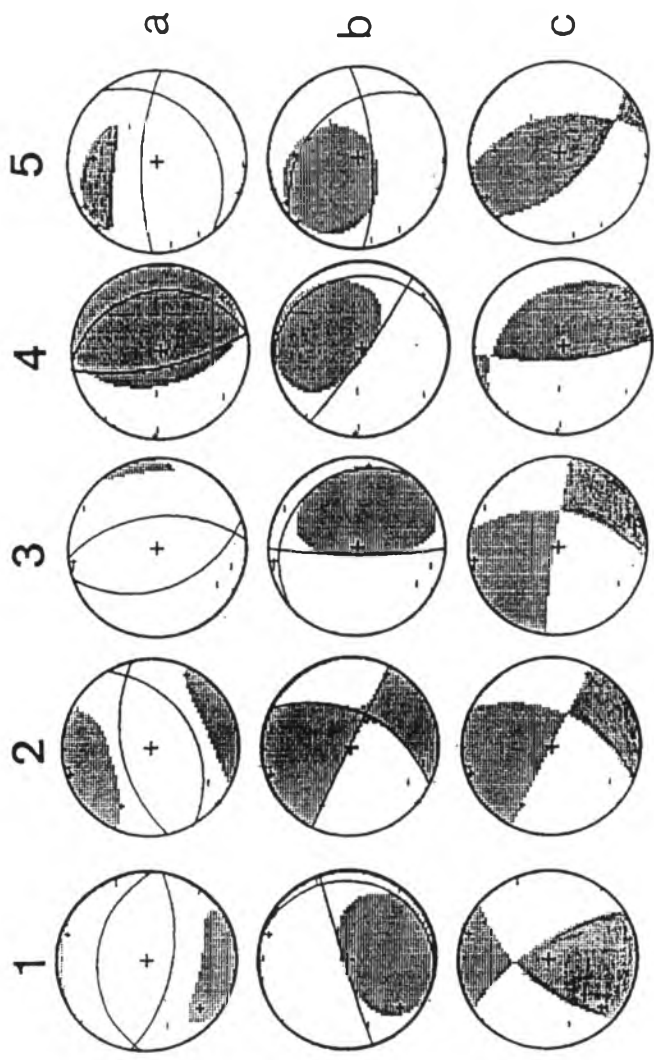
Rezultaty określenia mechanizmu ogniskowego dla wstrząsów z obszaru kopalni Wujek, których płaszczyzny B charakteryzują się kątem upadu  $\delta > 40^\circ$

Numer (rys. 14)	Data	Go- dzina	Magni- tuda	Pełny tensor [%]			Tensor dwia- toryczny [%]		Podwójna para sił [°]			
				I	LSDW	PPS	LSDW	PPS	płaszczyzna A		płaszczyzna B	
									$\phi$	$\delta$	$\phi$	$\delta$
4	1993.01.31	10 <sup>55</sup>	1,33	21	18	61	65	35	136	52	351	43
3	1993.07.23	20 <sup>20</sup>	2,45	21	19	60	13	87	277	85	11	46
2	1993.09.19	3 <sup>26</sup>	1,70	31	3	66	3	97	295	89	26	46
5	1993.12.03	19 <sup>51</sup>	1,60	15	15	70	28	73	113	59	341	42
1	1993.12.23	18 <sup>15</sup>	1,49	22	17	61	37	63	325	67	220	59

Części tensora momentu sejsmicznego: I – izotropowa, LSDW – liniowo skompensowany dipol wektorowy, PPS – podwójna para sił;  $\phi$  – azymut biegu płaszczyzn nodalnych,  $\delta$  – kąt upadu płaszczyzn nodalnych.

W pięciu rozwiązaniach płaszczyzna B miała nachylenie większe od  $40^\circ$  (tab. 2). Taka orientacja płaszczyzn nodalnych może nasuwać wątpliwości przy wyborze płaszczyzny poślizgu. Należy nadmienić, iż w zastosowanym programie SMT założono arbitralnie, że to płaszczyzna pionowa jest powierzchnią zniszczenia. Choć jest to najbardziej prawdopodobne, nie musi być prawdziwe we wszystkich rozważanych przypadkach, na co zwracano uwagę omawiając wstrząsy drugiego typu wyróżnione w trakcie klasycznej analizy mechanizmów ogniskowych. Rozkład obszarów kompresji i tensji analizowany na sferach (dla składowej PPS) w pierwszych trzech rozwiązaniach jest typowy dla przesuwczego mechanizmu ścięciowego (rys. 14, 1–3), natomiast w pozostałych dwóch wskazuje na typ zniszczenia pokrewny uskokowaniu odwróconemu (rys. 14, 4–5). Obydwa typy mechanizmów są szczególnie interesujące, ponieważ sugerują udział w generacji wstrząsów naprężeń, które trudno wyjaśnić wyłącznie wpływem działalności górniczej.

Płaszczyzna poślizgu bardzo silnego (drugi pod względem energii wśród 201 analizowanych;  $M_L = 2,45$ ) wstrząsu nr 3 (tab. 2 i rys. 14) dokładnie naśladuje subrównoleżnikowy przebieg największej dyslokacji obszaru badań – uskołu kłodnickiego. Podobne położenie płaszczyzny A jest charakterystyczne również dla większości pozostałych wstrząsów o największej energii. Piętnaście analizowanych zdarzeń miało  $M_L > 1,9$ . Płaszczyzny poślizgu dwunastu spośród nich cechuje kierunek biegu W–E, ledwie zaznaczający się na diagramie zbiorczym (por. rys. 13a). Tylko trzy płaszczyzny poślizgu wstrząsów należących do tej grupy cechuje orientację subpołudnikową, dominującą dla ogółu badanych zjawisk (por. rys. 13a). Żaden z silnych wstrząsów nie miał płaszczyzny A o przebiegu NE–SW, najwidoczniej częstszym wśród wstrząsów niskoenergetycznych (por. rys. 13a). Godne podkreślenia jest również to, że interpretacja rozkładu przestrzennego obszarów tensji i kompresji w strefach przyogniskowych największych wstrząsów wskazuje nieodmiennie na lewostronne przemieszczenia mas na płaszczyznach



Rys. 14. Przykłady rozwiązań trzech postaci tensora momentu sejsmicznego (a – pełnej, b – dewiatorycznej, c – podwójnej pary sił) dla pięciu wstrząsów, 1–5 (por. tab. 2), z obszaru kopalni Wujek (wg S a g a n a et al., 1996): Projektja równopowierzchniowa Schmidta na dolną półsfere ogniskową. Pola zaciemnione reprezentują obszary kompresyjne (pomiaru jednostkowe oznaczone symbolem „+”), pozostałe części przedstawiają obszary tensyjne (dane pomiarowe oznaczone symbolem „-”). Rozwiązania oparte na części PPS tensora wskazują na mechanizm ogniskowy typu ścięciowego – przesuwczego (wstrząsy 1–3) lub typu ścięciowego – inwersyjnego z nasuwaniem wzdłuż płaszczyzny NW–SE (wstrząsy 4–5); w obydwu typach jest wymagane istnienie horyzontalnego naprężenia kompresyjnego o kierunku NE–SW

poślizgowych. Mechanizm zjawisk 4 i 5 (tab. 2 i rys. 14) jest najprawdopodobniej świadectwem lokalnych warunków kompresyjnych lub regionalnej kompresji, której wektor ma kierunek zbliżony do NE–SW.

Dążąc do ustalenia przyczyn wstrząsów, trzeba mieć stale na uwadze niezaprzeczalnie podstawową rolę działalności górniczej w ich wywoływaniu. Świadczą o tym między innymi statystyczne analizy związku wskaźników eksploatacji dających się wyrazić liczbowo z liczbowymi parametrami sejsmiczności indukowanej (S a g a n, 1994; R ũ ż e k, 1995). G. S a g a n (1994) na podstawie analizy statystycznej związków sejsmiczności z wielkością wydobycia w północnej części GZW wnioskował znaczący wpływ eksploatacji na sejsmiczność w grupie wstrząsów o niskich energiach i niezależność zjawisk wysokoenergetycznych od ingerencji górnictwa w górotwór. Interesujący sposób kwantyfikacji związku aktywności sejsmicznej z eksploatacją zaproponował B. R ũ ż e k (1995), prowadzący badania w kopalni działającej w okolicy Kładna. Eksploatację, przedstawioną za pomocą dziennego wydobycia i długości drażonych wyrobisk, cytowany autor stosując rachunek macierzowy skorelował z sejsmicznością wyrażoną: liczbą wstrząsów występujących w ciągu doby, sumaryczną wyzwoloną energią i średnią energią wstrząsu. Zastosowany aparat matematyczny pozwolił na stwierdzenie, że o ile 75% liczby zdarzeń jest związanych z eksploatacją, o tyle średnia energia wstrząsu i całkowita energia wyzwolona, badane w różnych przedziałach czasowych, są skorelowane z pracami górniczymi w znacznie mniejszym stopniu (60%).

Ujawniona w trakcie analizy mechanizmu wstrząsów indukowanych w północnej części GZW powtarzalność kierunków i zwrotów ruchu w ogniskach i sygnalizowana zbieżność orientacji płaszczyzn ścinania z przebiegiem niektórych struktur stanowią przesłanki do poszukiwań przyczyn tej części zjawisk, których nie można skorelować z pracami górniczymi (prawdopodobnie około 40% w domenie energii), w naturalnych właściwościach dynamicznych górotworu. Przesłanki te skłaniają do szczegółowego przebadania cech strukturalnych kompleksu karbońskiego w północnej części GZW dla potwierdzenia lub odrzucenia hipotezy o wpływie tektoniki na sejsmiczność tego obszaru.

### 3.2. Badania strukturalne

W wybranej do analizy sejsmotektonicznej części GZW funkcjonują (lub funkcjonowały w okresie badawczym) 33 kopalnie węgla kamiennego (por. rys. 28). Równomierne i wielopoziomowe rozcięcie kompleksu karbonu produktywnego oraz dobre jego rozpoznanie w wyniku długoletniej dokumentacji i eksploatacji daje rozliczne możliwości uzyskiwania danych na temat cech strukturalnych górotworu. Zaprezentowane interpretacje opierają się na bezpośrednich obserwacjach i pomiarach elementów tektonicznej deformacji skał karbońskich prowadzonych w wyrobiskach eksploatacyjnych i przygotowawczych kopalń oraz analizie boga-

tych materiałów archiwalnych gromadzonych w ciągu wielu lat przez służby geologiczno-miernicze kopalń, w tym opisów i szkiców tektonicznych wykonywanych dla przodków i ociosów, a także przekrojów geologicznych i map strukturalnych sporządzanych w różnych skalach. W północno-wschodniej części obszaru badań dane bezpośrednie uzyskiwano dodatkowo w wyniku obserwacji i pomiarów tektonicznych w odsłonięciach skał karbońskich. W części wschodniej można było zebrać informacje na temat cech strukturalnych skał triasowych na wychodniach, w rdzeniach wiertniczych i w podziemnych wyrobiskach kopalń rud cynku i ołowiu.

Opisując procesy, zjawiska i formy tektoniczne, posłużono się terminologią z zakresu geologii strukturalnej, zamieszczoną w podręczniku R. Dadleza i W. Jaroszewskiego zatytułowanym *Tektonika* (Jaroszewski, 1994a i b) oraz w *Słowniku geologii dynamicznej* (Jaroszewski et al., 1985). Znaczenie pojęć rzadko używanych w literaturze geologicznej objaśniono w tekście.

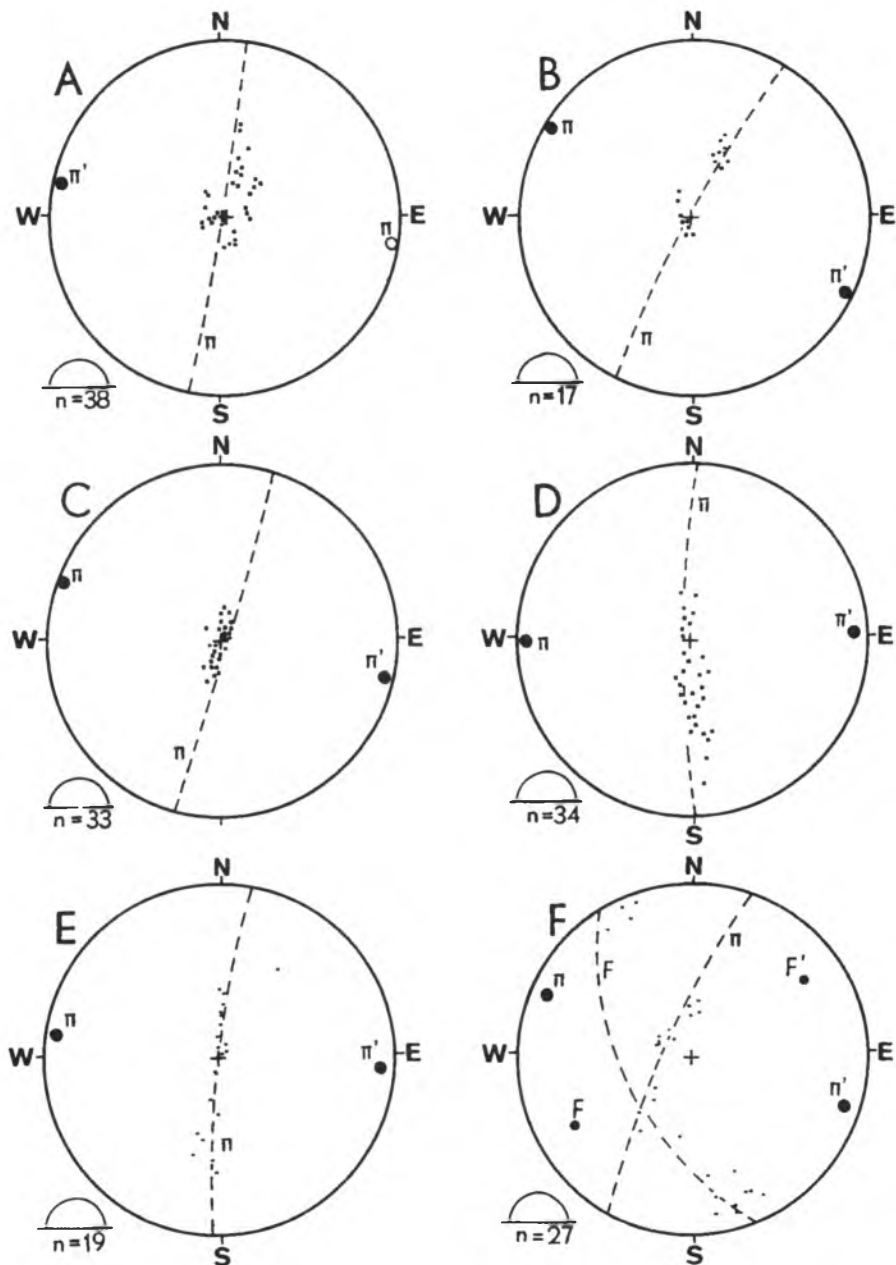
### 3.2.1. Fałdy

W czasie prac w wyrobiskach kopalnianych wykonano blisko 1500 pomiarów ułożenia przestrzennego powierzchni warstwowania pokładów węgla oraz skał stropowych i spągowych. Umożliwiło to szczegółowe skartowanie przebiegu osi struktur fałdowych w północnej części GZW. Ewidencję jednostek fałdowych i dokładny opis ich kinematyki znajdzie czytelnik w poprzednich pracach autora (Teper, 1988a, a zwłaszcza Teper, 1988b). Wyniki pomiarów pogrupowano regionalnie i zebrano na diagramach prezentujących na półsferze górnej bieguny położenia warstw lub izolinie częstości ich występowania, a także pasy położenia warstw i odpowiadające im bieguny  $\pi$ . Przykładowe graficzne zestawienia rezultatów badań przedstawia rys. 15. Operacje przeprowadzone na diagramach pozwoliły na wyznaczenie średnich kierunków przebiegu osi  $\pi$  w wyróżnionych jednostkach fałdowych.

#### Analiza cech geometrycznych fałdów

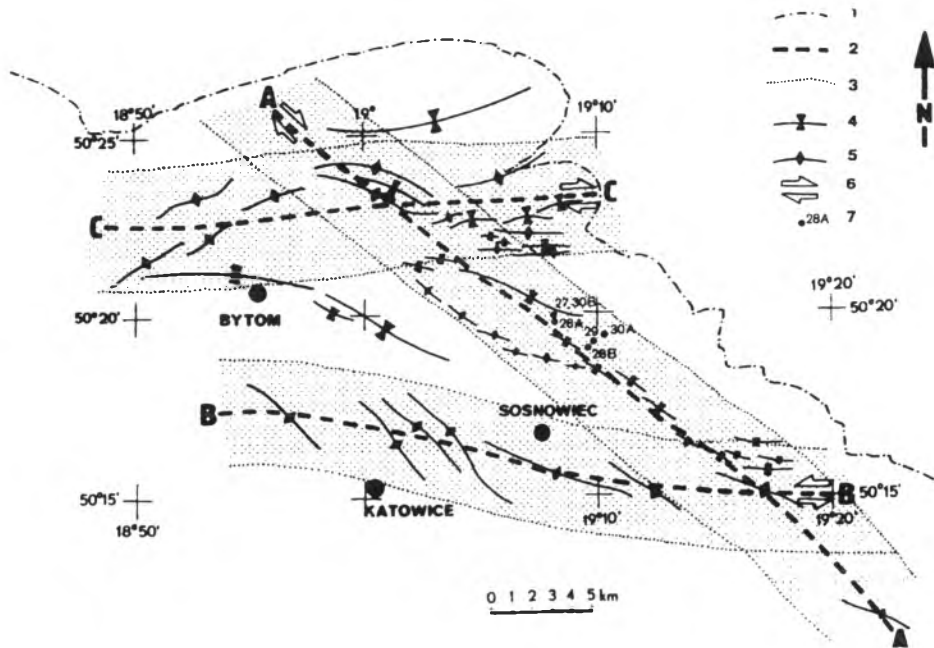
Charakterystyczną cechą deformacji tektonicznej osadów karbonu północnej części GZW jest występowanie kilku ciągów struktur fałdowych (rys. 16). Jednym z takich zespołów jest subbrównoleżnikowy pas brachyantyklin siodła głównego (rys. 16, ciąg B), kolejnym – podobnie zorientowany szereg, który tworzą brachysynkliny jednostki Malinowic i struktury fleksuralno-nasunięciowe zlokalizowane na północ od synkliny Bytomia (rys. 16, ciąg C); jeszcze innym zespołem jest, położony diagonalnie względem dwóch poprzednich, ciąg brachysynklin i brachyantyklin (rys. 16, ciąg A), którego przebieg w przybliżeniu pokrywa się z liniami intersekcyjnymi dużych uskoków zespołu NW–SE (w granicach obszaru badań – z uskokiem wojkowicko-będzińskim, por. rys. 28).





Rys. 15. Diagramy punktowe orientacji warstwowania w wybranych indywidualnych strukturach fałdowych północnej części GZW (wg T e p e r a, 1988b):

A – antyklina Sosnowca, B – antyklina Maczek, C – antyklina Grodzka, D – antyklina Gródkowa, E – synklina Gródkowa, F – jednostka synklinalna Malinowic.  $\pi$  – pas położenia warstw z odpowiadającym mu biegunem.  $F$  – przebieg skłonu fleksuralnego (biegun i koło wielkie)



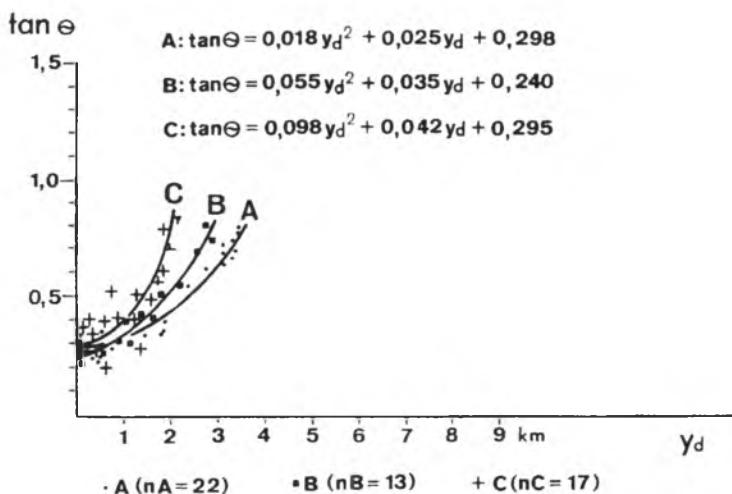
Rys. 16. Szeregi kulisowe fałdów w północnej części GZW:

1 – granica GZW, 2 – osie kulisowych szeregów fałdów: A, B, C (por. tekst), równoważne z projekcjami granicznych nieciągłości segmentów podłoża (por. rys. 5 i 21), 3 – linie graniczne zasięgu dynamicznego dyslokacji podłoża A, B i C, wyznaczające szerokość aktywnych stref przesuwczych  $\vec{\sigma}$  – por. tekst i wzór (3); południowo-zachodnia krawędź strefy A jest równoważna z SW krawędzią szerokiej strefy zasięgu dynamicznego granicy masywu górnośląskiego, II (por. tekst i rys. 5); strefy zasięgu dynamicznego oznaczono szrafura, 4 – synkliny, 5 – antykliny, 6 – zwrot względnego ruchu wzdłuż nieciągłości przyczynowych podłoża, 7 – lokalizacja zjawisk zilustrowanych na rys. 24–27

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. E. H e r b i c h (1981) sformułowała wniosek o genetycznym związku kopuł siodła głównego (rys. 16, B) z lewoskrętnym ruchem przesuwcym wzdłuż nieciągłości podłoża o randze rozłamu drugiego rzędu. W swoich wcześniejszych pracach autor wskazywał na prawoskrętny ruch przesuwczy na podobnej dyslokacji jako prawdopodobną przyczynę powstania ciągu A (rys. 16) o kierunku NW–SE (T e p e r, 1988a, 1990a). Zwracał również uwagę na interferencję kierunków strukturalnych w obrębie jednostki synklinalnej Malinowic (T e p e r, 1989), stanowiącej element ciągu C, spowodowaną prawdopodobnie jednoczesnym lub sekwencyjnym działaniem różnych ciał i sił przyczynowych deformacji. Także A. K o t a s (1985) wyznacza nieciągłości podłoża, które mogłyby być strukturami przyczynowymi w stosunku do wyróżnionych szeregów fałdów. Interpretacja A. K o t a s a (1985) jest, w odróżnieniu od innych wymienionych w tym ustępie, niezależna od cech strukturalnych górotworu karbońskiego. Cytowany autor analizował parametry geofizyczne i geologiczne kompleksów fundamentu krystalicznego GZW, a wykryte różnice skłoniły go do wyznaczenia stref granicznych, które utożsamia z dyslokacjami wglębnymi.

Domniemanie o związku genetycznym ciągów fałdów w północnej części GZW z przemieszczeniami na nieciągłościach podłoża karbonu skłania do analizy parametrów struktur w badanym obszarze, w celu stwierdzenia ewentualnego ich podobieństwa do geometrii fałdów naduskokowych otrzymywanych eksperymentalnie.

Obecnie uważa się, że fałdy powstające w pokrywie w wyniku działania w podłożu horyzontalnie zorientowanej pary sił rozwijają się z prostych undulacji tworzących się na niejednorodnościach występujących w górotworze. Badania modelowe (Wilcox et al., 1973; Odonne, Vialon, 1983) wykazują, że przebieg osi fałdów początkowo różni się o  $45^\circ$  od azymutu strefy przesuwczej, a potem rotuje w kierunku biegu uskoku głównego. Strefa oddziaływania uskoku, początkowo rozległa, w miarę wzrostu przesuwu ogranicza się do pasa osłabienia o niewielkiej, stałej szerokości. Decyduje to o tworzeniu się szeregów kulisowych brachyfałdów. Przy dużych przemieszczeniach na uskoku osie fałdów rotują niejednakowo i ulegają *S*-kształtnemu zakrzywieniu. Uskok w podłożu przebiega w strefie przegięcia wszystkich osi fałdów, niezależnie od tego, czy są one ciągłe i zakrzywione, czy stanowią krótkie odcinki występujące w *S*-kształtnych sekwencjach. W przypadku małej amplitudy ruchu powstają fałdy stojące. Ze wzrostem przesuwu stopniowo przechylają się, tworząc nad strefą przesuwczą symetryczny wachlarz, w którym geometria fałdów stojących jest utrzymana bezpośrednio nad uskokiem, natomiast z odległością od uskoku notuje się wzrost asymetrii struktur. Odbywający się w pokrywie proces ścinania wzdłuż płaszczyzn poziomych odznacza się przeciwnym zwrotem po obydwu stronach uskoku. Intensywność deformacji wzrasta wraz z głębokością; fałdy w dolnych partiach kompleksu pokrywy



Rys. 17. Zmiany orientacji osi segmentów fałdów z odległością od projekcji nieciągłości podłoża dla szeregów kulisowych w północnej części GZW:

$\theta$  – kąt między segmentem osi fałdu a projekcją uskoku podłoża,  $y_d$  – średnia odległość segmentu osi fałdu od śladu uskoku; A, B, C – wykresy i równania zależności  $\tan \theta / y_d$  dla szeregów fałdów A, B i C (por. rys. 16)

charakteryzują się większym skróceniem i silniejszą asymetrią, a ich osie są bardziej zrotowane ku uskokowi głównemu niż osie załadowań części stropowej.

Podobieństwo fałdów z północnej części GZW do fałdów modelowych testowano, porównując kolejno parametry geometryczne struktur obszaru badań ze scharakteryzowanymi wcześniej, typowymi cechami fałdów nadprzesuwczych.

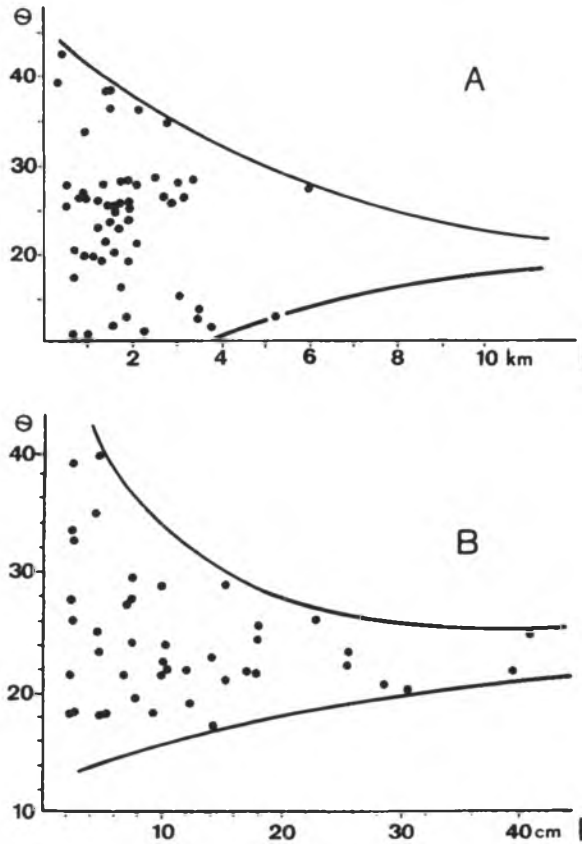
Badania parametrów fałdów w poszczególnych szeregach kulisowych rozpoczęto od analizy relacji między wartością kąta  $\theta$ , który tworzy kierunek hipotetycznej struktury przyczynowej z kierunkami segmentów osi fałdów, a odległością  $y_d$  tych segmentów od rzutu dyslokacji podłoża na powierzchnię mapy. Za „segment” uznano każdy odcinek osi fałdu różniący się orientacją przestrzenną od odcinków sąsiednich. Do ustalenia przebiegu nieciągłości podłoża wykorzystano niezależny model strukturalny masywu górnośląskiego A. Kotasa (por. rys. 5). Ślady poszczególnych dyslokacji w głębszych przeniesionych z tego modelu lokalizują się w przybliżeniu w strefach przegięcia osi fałdów wchodzących w skład danego szeregu (rys. 16). Ślad dyslokacji przechodzący przez punkty przegięcia segmentów osi fałdów szeregu A stanowi dodatkowo linię, na której następuje zmiana zwrotu translacji w kompleksie karbońskim, dająca się wyznaczyć metodą B-lineacji rotacyjnej (T e p e r, 1988b). Zmiany w orientacji osi fałdów z odległością od domniemanej struktury przyczynowej są zilustrowane dla każdego z szeregów wykresem  $\tan \theta$  od  $y_d$  (rys. 17). Zależność między  $\theta$  i  $y_d$  dla modelowych fałdów naduskokowych (O d o n n e, V i a l o n, 1983) opisuje parabola o równaniu:

$$\tan \theta = 0,002 y_d^2 + 0,016 y_d + 0,31. \quad (1)$$

Podobny typ zależności stwierdzono w poszczególnych ciągach fałdów kulisowych w GZW (por. rys. 17, równania krzywych).

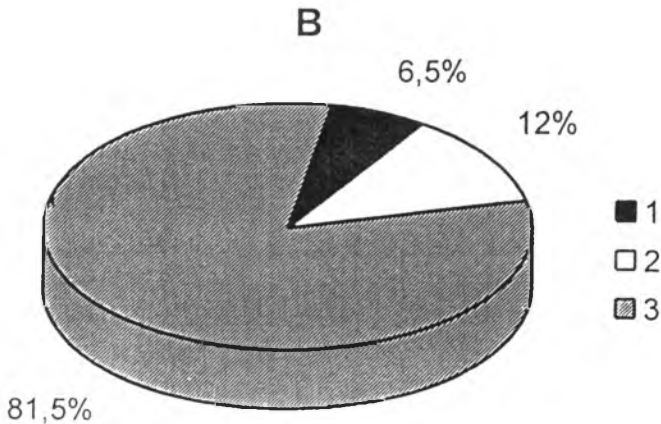
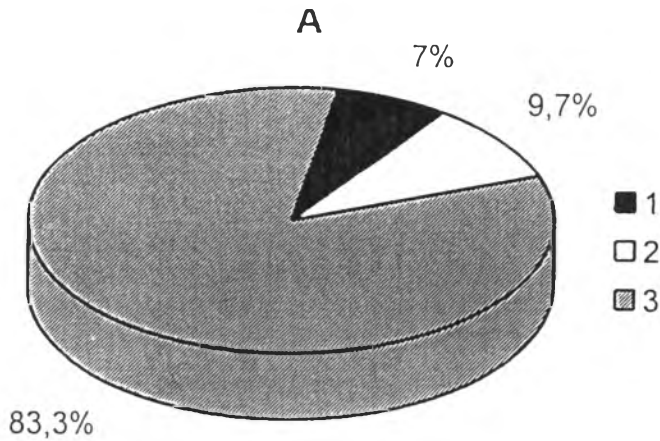
Średnie wartości  $\theta$  we wszystkich szeregach kulisowych są zbliżone do uzyskanych eksperymentalnie dla struktur nadprzesuwczych. Empiryczne wartości  $\bar{\theta}$  wahają się w granicach od  $21,6^\circ$  do  $26,6^\circ$ , gdy tymczasem eksperymentalnie uzyskany kąt  $\bar{\theta} = 23,1^\circ$  (O d o n n e, V i a l o n, 1983). Wykres zależności  $\theta$  od  $l$  ( $l$  – długość poszczególnych segmentów osi fałdu) dla modelowych struktur naduskokowych wskazuje, że najdłuższe brachyfałdy są zorientowane zgodnie z wartością  $\bar{\theta}$  (rys. 18b). Podobny rezultat otrzymano badając tę zależność w szeregach fałdów w GZW (rys. 18a).

Analizując pochylenie powierzchni osiowych fałdów (rys. 19a) zaobserwowano, że większość fałdów ma inklinację zewnętrzną (obserwuje się większą odległość osi fałdu od śladu nieciągłości podłoża w pokładach wyższych). Nad dyslokacją inklinacja zmienia się na zerową (fałdy stojące, symetryczne), natomiast w bezpośrednim jej sąsiedztwie stwierdzono fałdy o inklinacji wewnętrznej (obserwacje prowadzone od dolnych do górnych poziomów intersekcyjnych wskazują na zbliżanie się osi fałdu do śladu struktury przyczynowej). Taki rozkład przestrzenny klinencji jest typowy dla kulisowych szeregów nadprzesuwczych, natomiast ilościowe stosunki między poszczególnymi typami inklinacji osi są bardzo podobne do proporcji uzyskanych w badaniach modelowych przy dużej amplitudzie przesuwu w podłożu (rys. 19b).



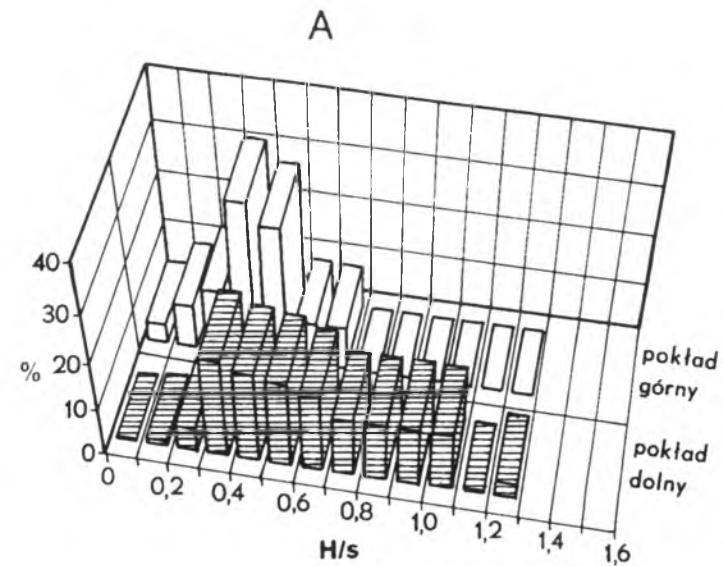
Rys. 18. Wykresy zależności między średnią orientacją  $\Theta$  i całkowitą długością / osi segmentów fałdów:  
 A – w populacji związanej z lokalną nieciągłością podłoża A (por. rys. 16), B – uzyskanej w pokrywie nad uskokiem przesuwczym na drodze eksperymentu laboratoryjnego (Odonne, Vialon, 1983)

Mierzono również wysokość fałdów  $H$  i ich długość falową  $s$ . W celu prześledzenia zmian geometrii w obrębie poszczególnych jednostek fałdowych pomiary te przeprowadzono dla dwóch warstw na przekrojach prostopadłych do osi fałdów. Do analizy wytypowano pokłady węgla, które na mapach i przekrojach kopalnianych są obiektami najdokładniej udokumentowanymi. Nie było jednak możliwe określenie zależności  $H/s$  dla tych samych dwóch pokładów w całym obszarze; badane jednostki fałdowe nie zawsze angażowały te same ogniwa karbonu. Dla maksymalnego zobiektywizowania wyników do analizy każdorazowo wybierano dwa dobrze udokumentowane pokłady oddzielone od siebie pakietem skalnym o grubości około 400 m. Pokłady, których ułożenie śledzono, aby wykonać pomiary długości falowej i wysokości fałdów, zostały oznaczone jako „pokład dolny” i „pokład górny” (rys. 20a). Rozkłady wskaźnika  $H/s$  (rys. 20a) wyznaczonego dla każdego fałdu, którego stopień udokumentowania umożliwił tego typu analizę,



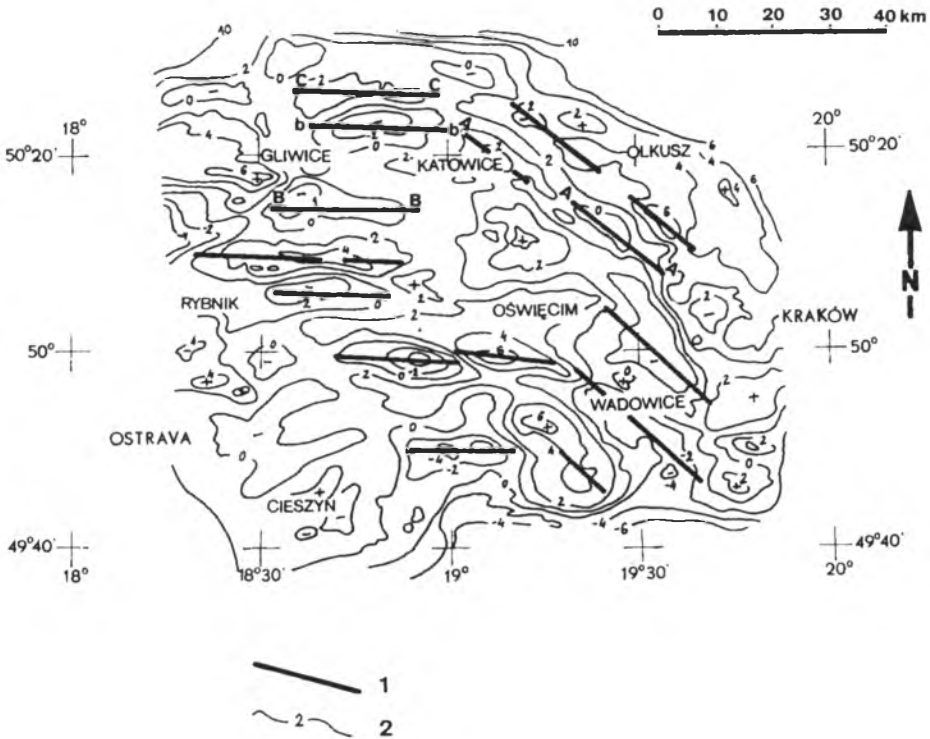
Rys. 19. Rozkład względnego kierunku pochylenia powierzchni osiowych:  
 A – w populacji fałdów w północnej części GZW, B – w populacji modelowej (O d o n n e, V i a l o n. 1983); 1 – inklinacja wewnętrzna, 2 – inklinacja zerowa, 3 – inklinacja zewnętrzna (por. tekst)

świadczą o większym stopniu skrócenia w niższych partiach fałdów występujących w północnej części GZW. Taka geometria pozwala zaliczyć badane fałdy do klasy 1A podziału strukturalnego według J. G. R a m s a y a (1967). Przy założeniu naduskokowej natury szeregów kulisowych fałdów wzrost intensywności sfałdowania w dolnych częściach fałdu jest efektem oczekiwanym. Rozkłady zależności  $H/s$  uzyskane w wyniku eksperymentu (O d o n n e, V i a l o n, 1983) dla kom-



Rys. 20. Histogramy zależności między wysokością ( $H$ ) i długością falową ( $s$ ) fałdów:

A – w badanym kompleksie, B – w modelu F. O d o n n e'a, P. V i a l o n a (1983). Parametry rozmiarowe fałdów w GZW były porównywane każdorazowo dla dwóch pokładów – „górnego” i „dolnego” (por. tekst). Średnia wartość  $H/s$  jest wyższa w dolnych partiach fałdów



Rys. 21. Mapa anomalii rezydualnej siły ciężkości w GZW w interwale 0–11 km (wg G o s z c z a, 1986, zmodyfikowano):

1 – lineamenty wg interpretacji A. G o s z c z a (1986), linie A, B i C odpowiadają hipotetycznym nieciągłościom podłoża w interpretacji autora (por. rys. 5 i 16), nieciągłości B i b, zlokalizowane pod uskokiem kłodnickim (B) i osią synkliny Bytomia (b), zostały uznane za główne struktury sejsmogeniczne w północnej części GZW (por. rys. 3), mniejsze znaczenie dla generacji wstrząsów przypisano nieciągłości A (por. rys. 3), umiejscowionej w podłożu uskoku wojkowicko-będzińskiego (por. rys. 28); 2 – izanomalie [ $10^{-3} \text{ ms}^{-2}$ ]

pleksu warstwowanego przykrywającego przemieszczające się bloki podłoża są podobne (rys. 20b).

Analiza archiwalnych materiałów geofizycznych obrazujących strukturę fundamentu krystalicznego terenu badań (rys. 21) wykazuje, że w podłożu szeregów fałdów kulisowych występują lineamenty, dające się wyznaczyć dzięki anomalnym wartościom pola siły ciężkości (G o s z c z, 1986). Lineamenty te można traktować jako nieciągłości, wzdłuż których mógł się odbywać ruch, który zainicjował zjawiska nadprzesuwce obserwowane w utworach karbońskich (G o s z c z, 1986).

Na podstawie dostępnych danych geofizycznych (K u r b i e l, 1979a, 1979b) i geologicznych (B o g a c z, 1980; K r o k o w s k i, 1980; B u k o w y 1984; C a b a ł a, T e p e r, 1990; B u ł a et al., 1994, 1997; C a b a ł a, 1995) można przypuszczać, że największa koncentracja i natężenie ruchów w tektogenezie waryscyjskiej musiały występować na północno-wschodniej nieciągłości granicznej, II, cokołu GZW (por. rys. 5). Równoległa do tej strefy granicznej pierwszego rzędu lokalna nieciągłość, A (rys. 16), koincyduje z linearną anomalią siły ciężko-

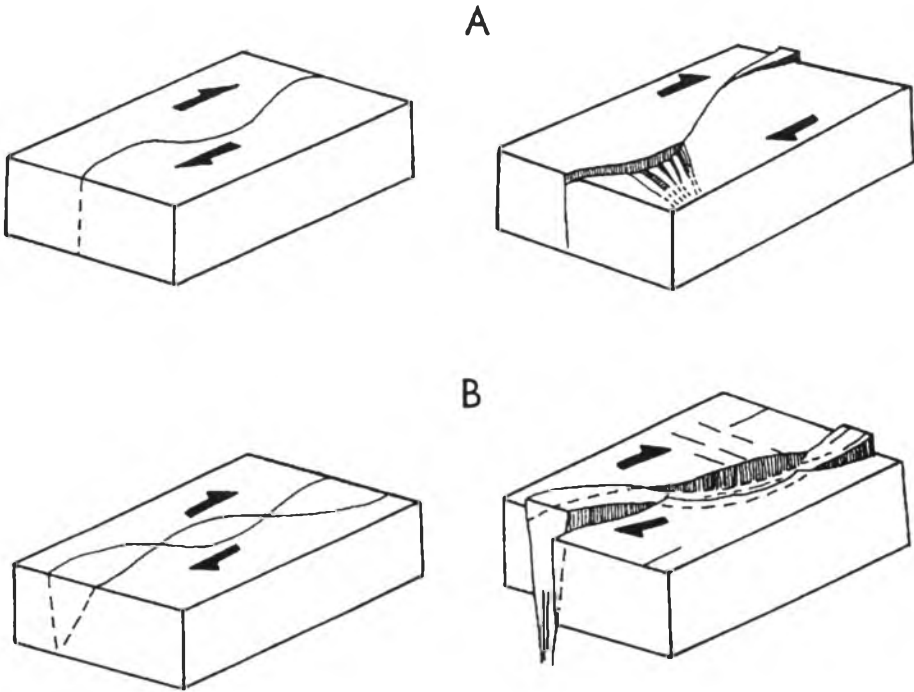


ści (por. rys. 21) i przebiegiem uskoku wojkowicko-będzińskiego (por. rys. 28). Przedstawione wyniki analizy cech geometrycznych fałdów zgrupowanych w ten szereg kulisowy oraz rezultaty wcześniejszych badań *B*-lineacji (Teper, 1988b) sugerują, że jedną z form ruchu wzdłuż tej dyslokacji w trakcie tektogenezy waryscyjskiej był prawoskrętny przesuw poziomy. Dyslokacja *A* generuje w kompleksie karbońskim taki sam układ struktur, jak nieciągłość graniczna, *II*, podłoża GZW (por. rys. 1, por. także: Bogacz, 1980; Krokowski, 1980; Bukowy, 1984; Cabała, Teper, 1990; Buła et al., 1994, 1997; Cabała, 1995). Ciąg fałdów *A* to skrajnie ku SW wysunięty pas struktur podporządkowany temu układowi. Można wnioskować, że obszar okonturowany liniami *II* i *A* (por. rys. 5) w górnym paleozoiku stanowił szeroką strefę zasięgu dynamicznego nieciągłości granicznej masywu górnosląskiego, która w trakcie tektogenezy waryscyjskiej funkcjonowała jako prawoskrętny uskok przesuwczy.

Partia obszaru badań położona na SW i W od nieciągłości *A* (por. rys. 16) charakteryzuje się odmiennym planem strukturalnym, podobnym do obserwowanego w znacznej części GZW (por. Kotas, 1985). Występują w niej ciągi fałdów *B* i *C*.

Hipotetyczna nieciągłość podłoża krystalicznego *B*, o kierunku subrównoleżnikowym, którą można korelować z lineamentem zaznaczającym się na mapie anomalii siły ciężkości pod szeregiem kulisowym brachyfałdów siodła głównego (por. rys. 5, 16 i 21), od lat siedemdziesiątych jest uznawana za strefę graniczną drugiego rzędu, oddzielającą segmenty masywu górnosląskiego zwane blokami: Bytomia i centralnym (Kotas, 1972). Strefę tę, nazwaną przez E. Herbich (1980) rozłamem górnosląskim, można było wyznaczyć także na podstawie interpretacji zdjęć satelitarnych (Bazyński, 1978). Orientacja osi fałdów w stosunku do osi ciągu oraz inne analizowane cechy geometryczne fałdów wskazują, że przyczyną powstania szeregu mogło być horyzontalne działanie pary sił, powodujące lewoskrętny zwrot przemieszczenia względnego wzdłuż tej dyslokacji wgłębnej. Analogiczny wniosek sformułowała E. Herbich (1980).

Kolejny subrównoleżnikowy pas brachyfałdów, nasunięć i fleksur, *C* (rys. 16), jest zlokalizowany nad strefą graniczną drugiego rzędu (Kotas, 1985), oddzielającą segmenty krystalinikum: blok Bytomia i blok Tarnowskich Gór (por. rys. 5). Ową nieciągłość podłoża, przyczynową w stosunku do opisywanego szeregu struktur kulisowych, *C*, można identyfikować z lineamentem zaznaczającym się na mapie anomalii rezydualnej siły ciężkości (por. rys. 21). Rezultaty analizy geometrii struktur fałdowych wskazują na prawoskrętne przemieszczenia przesuwcze w obrębie tej strefy granicznej jako prawdopodobną przyczynę powstania szeregu struktur *C* (rys. 16) w kompleksie karbońskim. Zachodni odcinek ciągu fałdów *C* obserwowano w OG KWK Miechowice, gdzie objawia się nasunięciami i fleksurami tzw. strefy stojącej i obalonej północnego skrzydła synkliny Bytomia (por. Teper, Pieczko, 1993). Kraniec pasa lokuje się w strefie wygasania synkliny Bytomia (lub zmiany kierunku jej osi – wg Stopy, 1964). Ze względu na udostępnienie wyrobiskami górnymi istniała możliwość przeprowadzenia bezpośrednich obserwacji i pomiarów tej części pasa *C* (Pieczko, 1991; Teper, Pieczko, 1993). Badania



Rys. 22. Cechy strefy przesuwczej wywołujące zmiany kierunku i wielkości wektora przemieszczenia wzdłuż dyslokacji oraz kompensację ruchu poziomego przez subsydencję i wypiętrzanie (wg Readinga, 1980):

A – efekt nieregularności przebiegu (krzyżowiny) powierzchni uskoku, B – efekt splatania się uskoków

wykazały, że morfologia miejscowych struktur tektonicznych ulegała ewolucji. Znalaziono świadectwa przekształcenia inicjalnych fałdów ze zginania w formy charakterystyczne dla fałdowania translacyjnego. Na mechanizm ścięciowy fałdowania zdają się wskazywać cechy geometryczne struktur określone w wyniku szczegółowego kartowania fragmentów tzw. serii stojącej i obalonej w OG KWK Miechowice (P i e c z k o, 1991). Możliwe jest zlokalizowanie i określenie orientacji powierzchni poślizgu, wzdłuż których odbywał się transport tektoniczny odpowiedzialny za makroskopowy efekt fałdowania. Powierzchnie te nie są na tyle gęste, by w mezoskali dać obraz nie zaburzonego fałdu (por. e.g. J a r o s z e w s k i, 1984), lecz właśnie dzięki temu można upatrywać jedną z przyczyn fałdowania w ścinaniu (T e p e r, P i e c z k o, 1993). Poligeniczny charakter mechanizmu fałdowania świadczy o tym, że struktura nie powstała w ciągłym akcie deformacji; za bardziej prawdopodobny można uznać etapowy przebieg tektogenezy. Wielofazowość jest zaś charakterystyczna dla powstawania fałdów naduskokowych w dyskretnych z natury procesach translacji lub transpresji (e.g. R a m s a y, H u b e r, 1987). Fazy tworzenia się i modyfikacji fałdów są w takich przypadkach związane z różnymi stadiami i zmiennym natężeniem ruchu przesuwczego wzdłuż dyslokacji podłoża. W środkowym odcinku pasa C, w obszarach kopalń Powstańców Śląskich, Julian, Andaluzja,

Jowisz i Grodziec, występują struktury podobne do opisywanych w KWK Miechowie. Fleksury i fałdy na tym odcinku ciągu zaburzą przebieg synkliny Bytomia, synkliny Gródkowa i antykliny Psar – Strzyżowic (T e p e r, 1988b). Sądząc z opisów S. D o k t o r o w i c z a - H r e b n i c k i e g o (1935) i analizy dostępnych archiwalnych map kopalnianych, niektóre ze struktur środkowej części pasa C mogą mieć geometrię i naturę fałdów oblekających (T e p e r, w druku). Fałdy oblekające – *drape folds* – są odmianą fałdów ze zginania poprzecznego, powstającą wskutek działania składowej pionowej ruchu wgłębnych bloków uskokowych (J a r o s z e w s k i, 1994b, s. 210). Ich występowanie świadczyłoby o lokalnej dominacji ruchów pionowych na tym odcinku nieciągłości podłoża – C. Zjawiska zmiany kierunku i wielkości wektora przemieszczenia wzdłuż dyslokacji (rys. 22) są nader często opisywane jako charakterystyczne cechy systemów tektoniki przesuwczej (e.g. H a r l a n d, 1971; R a m s a y, 1980; R e a d i n g, 1980; J a r o s z e w s k i, 1984; R a m s a y, H u b e r, 1987; M a n d l, 1988). Oś ciągu C przebiega następnie przez północne skrzydła zachodnich segmentów synform jednostki synklinalnej Malinowic (T e p e r, 1990a). W obrębie jednostki Malinowic pas C przecina się z opisywanym wcześniej szeregiem A. Diagram punktowy (por. rys. 15), ukazujący dyspersję pomiarów położenia warstw w tej jednostce, ujawnia dwumodalność azymutów struktur planarnych; orientacja biegunów trzech brachysynklin tworzących jednostkę synklinalną Malinowic odpowiada kierunkowi struktur fałdowych szeregu NW–SE (290/5°), natomiast przebieg WSW–ENE całej struktury jest wynikiem nałożenia się na fałdy fleksur o orientacji 55/12°. Fleksury te, podobnie jak i pozostałe formy zaburzeń w opisywanym szeregu, mogły powstać w efekcie prawoskrętnego przesuwu wzdłuż nieciągłości podłoża o kierunku subrównoleżnikowym.

#### **Wykorzystanie cech geometrycznych fałdów do wyznaczania wielkości przemieszczenia na uskockach wgłębnych**

J. G. R a m s a y i R. H. G r a h a m (1970) opracowali metodę obliczania wartości minimalnego przemieszczenia poziomego wzdłuż dyslokacji, opartą na określaniu naprężenia ścinającego występującego w strefie dynamicznego zasięgu uskoku w fazie przesuwczej jego aktywności. Naprężenie ścinające można określić na podstawie wielkości rotacji struktur linearnych odzwierciedlających przebieg osi makrofałdów –  $L_i$ . W zaproponowanej metodzie (R a m s a y, G r a h a m, 1970) do wyznaczenia rotacji wykorzystuje się zróżnicowanie kąta  $\theta$ , jaki tworzą osie fałdów z kierunkiem wektorów ścinania w podłożu. Struktury  $L_i$  rotują od kąta początkowego  $\theta$ , mierzzonego w brzeżnej partii strefy dynamicznego zasięgu uskoku, do kąta  $\theta'$  – w partii centralnej.

Wielkość naprężenia ścinającego jest proporcjonalna do (R a m s a y, G r a h a m, 1970):

$$\gamma = \cot \theta' - \cot \theta, \quad (2)$$

natomiast wartość minimalnego przemieszczenia poziomego  $s$  wzdłuż uskoku wynosi (R a m s a y, G r a h a m, 1970):

$$s = \bar{\omega} * \gamma, \quad (3)$$

gdzie  $\bar{\omega}$  jest szerokością aktywnej strefy przyprzesuwczej.

Do opisanej metody kwantyfikacji dynamiki strefy przesuwczej należy podchodzić z pewną ostrożnością. Wskazują na to zastrzeżenia, jakie zgłoszono przy wcześniejszych próbach wykorzystania przedstawionego algorytmu do obliczania wielkości przemieszczenia poziomego na uskokach wglębnych. F. O d o n n e, P. V i a l o n (1983) otrzymali mniejsze wartości  $s$  od tych, które istotnie zastosowali w trakcie badań eksperymentalnych, co może sugerować, że fałdy nie angażują całości naprężenia ścinającego. Badacze ci donieśli jednocześnie, że wartości  $\gamma$  oznaczone dla różnych warstw w obrębie pokrywy nie są identyczne. Częściowe wyjaśnienie takiego zróżnicowania  $\gamma$  przyniosły wyniki badań S. I. S h e r m a n a et al. (1983), którzy stwierdzili na drodze eksperymentalnej, że szerokość dynamicznego oddziaływania rozłamu jest uzależniona nie tylko od wielkości sił i tensora deformacji, ale także od grubości osadów i lepkości materiału. Z kolei W. B. H a r l a n d (1971) zauważył, że w długotrwałym reżimie transpresji osie fałdów mogą zostać zrotowane w kierunku uskoku przesuwczego bez udziału adekwatnego przesuwu poziomego, pod warunkiem silnego działania składowej kompresyjnej. Nie można ponadto negować możliwości rekurencji ruchów poziomych wzdłuż badanych nieciągłości. Modyfikacje geometrii struktur fałdowych, będące następstwem takiego zjawiska, mogą być źródłem kolejnych niedokładności wyników obliczeń amplitudy przesuwu (T e p e r, 1989).

Autorzy cytowanych uwag krytycznych wyrażają zgodną opinię, że metoda J. G. R a m s a y a, R. H. G r a h a m a (1970), mimo wymienionych braków, umożliwia wiarygodną ocenę skali dynamiki procesu przyczynowego.

Algorytm J. G. R a m s a y a, R. H. G r a h a m a (1970) zastosowano do wyznaczenia naprężenia ścinającego  $\gamma$  i minimalnego przemieszczenia poziomego  $s$  na dyslokacjach podłoża, uznanych za przyczynowe w stosunku wyróżnionych ciągów fałdów w północnej części GZW (por. rys. 16). Do określenia  $\gamma$  wykorzystano równania krzywych (por. rys. 17) opisujące zróżnicowanie orientacji zrotowanych segmentów osi fałdów. Za licznymi badaczami (e.g. W i l c o x et al., 1973; H a r d i n g, 1974) przyjęto zgodność położenia początkowego osi fałdów z orientacją dłuższej osi elipsoidy deformacji. Otrzymane wartości  $\gamma$  i  $s$  odnoszą się do waryscyjskiego okresu aktywności uskoku.

Dla uskoku **A** (por. rys. 16), uznanego za południowo-zachodnią dyslokację brzeżną strefy granicznej **II** (por. rys. 5), uzyskano  $\gamma = 1,54$ . Obliczone na podstawie  $\gamma$  minimalne przemieszczenie poziome  $s$  na tym uskoku wynosi w przybliżeniu 7,8 km.

Dla uskoku **B** (por. rys. 16), wyznaczonego w podłożu brachyantyklin siodła głównego, otrzymano  $\gamma = 2,01$ . Minimalna amplituda wglębnego przesuwu poziomego  $s$  na dyslokacji **B**, obliczana według wzoru (3), jest równa około 10 km.

Dla dyslokacji C (por. rys. 16), uznanej za przyczynową w stosunku do ciągu struktur fałdowych występujących na północ od synkliny Bytomia, uzyskano  $\gamma = 1,75$  i minimalne przemieszczenie poziome  $s \cong 10,5$  km.

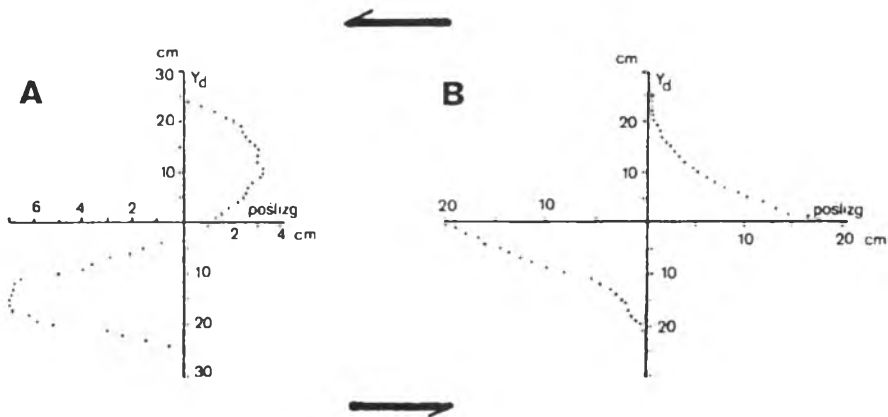
Szacunkowe oznaczenie całkowitego naprężenia ścinającego  $\gamma$ , funkcjonującego w tym samym okresie w strefie nieciągłości granicznej, II, masywu górnośląskiego (por. rys. 5), wykonane metodą J. G. R a m s a y a, R. H. G r a h a m a (1970), daje wartość  $\gamma \geq 2,6$  (T e p e r, 1988b). Oznacza to, że minimalna wartość amplitudy poziomego przesuwu w tej strefie granicznej ponad dwuipółkrotnie przekracza całkowitą szerokość strefy. Wartość minimalna przemieszczenia  $s$  w strefie granicznej II została oszacowana na 73 km.

Przeprowadzenie analizy geometrii zafałdowań kompleksu karbońskiego dało korzystny rezultat, cenny dla dalszych rozważań sejsmotektonicznych. Jest nim dostarczenie świadectw na to, że część zachodnia badanego obszaru może być podścielona przez blok Bytomia wraz z jego strefami granicznymi, a część wschodnia – przez partię pierwszorzędowej strefy granicznej II masywu górnośląskiego (por. rys. 5). Warunki deformacji obydwu bloków podścielających badany kompleks skalny były odmienne. Z takiego położenia obszaru badań może zatem wynikać stwierdzona odrębność planów strukturalnych części zachodniej i wschodniej.

### 3.2.2. Zjawiska przesuwu międzywarstwowego

Badania laboratoryjne modeli warstwowanych kompleksów osadowych podścielonych poruszającymi się względem siebie sztywnymi płytami (e.g. G z o v s k i, 1975; O d o n n e, V i a l o n, 1983) wykazują, że przemieszczenia bloków podłoża wzdłuż uskoku przesuwczego wywołują przesuw na granicy między podłożem a pokrywą i na powierzchniach oddzielności warstw pokrywy. W czasie ruchu na uskoku podłoże pociąga za sobą dolne pokłady pokrywy z większą siłą niż górne, co powoduje względny ruch między pokładami pakietu pokrywy wzdłuż tworzących się wówczas płaszczyzn ścinania, równoległych do powierzchni kontaktu podłoże – pokrywa. Kierunek i zwrot poziomego ścinania w pokrywie są zgodne z kierunkiem i zwrotem transportu tektonicznego na uskoku podłoża, zatem obserwowane przemieszczenia względne pokładów pokrywy charakteryzują się zwrotem przeciwnym (rys. 23). Bezpośrednio nad pionową płaszczyzną uskokową wartość przesuwu międzywarstwowego jest równa zero (O d o n n e, V i a l o n, 1983).

Przejawy przesuwu międzywarstwowego w kompleksie karbońskim północnej części GZW bywały dotąd wzmiankowane (M a j e w s k i et al., 1983; G o s z c z, K u ś, 1985; K u ś, G o s z c z, 1985; K u ś, 1988; T e p e r, 1989, 1990b; G r z y b e k, 1996). W niektórych strefach zaburzeń grubości i ciągłości pokładów węgla stwierdzano poziome płaszczyzny ścinania (T e p e r, 1990b). Wystę-



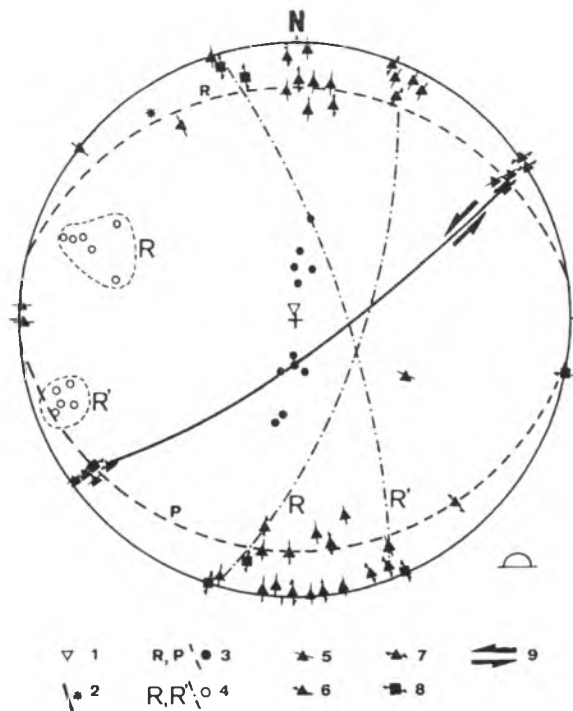
Rys. 23. Przesuw międzywarstwowy wywołany ruchem przesuwczym na nieciągłości podłoża (wg badań laboratoryjnych F. O d o n n e'a, P. V i a l o n a, 1983):

A – wewnątrz pakietu pokrywy, B – na granicy między pokrywą i podłożem,  $y_d$  – odległość od projekcji dyslokacji podłoża (na schematach A i B – zgodnej z osią poziomą)

powanie oznak poziomego ścinania skłaniało do przyjęcia hipotezy o tektonicznym charakterze odkształcenia warstw w owych strefach (G o s z c z, K u ś, 1985; K u ś, G o s z c z, 1985; K u ś, 1988; T e p e r, 1989, 1990b, G r z y b e k, 1996). Spośród rozlicznych przykładów przemieszczeń międzywarstwowych notowanych w górotworze GZW (T e p e r, 1988b) strefy redukcji miąższości pokładów wyróżniają się wieloma cechami, które czynią z nich wdzięczne obiekty obserwacji:

- Występują powszechnie na całym terytorium Zagłębia i w każdym odcinku profilu karbonu produktywnego.
- Ze względu na stosunkowo niewielkie rozmiary w poziomie i ograniczenie w pionie do jednego pokładu ujawnione zostają na ogół w trakcie prac przygotowawczych lub eksploatacyjnych. Dzięki temu są dobrze odsłonięte, udostępnione frontami i obcinkami ścian oraz chodnikami przyścianowymi, co daje możliwość obserwacji odkształceń w różnych fazach postępu wyrobisk i w różnych przekrojach.
- Bogaty materiał mezotektoniczny stwierdzany w granicach zaburzeń pozwala zastosować aparat analizy strukturalnej, z kolei zróżnicowanie inwentarza obserwowanych mezostruktur umożliwia weryfikację wyników analizy na kilka sposobów.

Obserwacje i pomiary stref deformacji pokładów przeprowadzano w kopalniach: Julian, Jowisz, Grodziec, Paryż, Klimontów-Porąbka i Sosnowiec. Ich wyniki były zestawiane na diagramach. Przykładowy diagram przytoczony na rys. 24, reprezentatywny dla większości badanych stref redukcji pokładów, przedstawia orientację drobnych elementów tektonicznych w strefie zaburzenia pokładu 816, w partii Bory, w obszarze górniczym kopalni Grodziec (lokalizacja przedstawiona na rys. 16, por. także mapę obszarów górniczych na rys. 28). Z owego diagramu

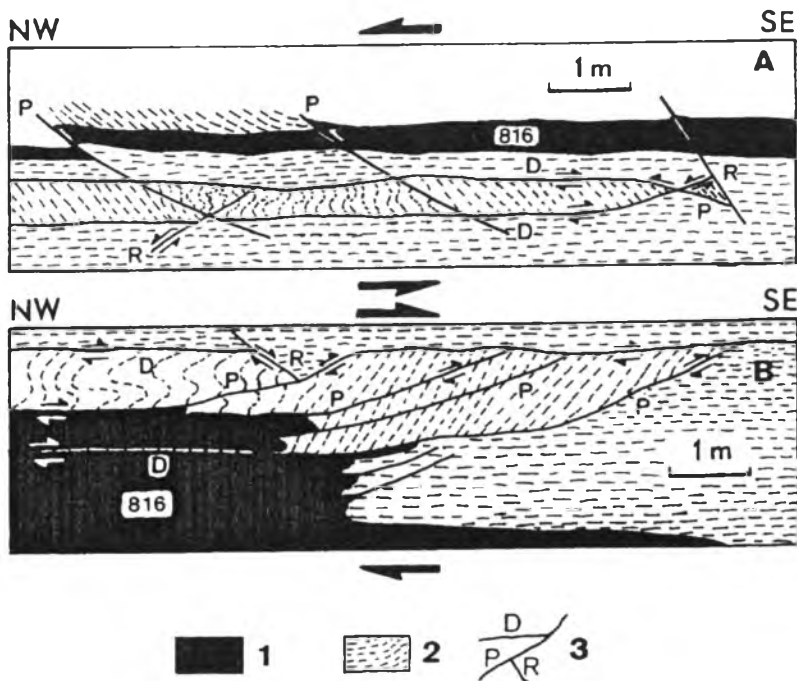


Rys. 24. Dokumentacja mezostruktur tektonicznych w strefie poziomego ścinania w sąsiedztwie pokładu 816 w obszarze górniczym kopalni Grodziec, partia Bory (lokalizacja przedstawiona na rys. 16, por. także mapę obszarów górniczych na rys. 28):

1 – biegun wypadkowej orientacji warstwowania, 2 – położenie uskoku Bory – lokalnego uskoku głównego, 3 – położenie uskoki drugorzędne (por. rys. 25a), 4 – strome uskoki drugorzędne, 5 – rysy ślizgowe bez możliwości interpretacji zwrotu ruchu względnego, 6 – rysy dokumentujące przesuw lewoskrętny, 7 – rysy dokumentujące przesuw prawoskrętny, 8 – kulisowe szeregi drobnych żeber tektonicznych, 9 – zwrot transportu tektonicznego wzdłuż powierzchni uskoku głównego

można odczytać wiele istotnych informacji na temat kinematyki odkształcenia, takich jak:

- występowanie poziomych i połączonych rys ślizgowych na zlustrowanych powierzchniach uskoku głównego i uskoku doń równoległych oraz połączonych osie szeregów kulisowych drobnych żeber tektonicznych (e.g. B a h a t, 1986) na tychże powierzchniach, dokumentujące fazę horyzontalnego przesuwu wzdłuż strefy uskokowej;
- orientacja tektoglifych asymetrycznych dokumentująca zwrot przemieszczenia w strefie dyslokacyjnej (w prezentowanym przypadku – lewoskrętny);
- występowanie dwóch zespołów stromych ślizgów opierających uskok główny oraz obecność tektoglifych asymetrycznych na powierzchniach struktur obu zespołów charakteryzujących się przeciwnymi zwrotami, pozwalająca interpretować je jako system ścieć typu  $R$  i  $R'$  (por. rys. 24);



Rys. 25. Strefy poziomego ścinania w sąsiedztwie pokładu 816:

A – rejon deformacji pokładu w obszarze górniczym kopalni Grodziec, partia Bory (lokalizacja przedstawiona na rys. 16, por. także mapę obszarów górniczych na rys. 28), B – rejon zaburzenia miąższości pokładu w obszarze górniczym kopalni Paryż, ściana 605 (lokalizacja j.w.).

1 – pokład 816, 2 – powierzchnie warstwowania w hupkach, 3 – powierzchnie ślizgów. Widoczne są domeny ze ścinania (mikrolityny, łuski) ograniczone ślizgami *R*, *P* i *D*, formujące drobnoskalowe dupleksy kontrakcyjne. Zreorientowane wewnątrz domen powierzchnie warstwowania tworzą teksturę kompresyjną (sensu T c h a l e n k o, 1968). Wektory są wskaźnikami kinematycznymi (ilustrują zwrot ruchu na powierzchniach ślizgów i generalny zwrot transportu tektonicznego w strefach)

- obecność dwóch komplementarnie sprzężonych zespołów połogich ścięć, z których jeden grupuje w większości drobne uskoki nasuwce, a drugi – normalno-zrutowe; obydwa zespoły obfitują w tektoglify świadczące o przemieszczeniu o kierunku zgodnym z nachyleniem powierzchni zlustrowanych;
- zlustrowanie powierzchni warstwowania z rysami dokumentującymi przesuw międzyławicowy (w przedstawianym przypadku – prawoskrętny).

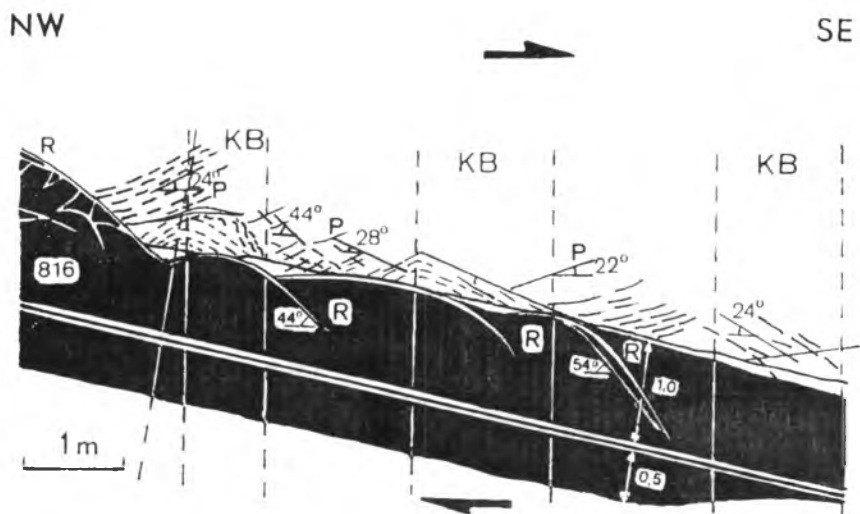
Połogie ślizgi normalne i inwersyjne, występujące często w sprzężonych systemach, można utożsamiać ze ścięciami typu *P*, *R* i *R'*, powstającymi w przesuwczym polu naprężeń w strefach poziomego ścinania (T c h a l e n k o, 1968). Zarówno w skałach spągowych (rys. 25a), jak i w stropach oraz w samych pokładach (rys. 25b) stwierdzono występowanie struktur porównywalnych ze strefami poziomego ścinania otrzymanymi na drodze eksperymentalnej (T c h a l e n k o, 1968). Są one ograniczone połogimi powierzchniami ślizgowymi. Częstotliwość i intensywność występowania stref poziomego ścinania wykazują dodatnią korela-



cję z pokładami, w obrębie których lub w najbliższym sąsiedztwie spotyka się horyzonty silnie plastycznych skał ilastych.

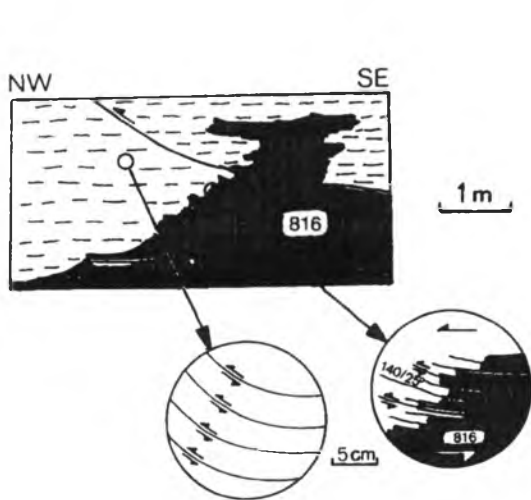
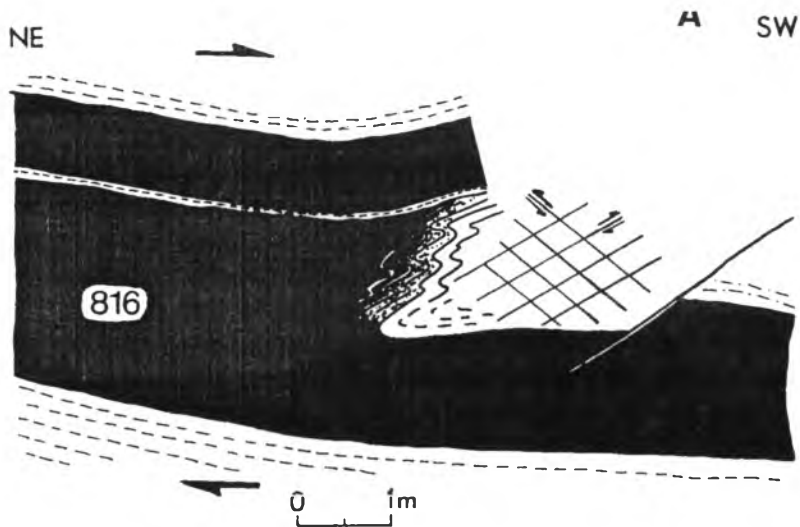
Ścinia typu *P*, *R* i *R'* wydzielają wewnątrz stref (por. rys. 25) fragmenty nie skliważowane, tzw. domeny (lub mikrolitony). Domeny te są wygięte sigmoidalnie i wykazują jednokierunkowe nachylenie na dominującym odcinku, tworząc struktury imbrykacyjne, które można porównać do drobnoskalowych dupleksów (T a n n e r, 1992). Mianem dupleksu określa się ciała nasunięte, rozbite w trakcie ruchu na wiele bloków rozdzielonych powierzchniami poślizgu (J a r o s z e w s k i, 1994a, s. 159). W obrębie segmentów dupleksów występujących w skałach karbonu GZW zaobserwowano zmianę zalegania warstwowania łupków w stosunku do partii nie zaangażowanych przez ścinanie, leżących na zewnątrz strefy (por. rys. 25). Owa bardzo charakterystyczna reorientacja położenia warstw (krenulacja), powodująca powstanie tzw. tekstury kompresyjnej (T c h a l e n k o, 1968) w obrębie mikrolitonów, oraz geometria imbrykacyjnej struktury dupleksowej dokumentują zjawisko przesuwu międzywarstwowego, a także pozwalają na wyznaczenie kierunku i zwrotu przemieszczeń na połączonych powierzchniach poślizgu (e.g. T c h a l e n k o, 1968; T a n n e r, 1992; S t o c k, 1992).

W granicach poziomych stref ścinania rozpoznano pasma kolankowe typu *kink band*. Pasmami kolankowymi nazywa się wąskie strefy skupiające fałdy załomowe (lub kolankowe), występujące w formie asymetrycznych zygzaków (J a r o s z e w s k i, 1994b, s. 187). Są one traktowane jako zgięciowo-fałdowy odpowiednik zaczątkowego ścinania, który pojawia się w warunkach utrudniających ogólny, rozproszony posuw fałdowy (J a r o s z e w s k i, 1994b, s. 188).



Rys. 26. Występowanie pasm kolankowych – *kink band* (KB) w strefie poziomego ścinania w stopniu pokładu 816 – szkic tektoniczny odśrończenia we froncie ściany 606 w obszarze górniczym kopalni Paryż (lokalizacja przedstawiona na rys. 16, por. także mapę obszarów górniczych na rys. 28).

Na szkicu zaznaczono przerost ilowca plastycznego występujący około 1 m poniżej stopu pokładu. Pozostałe oznaczenia jak na rys. 25



Rys. 27. Nasunięcia wywołane przesuwem międzywarstwowym w strefie poziomego ścinania w stropowej partii pokładu 816 (lokalizacja przedstawiona na rys. 16, por. także mapę obszarów górniczych na rys. 28):

A – nasunięcie i stowarzyszone z nim fałdy ciągnięte – szkic tektoniczny odsłonięcia w ośrodku pochylni 12 w obszarze górniczym kopalni Paryż, B – zespół drobnych, połączonych nasunięć powodujących wzrost miąższości pokładu – szkic tektoniczny odsłonięcia w ośrodku chodnika 3a w obszarze górniczym kopalni Grodziec, partia Bory, w sąsiedztwie ściany 208. Pozostałe oznaczenia jak na rys. 25

W pasmach kolankowych wyodrębnionych w poziomych strefach ścinania w GZW (rys. 26) ławice zapadają jednostajnie, pod kątem 35–45° do kierunku głównego ruchu. Jak analogiczne pasma uzyskane w wyniku badań modelowych

(Tchalenko, 1968; Donath, 1968; Weiss, 1968), kink bandy w skałach GZW naśladują kierunek ścięć typu *R*. Eksperymenty laboratoryjne poparte wynikami badań terenowych (Pratt, 1992) wskazują, że taki typ struktur tworzy się jedynie wówczas, gdy kompresja jest skierowana równolegle do warstwowania (maksymalne naprężenie ściskające  $\sigma_1$ , zorientowane pod kątem  $< 5^\circ$  w stosunku do nie zaburzonego pakietu warstw). Analiza dynamiki stref poziomego ścinania, bazująca na geometrii pasm kolankowych, przynosi zatem identyczne informacje jak analiza mezostruktur zilustrowanych na rys. 24 i 25.

Redukcja pokładów następuje czasem wzdłuż regularnej płaszczyzny o cechach dyslokacji, której towarzyszą liczne struktury opierające (Teper, 1988b), innym razem obserwuje się ciągle przejścia od form przypominających wyklinowania typu sedymentacyjno-facjalnego do typowych struktur dysjunktywnych (Teper, 1988b). W obrębie stref deformacji pokładów węgla widoczne są ponadto nasunięcia i stowarzyszone z nimi fałdy ciągnięte, potwierdzające plastyczne warunki deformacji (rys. 27). Struktury deformacyjne tego rodzaju, obserwowane w innych częściach GZW, były traktowane jako wskaźniki diagenetycznych warunków tworzenia się redukcji pokładów (Grzybek, 1988, 1997). Wskazanie na wczesne etapy diagenetyki jako środowisko, w którym następowała deformacja, jak przyznaje autor wzmiankowanej koncepcji (Grzybek, 1996, 1997), nie jest jednak równoznaczne z wykluczeniem tektonicznych przyczyn powstawania stref zaburzeń miąższości. Zjawiska translacyjnego nasuwania się stropowej części pokładów wzdłuż poziomych i połączonych powierzchni nieciągłości, których naturę można określić dopiero w mezo- lub mikroskali (rys. 27b), bywały również opisywane jako stylolity (Majewski et al., 1983).

W stropowej partii pokładu 816 w obszarach górniczych kopalń Paryż i Grodziec spotykano struktury wykazujące podobieństwo geometryczne do niecyldrycznych fałdów futerałowych – *sheath folds* – do tej pory traktowane jako rozszczepienia pokładów. Formy te przypominają skrajnie asymetryczne fałdy o poziomo zorientowanych osiach i zakrzywionych przegubach. Towarzyszą im silne zmięcia i zafałdowania w plastycznych skałach „międzypokładowych”. Podobne cechy mają fałdy futerałowe, obserwowane w naturalnych kompleksach skalnych (Henderson, 1981; Evans, White, 1984; Lacassin, Mattauer, 1985; Mies, 1993) i generowane w warunkach laboratoryjnych (Cobbold, Quinquis, 1980). Fałdy takie tworzą się w plastycznym reżimie deformacji, a ich geometria jest przydatna w rekonstruowaniu kinematyki. Do udowodnienia skrajnego odchylenia od cylindryczności struktur stwierdzonych w kopalniach GZW są konieczne dokładniejsze badania. Obecność fałdów futerałowych w badanej części zagłębia byłaby kolejnym wskaźnikiem dominującej lokalnie roli ścinania wzdłuż płaszczyzny poziomej. Transport tektoniczny w obrębie strefy zaburzeń, dający się wyznaczyć z orientacji hipotetycznych fałdów futerałowych, ma kierunek i zwrot zgodny z wynikami uzyskanymi w trakcie analizy kinematyki innych przejawów przesuwu międzywarstwowego.

Przesuw międzywarstwowo odpowiedzialny za powstanie opisywanych w tym rozdziale tektonicznych zaburzeń miąższości pokładów węgla jest zjawiskiem

obserwowanym powszechnie w ośrodkach warstwowych poddanych działaniu tensora naprężeń, którego składowe główne  $\sigma_1$  i  $\sigma_3$  są zorientowane poziomo, a pośrednie naprężenie główne  $\sigma_2$  – skierowane pionowo (e.g. O d o n n e, V i a l o n, 1983; J a r o s z e w s k i, 1994b). Przesuw międzywarstwowy jest przyczyną tworzenia się szeregów fałdów ze ścinania i modyfikacji geometrii fałdów. Skrzydła takich fałdów, ze względu na lokalny układ naprężeń, są miejscami szczególnie predestynowanymi do powstawania stref zaburzeń i redukcji pokładów wskutek rozwoju poziomych powierzchni ścinania. Obserwowane miejsca deformacji pokładów lokalizują się w utworach zalegających ponad przyczynowymi dyslokacjami przesuwczymi postulowanymi w wyniku badań fałdów (por. rozdz. 3.2.1 i rys. 16). Występują ze szczególną intensywnością w połowie szerokości strefy zasięgu oddziaływania owych nieciągłości w skałach karbońskich (licząc odległość od śladu uskoku do granic strefy zasięgu dynamicznego na rozpatrywanym poziomie). Kierunek i zwrot przesuwu międzywarstwowego obserwowanego w strefach tektonicznych redukcji pokładów są uwarunkowane dynamiką struktur przyczynowych. Kierunek przebiegu stref deformacji pokładów jest przeważnie zbliżony do kierunku osi szeregów kulisowych fałdów określonych jako naduskokowe (por. rys. 16, 31 i 33) oraz do kierunku biegu uskoków uznanych za potomne, homotetyczne uskoki zrzutowo-przesuwcze (rys. 31 i 33) zainicjowane ruchami w podłożu wzdłuż nieciągłości przyczynowych. Jest zatem zgodny z wektorem  $\sigma_1$ . Mniejsza liczba stref zaburzeń jest związana kierunkowo z minimalnym naprężeniem głównym  $\sigma_3$ . Ta grupa zjawisk jest stowarzyszona z zespołem uskoków potraktowanych jako antytetyczne uskoki zrzutowo-przesuwcze (por. rys. 31 i 33). Węzły uskoków obydwu wspomnianych zespołów są punktami szczególnie podatnymi na powstawanie stref deformacji pokładów. Przedstawiona analiza kierunku i zwrotu zjawisk przesuwu międzywarstwowego daje wyniki zgodne z rezultatami badań fałdów i uskoków, uwiarygodniając model kinematyki tej części zagłębia. Zwrot względnego przemieszczenia poziomego obserwowany w granicach stref zaburzeń jest przeciwny do zwrotu transportu tektonicznego macierzystego skrzydła uskoku wyznaczanego w podłożu. Identyczny efekt uzyskiwano eksperymentalnie w trakcie badania skutków, jakie w ośrodkach warstwowych wywołuje ruch przesuwczy w podłożu (e.g. G z o v s k i, 1975; O d o n n e, V i a l o n, 1983).

Badania laboratoryjne analogów skał (H a r r i s, C o b b o l d, 1984) wykazują też, że komplementarne zespoły ścięć związane z przesuwem międzywarstwowym mogą powodować typ zaburzeń podobny do obserwowanych w pokładach węgla w badanej części GZW. W eksperymencie (H a r r i s, C o b b o l d, 1984) pakiet warstw zapadających monoklinalnie pod niewielkimi kątami poddawano prostemu ścinaniu. Deformacja, której ulega ośrodek w takich warunkach, przejawia się powstaniem połączonych powierzchni poślizgu, którym towarzyszą silne redukcje miąższości warstw (H a r r i s, C o b b o l d, 1984). Ścinanie wzdłuż powierzchni oddzielności warstw otrzymuje się również w wyniku trójosiowego ściskania próbek skał warstwowych, gdy maksymalne naprężenie główne  $\sigma_1$  jest zorientowane w stosunku do foliacji pod kątem  $30^\circ$ , czyli zgodnie z kierunkiem

najniższej wytrzymałości na ściskanie (Kwaśniewski, Mogi, 1996). Co więcej, płaszczyzny ścinania w tej grupie bywają równoległe do minimalnego naprężenia głównego  $\sigma_3$  (Kwaśniewski, Mogi, 1996). Regionalne przykłady zaburzeń, które żywo przypominają typ deformacji spotykany w karbonie GZW (wzrost miąższości warstw i jej redukcja do całkowitego wyklinowania włącznie, obecność rozszczepień, zespołów ścieg  $P$  i  $R$ , nasunięć oraz tekstury kompresyjnej), podaje J. Grocott (1981), opisując strefy ścinania w obrębie wydzielen litologicznych o wyraźnej anizotropii.

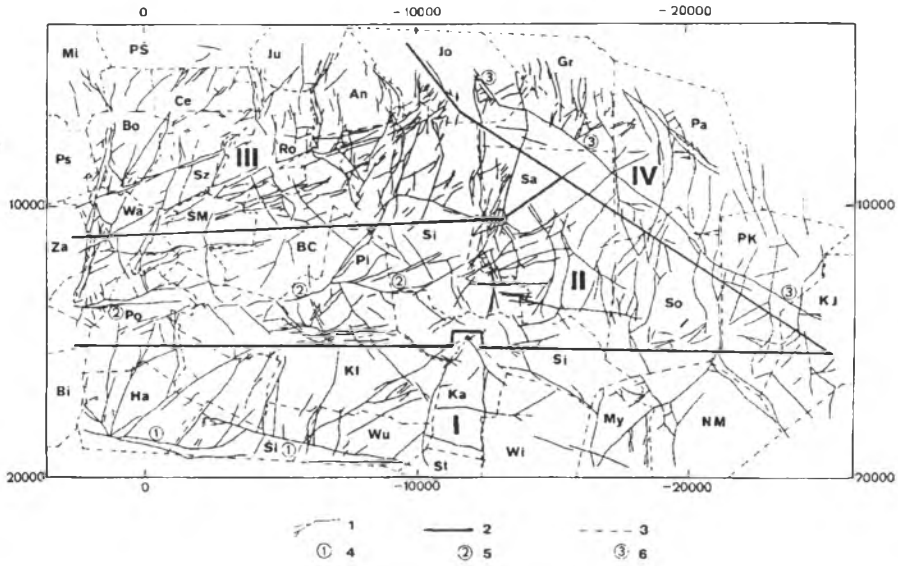
Cytowane rezultaty badań modelowych, laboratoryjnych i regionalnych (Gzowski, 1975; Grocott, 1981; Odonne, Vialon, 1983; Harris, Cobbold, 1984; Kwaśniewski, Mogi, 1996) dostarczają dodatkowego poparcia dla sformułowanej na podstawie obserwacji tezy, że przemieszczenia międzywarstwowe w górotworze karbońskim północnej części GZW mają naturę odkształceń tektonicznych. Z kolei przytoczona analiza cech geometrycznych struktur utworzonych w wyniku przesuwu międzywarstwowego pozwala uznać za prawdopodobne, że lokalny tensor deformacji kompleksu osadowego każdorazowo był związany z horyzontalnym działaniem pary sił wzdłuż odnośnej nieciągłości podłoża.

### 3.2.3. Uskoki i zjawiska pokrewne

Postępy badań nad siecią uskokową północnej części GZW relacjonowano we wcześniejszych pracach (e.g. Teper et al., 1986; Teper, 1988a, 1988b, 1989; Cabała, Teper, 1990; Teper, Idziak, 1994; Teper, Sagan, 1995).

Cechy geometryczne uskoków, drobnych ślizgów i spēkań obserwowano i opisano w obszarach górniczych wszystkich kopalń zlokalizowanych w badanej części GZW (por. rys. 28). Obserwacje i pomiary w wyrobiskach górniczych umożliwiły wyznaczenie wektorów przemieszczenia rzeczywistego na uskokach, którego znajomość ma istotne znaczenie dla prawidłowego określenia warunków deformacji. W opracowaniach dokumentacyjnych przemieszczenie rzeczywiste nie jest oznaczane; określany jest wyłącznie stosunek kąta upadu powierzchni uskokowej do pozornego przemieszczenia warstw. Stwierdzono, że większość uskoków, bez względu na przynależność do zespołu kierunkowego, ma cechy zarówno dyslokacji normalno-zrzutowych, jak i przesuwczych. Szczegółowe opisy uskoków zawiera wcześniejsza praca (Teper, 1988b).

Badania własne oraz analiza map poziomych, pokładowych, przekrojów geologicznych i innych różnoskalowych materiałów archiwalnych pozwoliły na stworzenie przestrzennego modelu prezentującego styl zdyslokowania górotworu. Dzięki systemowi rozcinki złóż niejednokrotnie możliwe było prześledzenie przebiegu dyslokacji nie tylko w płaszczyźnie poziomej, ale i w przekroju pionowym; umożliwiło to sporządzenie trójwymiarowej charakterystyki morfologii powierzch-

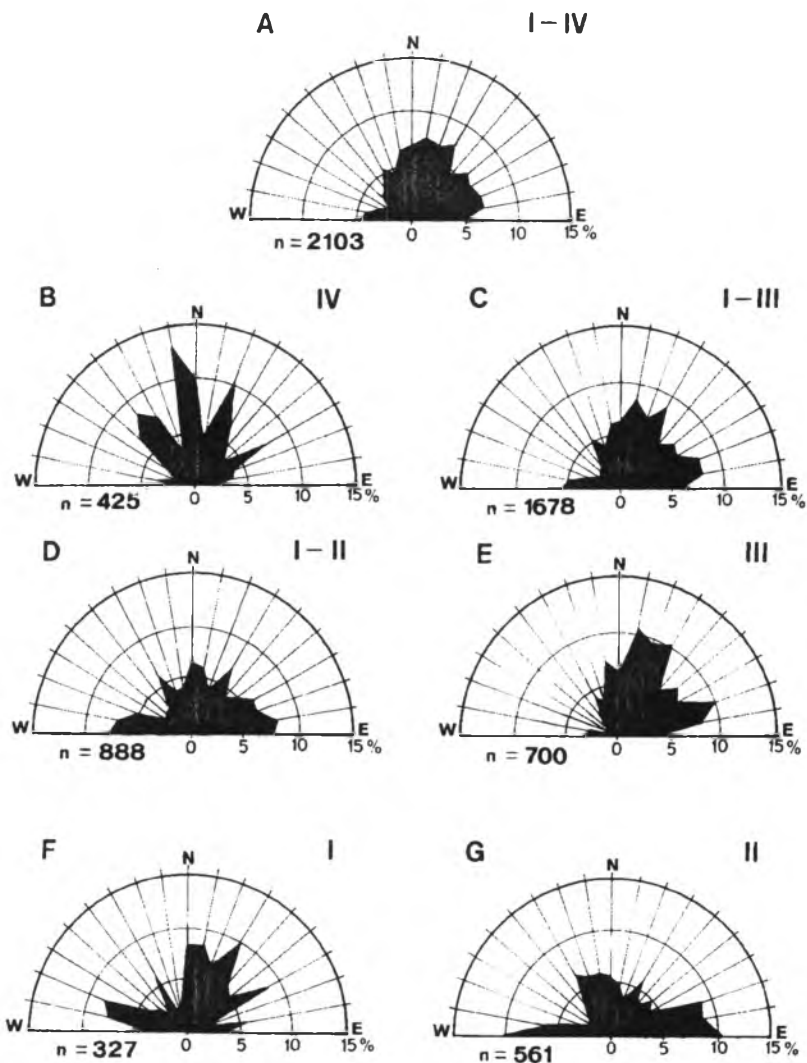


Rys. 28. Mapa sieci dyslokacji obszaru (lokalizacja – por. rys. 1) wytypowanego do analizy strukturalnej (por. rozdz. 3.2.3) i badań nad samopodobieństwem uskoków (por. rozdz. 3.3), przedstawiona w lokalnym układzie współrzędnych (Sucha Góra):

1 – uskoki o zrzucie  $\geq 1$  m, stwierdzone robotami górniczymi; 2 – granice jednorodnych podzbiorów uskoków o geometrii fraktalnej (por. rozdz. 3.3.1); 1 – system uskoku kłodnickiego, II – system uskoku Saary, III – system uskoków subpołudnikowych w obszarze synkliny Bytomia, IV – system uskoku wojkowicko-będzińskiego; 3 – granice obszarów górniczych: An – Andaluzja, BC – Barbara-Chorzów, Bi – Bielszowice, Bo – Bobrek, Ce – Centrum, Gr – Grodziec, Ha – Halemba, Jo – Jowisz, Ju – Julian, Ka – Katowice, KJ – Kazimierz-Juliusz, KI – Kleofas, Mi – Miechowice, My – Myslowice, NM – Niwka-Modrzejów, Pa – Paryż, PK – Porąbka-Klimontów, Pl – Polska, Po – Pokój, Ps – Pstrowski, PŚ – Powstańców Śląskich, Ro – Rozbark, Sa – Saturn, Si – Siemianowice, So – Sosnowiec, St – Staszic, Sz – Szombierki, ŚI – Śląsk I, SM – Śląsk-Matylda, Wa – Wawel, Wi – Wieczorek, Wu – Wujek, Za – Zabrze; 4 – uskok kłodnicki; 5 – uskok Saary; 6 – uskok wojkowicko-będziński

ni uskokowych w makro- i mezoskali. Na mapie sieci uskokowej, która powstała jako synteza danych archiwalnych i aktualnych informacji z kopalnianych materiałów kartograficznych, zamieszczono wszystkie napotkane w trakcie robót górniczych uskoki o amplitudzie przemieszczenia pionowego (zrzucie)  $\geq 1$  m. Mapa jest projekcją na płaszczyźnie  $\pm 0$  m n.p.m. śladów uskoków w ich maksymalnym stwierdzonym wymiarze. Obejmujący większą część badanego terenu prostokątny wycinek tej mapy, który posłużył jako podstawa do dalszych szczegółowych analiz, ilustruje rys. 28.

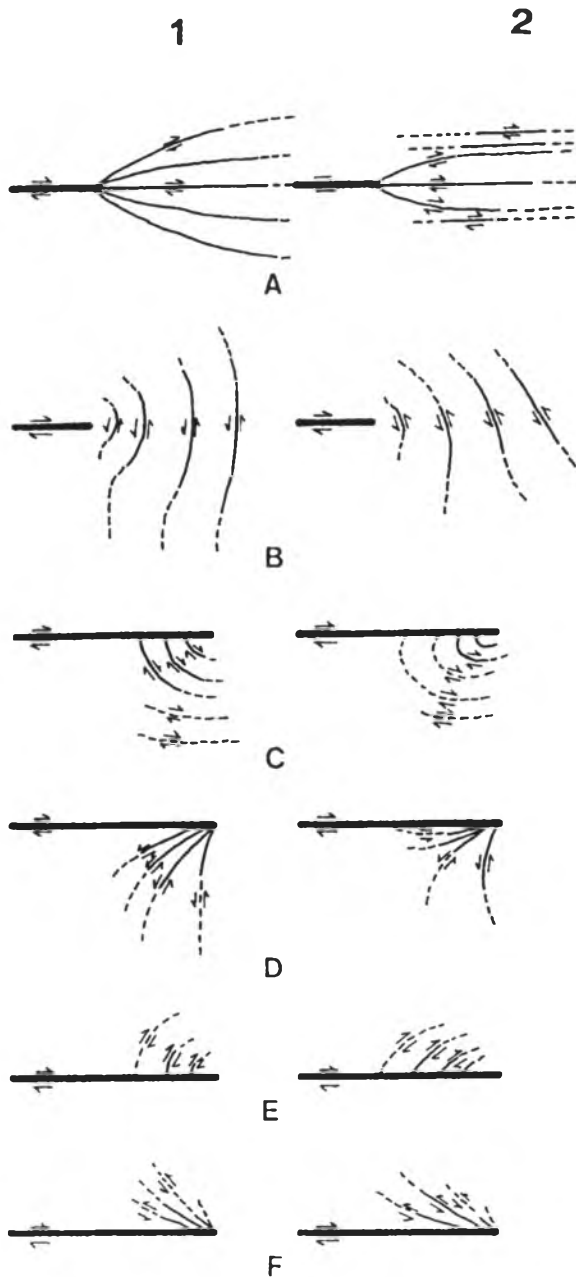
Pomiary orientacji uskoków pochodzące z wyrobisk każdej z kopalń, zebrane na odrębnych diagramach (T e p e r, 1988a), reprezentują każdorazowo dwa systemy dyslokacji, każdy złożony z dwóch, lepiej lub gorzej wykształconych, zespołów kierunkowych. Na diagramie zbiorczym, wykonanym w celu wyznaczenia położenia wektorów wypadkowych zespołów dla ogółu uskoków badanych w północnej części GZW (rys. 29a), kierunki zespołów wyróżnionych w poszczególnych obszarach górniczych nie znalazły odzwierciedlenia. Sytuacja taka może być wynikiem zestawiania danych należących do różnych populacji i może świadczyć



Rys. 29. Diagramy prezentujące orientację biegów uskokuw w kompleksie górnokarbońskim północnej części GZW (por. rys. 28):

A – diagram zbiorczy sporządzony dla całkowitej populacji uskokuw obszaru badań (podzbiory I-IV), B – diagram wykonany dla części wschodniej (podzbiór IV), C – diagram wykonany dla części zachodniej (podzbiory I-III), D – diagram wykonany dla podzbiorów I-II, E – diagram wykonany dla podzbioru III, F – diagram wykonany dla podzbioru I, G – diagram wykonany dla podzbioru II

o niejednorodnym charakterze tektoniki uskokuwej w badanym obszarze. Studia nad geometrią zespołów fałdów (rozdz. 3.2.1) pozwoliły na stwierdzenie odrębności układów strukturalnych części wschodniej i zachodniej obszaru badań. Przypuszcza się, że sieć uskokuwa w każdej z tych części ma odmienne cechy i orientację



Rys. 30. Typy uskoków drugorzędnych (wg Chinnery'ego, 1966), powstających w warunkach prostego ścinania (1) i ścinania, któremu towarzyszy jednoosiowe ściskanie (2)



podporządkowaną lokalnemu planowi strukturalnemu. Za celowe uznano zatem przeprowadzenie analizy strukturalnej uskoku oddzielnie dla części zachodniej (rys. 28, obszary I, II i III) i wschodniej (rys. 28, obszar IV).

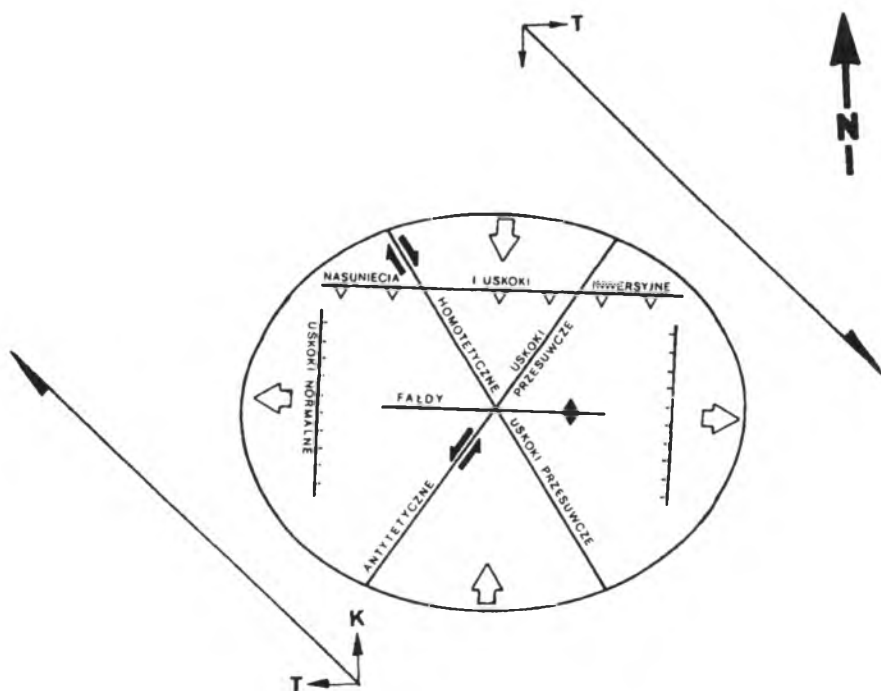
Wschodnia część obszaru badań (rys. 28, cz. IV) znajduje się, jak sugerują rezultaty badań strukturalnych fałdów (por. rozdz. 3.2.1), w zasięgu działania dynamicznego pierwszorzędowej strefy granicznej, II, masywu górnośląskiego. Jest ona pocięta siecią uskoku (rys. 29b), w której pierwszoplanową rolę odgrywają struktury zespołu NW–SE, ukierunkowane podłużnie w stosunku do osi szeregu fałdów kulisowych A (rys. 16). Są to uskoki strome, o powierzchniach poślizgu zmieniających przebieg na krótkich odcinkach, w których odchylają się ku W–E. W miejscach maksymalnego wygięcia i przy zakończeniach dyslokacji głównych występują bogate asocjacje drobnoskalowych struktur drugorzędnych, wśród nich uskoki pierzaste – *splay* (zob. J a r o s z e w s k i, 1994a, s. 154) – i zespoły typu końskiego ogona. Strefę uskoku na ogół tworzy szereg równoległych nieciągłości, między którymi przestrzeń jest wypełniona drobnoziarnistą brekcją tektoniczną, spojona węglistym iłem, często wykazującym właściwości plastyczne. Niekiedy brak jest brekcji tektonicznej, natomiast występują liczne spękania równoległe do drobnych uskoku. Na wielu powierzchniach spękań obserwowano lustra tektoniczne z obecnością rys ślizgowych (głównie poziomych i połączonych). Orientacja spękań w stosunku do uskoku głównego i zwroty transportu tektonicznego na powierzchniach spękań pozwalają interpretować ślizgi jako ścięcia zespołów  $P$ ,  $R$  i  $R'$  (e.g. W i l c o x et al., 1973; J a r o s z e w s k i, 1994a) powstałe przy dekstralnym przesuwie. Wśród struktur drugorzędnych wyróżniono (T e p e r, 1989b) głównie uskoki typu E, a ponadto typu B i C (wg C h i n n e r y'ego, 1966), tworzące się w miejsce wygasającego prawoskrętnego uskoku przesuwczego powstałego w reżimie, w którym ścinaniu towarzyszy kompresja (rys. 30).

Uskoki zespołu NE–SW (por. rys. 29b), zajmujące pozycję dyslokacji poprzecznych do osi szeregu fałdów A, mają liczne cechy struktur lewoprzesuwczych. Występują w sinistralnych układach kulisowych. Na zakończeniach są zastępowane przez wachlarze drobnoskalowych uskoku pierzastych (por. rys. 29b – zespół NNE–SSW), które sugerują wygasanie energii w polu naprężeń charakterystycznym dla lewoskrętnego przesuwu połączonego ze ściskaniem. Szczegółowa analiza strukturalna stref uskoku tego zespołu (T e p e r, 1988b) sugeruje, że oprócz ścinania wzdłuż NE–SW w formowaniu się uskoku miała udział kompresja, której wektor był skierowany południkowo.

Populacja nieciągłości o przebiegu subpołudnikowym (por. rys. 29b) niemal w stu procentach składa się z uskoku normalnych. Tworzą one system skomplikowanych rowów i zrębów tektonicznych, możliwych do uznania za szereg kulisowy, którego oś koincyduje z uskokiem wojkowicko-będzińskim (por. rys. 28). Tego typu zespół może tworzyć się 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 w głębszym wzdłuż kierunku NW–SE. Niektóre odcinki uskoku tego zespołu wykazują cechy mogące świadczyć o zrzutowo-przesuw-

czym charakterze przemieszczeń. Poza połogim położeniem tektoglifów do cech tych należą między innymi wyraźne zmiany wielkości zrztu wzdłuż biegu uskoków, w przypadku krańcowym doprowadzające do przejścia w uskoki nożycowe, typowe dla systemów przesuwczych (por. rys. 22). Struktury o charakterze nożycowym obserwuje się zarówno w makro-, jak i mezoskali (T e p e r, 1988b). Uskoki zespołu subpołudnikowego w miejscach wygasania są zastępowane uskoki systemu NW–SE, NE–SW. Może to oznaczać, że po spadku wartości energii poniżej minimum koniecznego do propagacji w pokrywie osadowej nieciągłości subpołudnikowych nastąpił kolejny etap procesu deformacji skał, w którym kierunki powierzchni ścinania wymuszone zostały nowymi parametrami pola naprężeń.

Struktury o przebiegu równoleżnikowym mają niewielki procentowy udział (por. rys. 29b) w tektonice dysjunktywnej karbonu wschodniej części obszaru (rys. 28, cz. IV), jednak bezpośrednie obserwacje wykazują różnice charakteru uskoków tego zespołu w stosunku do pozostałych nieciągłości. Duże struktury o przebiegu W–E są na ogół uskoki normalnymi. Oprócz nich występują jednak strome uskoki inwersyjne o powierzchniach nachylonych ku północy, którym



Rys. 31. Schematyczna reprezentacja modelu deformacji górotworu karbońskiego wschodniej części obszaru badań (por. rys. 28 – obszar IV) w waryscyjskim etapie tektogenezy, demonstrująca pochodność zespołów form tektonicznych od pary sił działającej wzdłuż biegu nieciągłości głębokiego podłoża:

K – kompresja, T – tensja; wektory na zewnątrz elipsy przedstawiają, podobnie jak na rys. 32 i 33, dominujący kierunek i zwrot ruchu

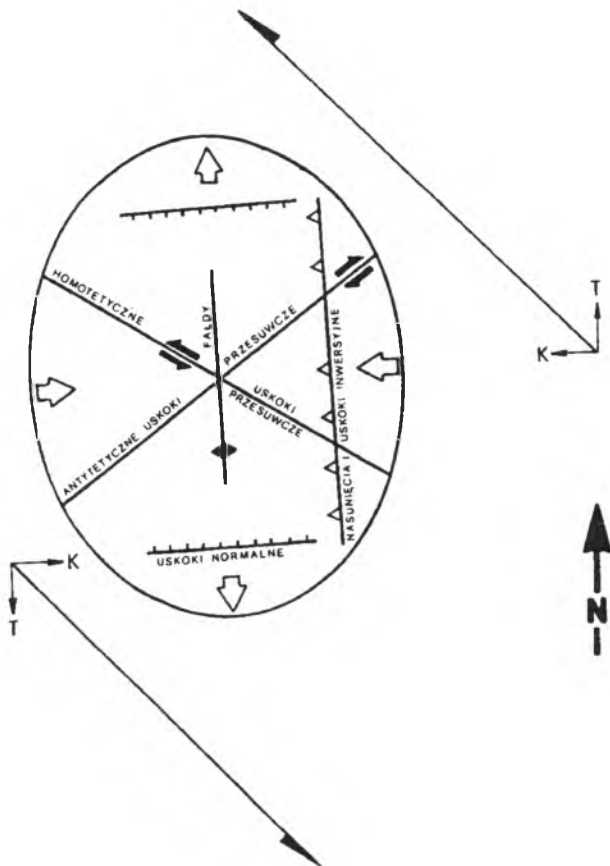
czasami towarzyszą deformacje typu fleksur i nasunięć o przebiegu równoleżnikowym, skierowanych ku południowi.

Układ uskoków obserwowany we wschodniej części obszaru badań (rys. 28, cz. IV) można zinterpretować jako wynik deformacji kompleksu osadowego, wywołanej prawoskrętnym przesuwem wzdłuż nieciągłości podłoża o przebiegu NW–SE. Schematyczny model takiej deformacji (e.g. Harding, 1974; Reading, 1980; Jaroszewski, 1984; Ramsay, Huber, 1987; Mandl, 1988) przedstawia elipsoida odkształceń (rys. 31). 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 uskocom przesuwczym (dekstralnym) występującym w modelu. W opisanych dyslokacjach zespołu NE–SW można rozpoznać przewidziane przez model antytetyczne uskoki przesuwcze (sinistralne), z kolei badane struktury subpołudnikowe mają przebieg prostopadły do modelowego wektora tensji,  $T$ , a równoleżnikowe – przebieg prostopadły do wektora kompresji –  $K$  (por. rys. 31).

Zaprezentowany układ uskoków powstał w wyniku deformacji tej części górotworu w górnokarbońskim etapie tektogenezy. Wiele danych wskazuje na to, że warwycyjska sieć uskokowa została wzbogacona o nowe zespoły struktur w późniejszych fazach aktywności. Ponadto, niektóre spośród uskoków powstałych w górnym karbonie uległy odmłodzeniu w postwarwycyjskim odcinku historii obszaru. Z uskocami odmłodzonymi mamy do czynienia wówczas, gdy płaszczyznami osłabienia wykorzystywanymi przez poślizg są wcześniejsze powierzchnie uskokowe (Jaroszewski, 1994a). O reaktywacji uskoków świadczy obraz geologiczny ich odcinków obserwowanych w różnych piętrach strukturalnych. Wyniki takich obserwacji przeprowadzanych w GZW (Półtowicz, 1961) zaświadcza, że postwarwycyjska aktywizacja uskoków zachodziła (por. również rys. 1) i była wielofazowa. Zastosowanie metod klasycznych (por. Półtowicz, 1961) do określania geometrii uskoków odmłodzonych jest utrudnione, gdy w profilu rejonów zuskokowanych brakuje utworów nie dotkniętych starszą fazą deformacji. Sytuacja taka ma miejsce w przeważającej części obszaru badań, gdzie nadkład karbonu stanowią co najwyżej utwory czwartorzędowe. W takim przypadku do interpretacji kinematyki zjawisk w pokarbońskich fazach tektogenetycznych można zastosować analizę strukturalną sieci uskokowej.

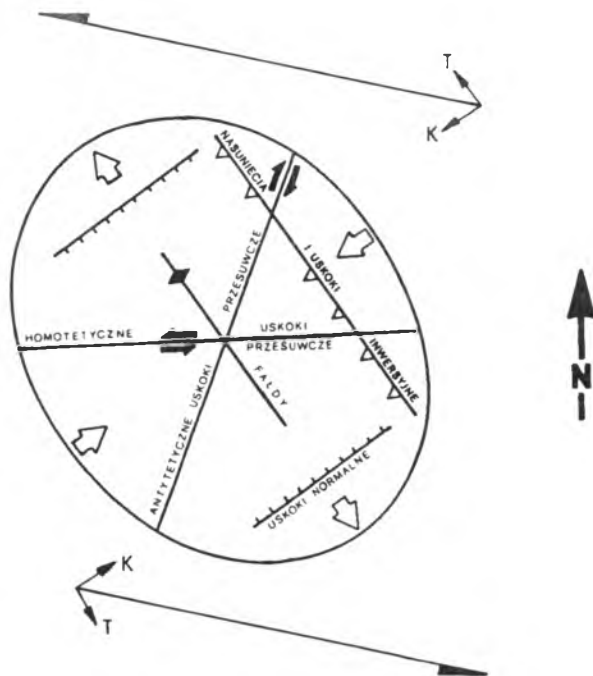
Badania tektoniczne prowadzone w pokrywie mezozoicznej (Teper et al., 1986; Cabała, Teper, 1990; Idziak et al., 1991b; Matuszek, 1993) wykazują, że mniej więcej w środkowej części wapienia muszlowego nastąpiła prawdopodobnie inwersja pola naprężeń, wyrażająca się zmianą zwrotu ruchu względnego w strefie granicznej masywów górnośląskiego i małopolskiego z dekstralnego na sinistralny. Inwersja ta implikowała powstanie nowego typu deformacji w obrębie piętra mezozoicznego, charakteryzującego się parametrami przedstawionymi szkicowo na modelowej elipsoidzie (rys. 32).

Lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż głównych nieciągłości podłoża przeważają, jak się wydaje, od tamtej pory we wszystkich następnych etapach tekto-



Rys. 32. Szkic modelu deformacji (poziomy przekrój przez elipsoidę odkształcenia) kompleksu karbońskiego wschodniej części obszaru badań (por. rys. 28 – obszar IV) w mezozoicznym odcinku aktywności. Oznaczenia jak na rys. 31

genezy obszaru. Wskazuje na to szczególnie wyraźnie analiza sieci uskokowej tnącej kompleks triasowy, sporządzona na podstawie danych zebranych w wyrobiskach kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza (Cabała, Teper, 1990; Matusek, 1993; Cabała, 1995), w najdalej na wschód położonej części obszaru badań. W utworach karbońskich powstawanie nowych elementów strukturalnych następowało w minimalnym zakresie. Zamiast tego ulegały remobilizacji te uskoki wieku waryscyjskiego, których orientacja była podobna do kierunków struktur inicjowanych przez nowy układ naprężeń (Izjak et al., 1991b). Orientacja i geometria struktur pierwotnych i odmłodzonych nie są identyczne. Obserwowano mezoskalowe zjawisko wtórnej migracji zakończeń osi niektórych fałdów (Teper, 1988b). Notowano również zmianę wielkości rotacji innych segmentów osi fałdów w stosunku do rotacji odziedziczonej po fazie formowania szeregów fałdowych (Teper, Pieczko, 1993). Przy zakończeniach uskokuw odmłodzonych należących do zespołów N–S i NW–SE



Rys. 33. 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 (por. rys. 28 – obszary I, II i III) i powstającego we wschodniej części (por. rys. 28 – obszar IV) w alpejskim, neotektonicznym i współczesnym polu naprężeń. Czynnikiem determinującym zilustrowany elipsą typ rozkładu struktur tektonicznych jest para sił działająca wzdłuż nieciągłości głębokiego podłoża. Oznaczenia jak na rys. 31

stwierdzano obecność zespołów kierunkowych drobnoskalowych uskokiów drugorzędnych, których azymuty wypadkowe świadczą o tym, że i te struktury podlegały rotacji. Skala rotacji uskokiów drugorzędnych jest wystarczająca do wywołania rejestrowanych zmian kierunków osi fałdów (Teper, 1988b). Modyfikacje geometrii pojedynczych fałdów oraz uskokiów zespołów NW–SE i N–S dokumentują zatem przebudowę sieci uskokowej w skałach karbońskich. Cechy geometryczne nowo powstałych elementów sieci uskokowej GZW są porównywalne z orientacją przestrzenną uskokiów badanych w kompleksie triasowym (Cabała, Teper, 1990; Matuszek, 1993; Cabała, 1995) oraz znanych z pozostałych części piętra strukturalnego monokliny śląskiej (por. Bednarek, 1978; Bednarek et al., 1983). Sugeruje to trzeciorzędowy wiek formowania nowego układu strukturalnego w badanym górotworze. Orientacja nowych i zreaktywowanych struktur wschodniej części badanego obszaru (rys. 28, cz. IV) nasuwa myśl, że w tym etapie tektogenezy sieć deformacji była związana z względnymi ruchami bloków podłoża wzdłuż nieciągłości mających przebieg subrównoleżnikowy (por. rys. 33).

Sieć uskokowa w kompleksie karbońskim zachodniej części obszaru badań (rys. 28 – części I, II i III), podścielonej przez blok Bytomia (por. rys. 5), różni się geometrią (rys. 29c) od sieci w opisanej wcześniej części wschodniej. Rolę uskoków pierwszego rzędu odgrywają w niej struktury o biegu subrównoleżnikowym. Stanowią one uskoki podłużne w stosunku do osi szeregów kulisowych brachyfałdów B i C (por. rys. 16). W trakcie analizy morfologii stref uskokowych i geometrii struktur stowarzyszonych z uskokami głównymi natrafiano na liczne oznaki lewoskrętności przemieszczeń. Ruch sinistralny bywa dokumentowany przez zorientowane równoleżnikowo szeregi kulisowo położonych uskoków i rowów tektonicznych. Obserwowane zastępowanie wygasających struktur przez zespoły normalno-zrutowych i odwróconych uskoków drugorzędnych, układających się w wachlarz ustawiony ostrokątnie względem uskoków głównych (rys. 29c – zespół ENE–WSW), może świadczyć o dużej roli składowej przesuwczej w procesie formowania dyslokacji wchodzących w skład tego zespołu kierunkowego (por. rys. 30, typ A). Uskoki pierzaste i pęki struktur typu końskiego ogona sugerują lewo-przesuwczy charakter wielu uskoków pierwszego rzędu. Co więcej, spękania i drobne uskoki obserwowane w strefach uskoków głównych zajmują pozycję zespołów  $R$  i  $R'$  powstających w reżimie lewoskrętnego przesuwu, natomiast połogie tektoglify, rejestrowane na lustrach tektonicznych tworzących się na powierzchniach tych ślizgów, podkreślają udział składowych horyzontalnych w polu naprężeń panującym w górotworze w okresie uskokowania.

Zespół subpołudnikowy (NNE–SSW), o liczebności zbliżonej do poprzedniego (rys. 29c), gromadzi dyslokacje, które mają właściwości uskoków zrzutowo-przesuwczych. Cechy geometrii stref uskokowych, orientacja struktur opierających (por. rys. 29c – maksimum o azymucie  $30^\circ$ ) 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 (por. rys. 29c – maksimum o azymucie  $50^\circ$ ) oraz mniej częste w zachodniej części obszaru dyslokacje o przebiegu NW–SE (por. rys. 29c) są w większości uskokami normalno-zrutowymi.

Cechy nieciągłości górotworu karbońskiego w obszarze badań sugerują ich pierwotną, podatną naturę (T e p e r, 1988b). Uskokowanie w warunkach podatnych typowano też interpretując genezę waryscyjskich systemów uskoków w części GZW położonej na południe od siodła głównego (B o g a c z, 1978). Wielokrotnie wskazywano również na synsedymencyjne założenia części głównych uskoków w terenie badań (T e p e r, 1988b, 1989) i w przyległych częściach zagłębia (Z i e l i ń s k i, 1958; S t a n i e k, 1976; B o g a c z, 1978; H e r b i c h, 1981) oraz na komplementarność struktur należących do dominujących zespołów kierunkowych (B o g a c z, 1978; T e p e r, 1988b, 1989). Taka charakterystyka dyslokacji w zachodniej części obszaru badań (rys. 28 – części I, II i III) sugeruje, że deformacja w waryscyjskim etapie tektogenezy polegała na potomnym odkształcaniu kompleksu osadowego spowodowanym przez przemieszczenia względem siebie segmentów podłoża, z niebagatelnym udziałem składowej horyzontalnej,

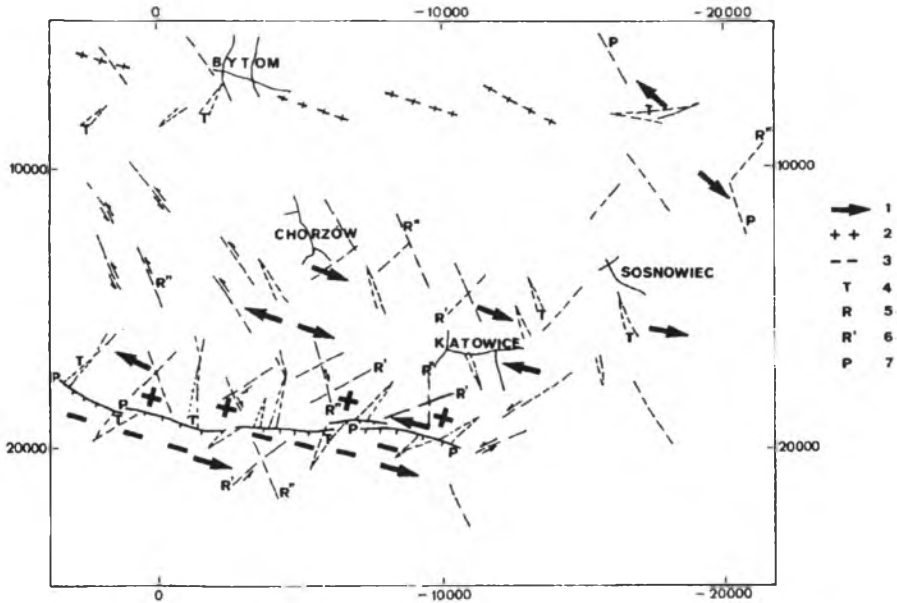
lewoprzesuwczej, na pierwszoplanowych nieciągłościach subrównoleźnikowych. Zwraca uwagę zgodność toku interpretacji z konkluzjami z analizy deformacji fałdowej tego obszaru. Typ odkształcenia i pozycję zespołów struktur potomnych można zilustrować za pomocą schematu przedstawionego na rys. 33.

Istotną część składową sieci modelowej (rys. 33) stanowią homotetyczne uskoki przesuwcze. Odpowiadające im, ze względu na orientację i cechy kinematyczne, uskoki równoleźnikowe są powszechne w południowej części badanego obszaru (rys. 28 – części I i II; rys. 29d; również 29f i 29g), a także w przyległych partiach zagłębia. Tworzą wyraźną sekwencję struktur, kontynuującą się ku południowi od obszaru badań (e.g. B o g a c z, 1978; K o t a s, 1985). Najdalej na północ położonym elementem tej sekwencji jest uskok Saary, znajdujący się w centralnej części obszaru badań (por. rys. 28 – cz. II, rys. 29g). Znajdującą się dalej na północ synklinę Bytomia SE (por. rys. 28 – cz. III) przecinają już przede wszystkim uskoki zespołu subpołudnikowego, którym, w charakterze struktur niższych rzędów, towarzyszą dyslokacje zespołu NE–SW i (o wiele rzadziej) NW–SE (por. rys. 29e). Prawoskrętny, antytetyczny charakter serii głównych uskoków subpołudnikowych w części III obszaru pozwala jednak doszukiwać się genezy dyslokowania skał karbońskich w synklinie Bytomia w tym samym procesie (por. rys. 33), który doprowadził do powstania uskoków nadprzesuwczych o przebiegu W–E wraz z towarzyszącymi im strukturami niższych rzędów w częściach I i II (a także w partiach zagłębia sąsiadujących z obszarem badań od południa). Odmienność układu uskoków obserwowana w synklinie Bytomia może wynikać z peryferycznej pozycji, jaką obszar synkliny zajmuje w strefie przesuwu.

Ruch przesuwczy zachodzący w podłożu w nadkładzie ulega rozproszeniu wskutek długiej transmisji naprężeń do peryferycznej części szerokiej, złożonej strefy zasięgu przesuwu. Rozproszenie ruchu w partiach peryferycznych powoduje pełniejszy rozwój systemu struktur naduskokowych i wzrost znaczenia zespołu ścięć stromokątowych w stosunku do centralnej części strefy (e.g. T c h a l e n k o, 1970; H i l l, B e e b y, 1977; J a r o s z e w s k i, 1994a). Zakładając, że proponowany model deformacji (rys. 33) jest słuszny w synklinie Bytomia, uskoki subpołudnikowe występujące w tym obszarze należałoby uznać za ścięcia stromokątowe. Różnice w zaakcentowaniu poszczególnych grup struktur pochodnych w rejonach siodła głównego i synkliny Bytomia powiększają się w wyższych piętrach strukturalnych. Nadkład triasowy utworów synkliny Bytomia jest pocięty prawie wyłącznie przez uskoki subpołudnikowe ze znamionami prawoskrętnego zwrotu przemieszczeń na powierzchniach, natomiast utwory kenozoiczne w okolicach siodła głównego są zdyslokowane przede wszystkim wzdłuż kierunków subrównoleźnikowych przez struktury o cechach uskoków lewoprzesuwczych.

Nie stwierdzono widocznych związków geometrycznych między siecią uskokową obszaru III (rys. 29e) i kinematyką północnej granicy bloku Bytomia (por. rys. 5). Pozwala to na domniemanie, że hipotetyczna dyslokacja podłoża, której położenie interpretowano na podstawie analizy ciągu fałdów C (por. rys. 16), stanowi brzeźną nieciągłość strefy granicznej C. Aby sprawdzić prawdziwość tej tezy, należałoby przeprowadzić analizę sieci uskoków na północ od obszaru badań.

Zadania tego nie można jednak zrealizować metodą zastosowaną w odniesieniu do badanej populacji uskoków. Na północnej granicy obszaru (rys. 28) kończy się rozpoznanie górotworu robotami górniczymi, gwarantujące zebranie dużej liczby danych o jakości nieporównywalnie wysokiej w stosunku do uzyskiwanej w przypadku innych sposobów rozpoznania.

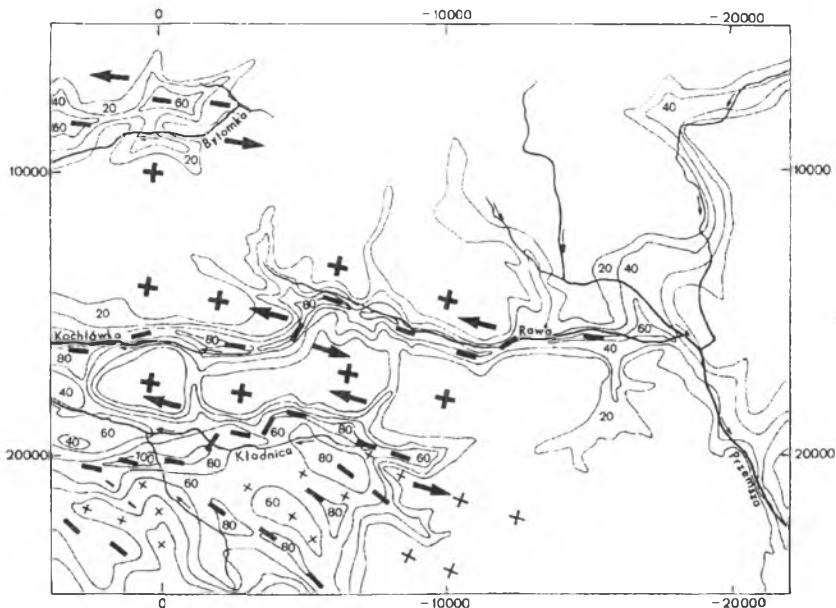


Rys. 34. Szkic kinematyki obszaru badań w neogenie, sporządzony na podstawie wyników badań morfotektonicznych (wg J u r y, 1996, zmodyfikowano), przedstawiony w lokalnym układzie współrzędnych (Sucha Góra):

1 – zwrot (lewoskrętny) transportu tektonicznego w strefach uskokowych pierwszego rzędu, 2 – obszary elewowane, półrzęby, 3 – obszary obniżone, półrowy; uskoki drugorzędne występujące w pozycji: 4 – spękań tensyjnych *T*, 5 – niskokątowych spękań ścięciowych *R*, 6 – wysokokątowych spękań ścięciowych *R'*; 7 – niskokątowych, obsekwentnych spękań ścięciowych *P*

W najmłodszym odcinku historii geologicznej zachodniej części obszaru badań (rys. 28 – cz. I, II i III) na procesie formowania, odmładzania i modyfikacji sieci dyslokacji w dużej mierze zaważyły fazy tektogenetyczne: sawska – 22,5 Ma, styryjska – 15–13 Ma, mołdawska – 11 Ma, attycka – 5 Ma i wołoska – 1,9 Ma (e.g. J u r a, 1990; L e w a n d o w s k i, 1993). Zamieszczony poniżej opis kinematyki deformacji w młodoalpejskim etapie tektogenezy sporządzono na podstawie wyników klasycznej analizy strukturalnej (J u r a, 1990; T e p e r, S a g a n, 1995) oraz rezultatów badań morfotektonicznych (L e w a n d o w s k i, 1993, 1995; J u r a, 1995, 1996). Studia morfotektoniki przeprowadzane w tej partii zagłębia polegały na badaniu odwzorowania odkształceń tektonicznych w rzeźbie neogénskiej i czwartorzędowej. D. J u r a (1996) stwierdził, że wypełnione osadami neogénskimi obszary obniżone – półrowy tektoniczne (zob. J a r o s z e w s k i,





Rys. 35. Szkic kinematyki obszaru badań w czwartorzędzie, sporządzony na podstawie wyników badań morfotektonicznych (wg J u r y, 1996), przedstawiony w lokalnym układzie współrzędnych (Sucha Góra):

1 – obszary wykazujące tendencję do wypiętrzania, 2 – obszary wykazujące tendencję do obniżania, 3 – izopachyty osadów czwartorzędowych. Wektory ilustrują interpretowany (J u r a, 1996) zwrot (lewoskrętny) transportu tektonicznego w strefach uskokowych pierwszego rzędu

1994a, s. 143) – występują w układach kulisowych (rys. 34) i mają charakter międzyprzesuwczych zapadłisk z odciągania – *pull-apart* (zob. J a r o s z e w s k i, 1994a, s. 139). Tektonicznie kontrolowane pasma wyżynnych garbów między kopalnymi dolinami są rozczłonkowane, a formy rzeźby powstałe wskutek tej fragmentacji nawiązują do struktur drugorzędnych, towarzyszących uskokom głównym (J u r a, 1995): zespołów nisko- i wysokokątowych ścięć, uskoków pierzastych i dyslokacji tensyjnych (rys. 34). Kulisowy zespół ścięć *P* o orientacji W–E, przemieszczony wzdłuż sekwencji nieciągłości *T* o kierunku NNE–SSW (por. rys. 34), sugeruje, że sieć rozcinania erozyjnego w pradolinach rzek: Kochłówka, Rawa i Bytomka (por. rys. 35), jest również pochodna w stosunku do spękań powstających w reżimie przesuwczym. Przytoczony układ drugorzędnych struktur morfotektonicznych w zachodniej części obszaru badań uzasadnia wnioskowanie, że główne uskoki subrównoleżnikowe uaktywnione w fazach młodoalpejskich są, podobnie jak ich waryscyjskie pierwowzory, typu zrzutowo-przesuwczego, z sinistralnym względnym transportem tektonicznym (por. rys. 34).

Warto odnotować, że analogiczne formy rzeźby występują w części wschodniej (por. rys. 28 – cz. IV), wzdłuż doliny Czarnej Przemszy (rys. 34, por. rys. 35). Mogą one wskazywać na związek kierunku osi doliny, wciósów i międzywciósów

z zespołami drugorzędnych nieciągłości towarzyszących uskoku wojkowicko-będzińskiemu (por. rys. 28). Orientacja nieciągłości drugiego rzędu w części wschodniej (por. rys. 34) sugeruje występowanie przesuwu lewoskrętnego wzdłuż kierunku biegu uskoku głównego (NW–SE).

Istotny czynnik modyfikujący kinematykę i dynamikę deformacji górotworu północnej części GZW w plejstocenie stanowiły wkroczenia lądolodu, a zwłaszcza procesy następujące po regresji lodowca: sedymentacja materiału polodowcowego w dolinach rzek i jednoczesna erozja elewacji. Koincydencja tych procesów mogła powodować zmiany wartości składowej pionowej pola naprężeń (T e p e r, S a g a n, 1995) i powstanie różnicowych naprężeń ścinających o znacznych wartościach (J u r a, 1996), czego rezultatem może być odmłodzenie uskoku kontrolujących rzeźbę podczwartorzędową (rys. 35). Powszechne w centralnej części GZW przejawy ruchliwości tektonicznej, odzwierciedlające się w zróżnicowaniu miąższości pokrywy czwartorzędowej, która nawiązuje do ukształtowania dolin (rys. 35), świadczą o reaktywacji pola naprężeń identycznego z późnoneogeńskim (J u r a, 1996). W półowie uskoku kłodnickiego symptomem przesuwczego charakteru ruchów neotektonicznych jest wycięty w osadach miocenijskich układ dolinek. Obserwowane elewacje i depresje (zapadliska z odciągania) tworzą rysunek (por. rys. 35), który można porównać z układem tektonicznym typu końskiego ogona, towarzyszącym uskoku sinistralnym.

Analiza strukturalna i morfotektoniczna są źródłami przesłanek współczesnej aktywizacji sieci nieciągłości górotworu. W sposób istotny potwierdzają to bezpośrednie pomiary nieskażonych wpływem robót górniczych współczesnych naprężeń inicjalnych w górotworze. Z. R a k o v s k i et al. (1995) wykazują, że w czeskiej części zagłębia  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$  mają zbliżone wartości, a rozkład naprężeń poziomych ( $\sigma_2$  i  $\sigma_3$  lub  $\sigma_1$  i  $\sigma_3$ ) cechuje anizotropia, objawiająca się dwukrotnie większą (w stosunku do  $\sigma_3$ ) wartością składowej równoległej do najbliższych dużych uskoku regionalnych. W. W o j n a r (1985), mierząc horyzontalne naprężenia w synklinie Kazimierza, zwraca uwagę na lewoskrętny charakter ruchów we współczesnym polu deformacji. W części zagłębia stanowiącej autochtoniczne podłoże Karpat M. J a r o s i ń s k i (1996) stwierdza rozkład naprężeń odmienny od pomierzonego w kompleksie płaszczowinowym. Przytoczone wyniki pomiarów naprężeń *in situ* świadczą o tym, że:

- współczesne pole naprężeń istnieje, co więcej, może sprzyjać uruchomieniu uskoku przesuwczego (R a k o v s k i et al., 1995), w tym lewoskrętnych (W o j n a r, 1985). Według W. J a r o s z e w s k i e g o (1984) układ naprężeń, w którym powstają typowe uskoki przesuwcze, charakteryzuje się pionowym ustawieniem osi pośredniego naprężenia głównego  $\sigma_2$  i dwiema pozostałymi osiami naprężeń głównych leżącymi w płaszczyźnie poziomej, wzdłuż których następuje poziome ściskanie  $\sigma_1$  i poziome rozciąganie  $\sigma_3$ . Porównywalne wartości składowej pionowej i poziomej pola naprężeń w czeskiej części zagłębia (R a k o v s k i et al., 1995) sugerują stan chwiejnej równowagi między  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$ . W jej rezultacie pośrednie naprężenie nie utrzymuje ułożenia pionowego, okresowo zamieniając się pozycjami z maksymalnym lub (rzadziej)

z minimalnym naprężeniem głównym, co jest zjawiskiem często obserwowanym w systemach przesuwczych (e.g. Reading, 1980; Jaroszewski, 1984). Na modyfikację naprężenia pionowego w GZW wpływają efekty zmiany ciśnienia nadkładu (np. obciążanie i odciążanie w wyniku transgresji i regresji łańdolu, nasunięcia płaszczowin Karpat zewnętrznych i ich erozja).

- w podłożu kompleksu orogenicznego o cechach tektoniki naskórkowej (płaszczowiny karpackie) panuje inny, prawdopodobnie skorupowy, reżim deformacji (por. Jarosiński, 1996).

Najważniejszym wydarzeniem tektonicznym w sąsiedztwie GZW w najmłodszym okresie historii geologicznej było fałdowanie łuku Karpat. Maksymalne naprężenie główne miało wtedy położenie południkowe. Badania dynamiki pasma Karpat wskazują na reorientację tensora naprężeń, postępującą systematycznie od trzeciorzędowych faz tektogenetycznych do dziś. Deformacja w Karpatach zewnętrznych migrowała wzdłuż łuku ku wschodowi. Fałdowanie, zapoczątkowane w Karpatach Zachodnich, odbywało się następnie w Karpatach Wschodnich (Sandulescu, 1988), gdzie i obecnie obserwuje się główne ruchy nasuwcze z transportem tektonicznym skierowanym z SW ku NE (e.g. Royden, 1988). Elipsoida odkształcenia skonstruowana na podstawie obecnie obserwowanych głównych ruchów nasuwczych w Karpatach i interpretacja współczesnej deformacji w badanej części GZW (rys. 33) są zbieżne. W obydwu modelach istotną rolę odgrywają strefy sinistralnych uskoków przesuwczych zorientowane równoleżnikowo. W badanej części GZW maksymalną koncentrację zjawisk neotektonicznych i współczesnych stwierdzono w strefie przebiegającej równoleżnikowo przez południowe skłony elewacji siodła głównego, w rejonie uskoku kłodnickiego. Styl deformacji w obrębie zachodniej części obszaru badań (rys. 28 – zespoły I, II i III, rys. 29c) pozwala przypuszczać, że strefa aktywna jest złożona, zbudowana hierarchicznie i obejmuje swym zasięgiem dynamicznym całą tę część zagłębia. Przypuszczenie to zdają się potwierdzać wyniki badań geotermicznych GZW (Karwasiecka, 1995, 1996a, 1996b). M. Karwasiecka (1996a, 1996b) wyróżnia rejon, w których właściwości pola cieplnego naturalnego przyjmują wartości anomalne. Jednym z takich rejonów jest wydłużony równoleżnikowo pas dodatnich anomalii gradientu temperatury i wartości strumienia cieplnego, ograniczony od południa uskokiem kłodnickim i sięgający na północ po oś synkliny Bytomia. Anomalie termiczne lokalizują się tu zatem dokładnie w obszarze zdefiniowanym w wyniku badań strukturalnych jako złożona strefa aktywna. Odnotowane w tej strefie temperatury i wielkości gradientu geotermicznego są porównywalne z rejestrowanymi w rejonach świata znanych z wysokiej aktywności geodynamicznej (Karwasiecka, 1995). Kontynuacja stylu zdyslokowania poza GZW (Lewandowski, 1993), także na terytorium Czech (e.g. Kutina, 1974), stanowi przesłankę ponadregionalnego zasięgu tego pasa aktywności (por. rys. 8). Lokalizacja transregionalnej strefy na wysokości 50° N (Kutina, 1974 w zestawieniu z wynikami badań: Grygara, 1987; Kumpery, 1994; Tepera et al., 1992; Lewandowskiego, 1993, 1995; Tepera, Sagana, 1995; Jury, 1995, 1996) jest uzasadniona; strefę można

uznać za uskoki paralelne do frontu orogenu karpackiego na zapleczu obszaru współczesnej tektoniki kompresyjnej (M o r l e y, 1993).

Analiza strukturalna uskoków w GZW wskazuje na wzrost z głębokością udziału nieciągłości, których powstanie wymaga znacznej wartości składowej poziomej pola naprężeń (T e p e r, 1988b). Podobny trend odnotowano w trakcie analizy fałdów (por. rozdz. 3.2.1 i rys. 20). Stawia to pod znakiem zapytania możliwość łączenia genezy młodych struktur obserwowanych w badanej części GZW z tektoniką naskórkową i pozwala wyrazić pogląd o głębszych – skorupowych – założeniach zjawisk tektonicznych. Podobny wniosek sformułował również R. D r e w n i a k (1984), na podstawie obserwacji odkształceń wieku alpejskiego w rejonie uskoku kłodnickiego.

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 karbonu. Obserwacje i pomiary elementów układu uskoków dokonane w różnych piętrach strukturalnych, zwłaszcza we wschodniej części obszaru, pozwalają sklasyfikować populację dyslokacji północnej części GZW jako sieć nasyconą. Podobnie jak w typowych sieciach nasyconych (J a r o s z e w s k i, 1994a) obserwuje się w niej zjawisko wykorzystywania w kolejno panujących warunkach dynamicznych starszych powierzchni osłabienia, zamiast tworzenia nowych. Taki typ aktywności stwarza istotne utrudnienia podczas prób sejsmotektonicznej interpretacji wydarzeń generowanych z udziałem naprężeń naturalnych.

### **3.3. Badania samopodobieństwa uskoków**

W przyszłych leksykonach historii nauki nasze czasy będą prawdopodobnie utożsamiane z epoką narodzin i szybkiego dojrzewania koncepcji chaosu deterministycznego. Idea, opracowana na przełomie wieków przez Henriego Poincarégo, wkroczyła następnie w rozliczne dziedziny nauki, kolejno je rewolucjonizując. Jej zastosowania w naukach przyrodniczych uświadamiają, że w pełni uporządkowane i przewidywalne zjawiska stanowią zaledwie niepozorne wysepki zagubione w bezmiarze nieliniarnego i chaotycznego oceanu Natury. Na szczęście, niektóre cechy tego chaosu już dziś są w pewnym stopniu rozpoznane, a liczne narzędzia jego badania i zgłębiania wykrytych dotychczas uniwersalnych prawidłowości przybliżają chwilę jego zrozumienia.

Cechy nieliniarnego, chaotycznego systemu ma również litosfera z hierarchiczną strukturą jej stabilnych bloków i nieciągłości granicznych, w których lokalizują się zjawiska sejsmogeniczne. Do śledzenia i opisu procesów oraz zjawisk zachodzących w litosferze celowe wydaje się zaangażowanie technik wypracowanych w trakcie badań mechaniki ośrodków fraktalnych (K e i l i s-B o r o k, 1990). Od dawna znana jest teza o samopodobieństwie sieci uskokowych, wprowadzona na podstawie

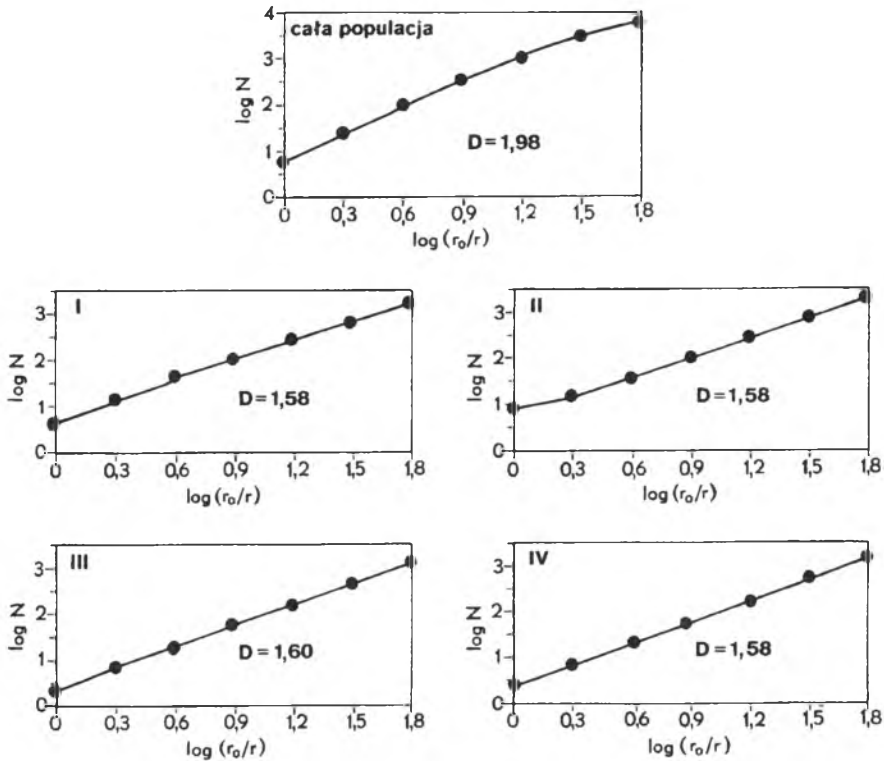
obserwacji i analizy ich geometrii w różnych skalach (K u t i n a, 1968, 1976; N e m e c, 1970; T c h a l e n k o, 1970). Samopodobieństwo struktury jest charakterystyczne dla geometrii fraktalnych, w których dowolna część systemu jest pomniejszoną wersją całości (M a n d e l b r o t, 1983). Cechą obiektu fraktalnego (fraktala), mającego geometrię fraktalną, jest stałość proporcji między parametrami jego elementów we wszystkich skalach. Zależności między parametrami fraktala mają postać funkcji potęgowej. Wykładnik potęgi w równaniu takiej funkcji nosi nazwę wymiaru fraktalnego. Niektóre właściwości badanych dotąd zbiorów dyslokacji pozwoliły zaliczyć systemy uskokowe do obiektów fraktalnych. Zarówno populacje zrzutów uskoków (K a k i m i, 1980; M a r r e t, A l l m e n d i n g e r, 1991), długości uskoków (Y i e l d i n g et al., 1991; T e p e r, 1996), jak i rozmiarów bloków w brekcjach tektonicznych stref uskokowych (S a m m i s et al., 1987) mają rozkłady potęgowe. Fraktalną charakterystykę ma również morfologia powierzchni uskokowej, a nawet kształt pojedynczej linii uskokowej analizowany na powierzchni mapy (A v i l e s et al., 1987; P o w e r, T u l l i s, 1991).

### 3.3.1. Analiza fraktalna sieci uskokowej

Konwencjonalną metodą analizy fraktalnej przestrzennego rozkładu uskoków jest algorytm pudełkowy – *box counting technique* (B a r t o n, L a r s e n, 1985), używany do określania wymiaru fraktalnego na powierzchni dwuwymiarowej (M a n d e l b r o t, 1983). Taką płaszczyzną odniesienia może stanowić mapa sieci uskoków. Na obraz kartograficzny systemu uskokowego nakłada się siatkę kwadratów o danej długości boków,  $r_0$ , po czym zlicza się liczbę kwadratów  $N_0$  zawierających uskoki. Proces ten powtarza się dla sieci kwadratów o różnych wymiarach boków,  $r_i$  (w kolejnych krokach analizy  $r_1 = r_0/k$ ,  $r_2 = r_0/k^2$ ,  $r_3 = r_0/k^3, \dots$ , gdzie  $k$  jest liczbą naturalną). Wyniki są przedstawiane na wykresach zależności  $\log N$  od  $\log r$ . Krzywa, która obrazuje tę zależność, jest zwana „krzywą pudełkową”. Charakterystyczne dla krzywych pudełkowych są graniczne nachylenia wynoszące: 2 – dla rozmiarów boków siatki, przy których wszystkie kwadraty zawierają uskoki, oraz 1 – dla gęstości siatki, przy której żaden z kwadratów nie zawiera uskoku. Jeśli system uskokowy ma strukturę samopodobną, centralny segment krzywej pudełkowej jest linią prostą o nachyleniu  $D$  (o wartości od 1,0 do 2,0), zgodnie z zależnością (M a n d e l b r o t, 1983):

$$N_{(r)} = N_0 \left( \frac{r_0}{r_i} \right)^D, \quad (4)$$

w której  $D$  jest wymiarem fraktalnym rozkładu przestrzennego uskoków. Dla rozkładów niefraktalnych odcinek centralny nie ma charakteru linii prostej; nachylenie krzywej zmienia się w granicach od 1,0 do 2,0.



Rys. 36. Wykresy bilogarytmiczne przedstawiające wyniki analizy fraktalnej sieci uskoko-  
wej przeprowadzonej dla całej populacji i wyodrębnionych podzbiorów (por. rys. 28):  
I-IV – podzbiory wyróżnione na rys. 28,  $N$  – liczba kwadratów zawierających uskoki w kolejnych krokach iteracji,  
 $r_0/r$  – znormalizowany rozmiar kwadratu siatki,  $D$  – wymiar fraktalny

Algorytm pudełkowy znalazł zastosowanie w badaniach samopodobieństwa i fraktalności systemów uskokowych w GZW. Wstępne rezultaty ogłoszono we wcześniejszych pracach (T e p e r, I d z i a k, 1994, 1995). Obszar wyjściowy dla poszukiwań wymiaru fraktalnego stanowił prostokątny ( $24 \times 16$  km) wycinek mapy sieci uskoków (rys. 28), którego lokalizacja jest naniesiona na rys. 1. Analizę fraktalną przeprowadzono, w pierwszej kolejności, w stosunku do wszystkich struktur zaznaczonych na mapie (por. rys. 28). W wyniku analizy całego zbioru uskoków prostolinijny przebieg krzywej pudełkowej otrzymano dla boków kwadratów od 1 km do 16 km, a obliczony wymiar fraktalny  $D = 1,98$  (rys. 36). W dalszej kolejności procedurę *box counting* stosowano do podobszarów, które wyodrębniano w wyniku różnych sposobów podziału całkowitej populacji uskoków, dokonywanych z uwzględnieniem kryteriów rozmieszczenia terytorialnego i przynależności do jednostek strukturalnych. Populację całkowitą dzielono na różną liczbę części (od 2 do 8), modyfikując ponadto kilkakrotnie przebieg granic między partiami wyodrębnianymi w wyniku każdego z takich podziałów. W rezultacie kolejnych operacji izolowano

różne grupy uskoków, dla których przeprowadzono analizę fraktalną. Spośród zastosowanych podziałów całkowitej populacji uskoków tylko jeden doprowadził do wydzielenia podzbiorów (por. rys. 28), które mają fraktalną strukturę wewnętrzną (rys. 36). Podzbiory te można utożsamiać z systemami dyslokacyjnymi, złożonymi z lokalnych uskoków pierwszego rzędu wraz z towarzyszącymi im zespołami nieciągłości niższych rang. Są to odpowiednio (por. rys. 28):

I. System uskoku kłodnickiego, dla którego otrzymano wymiar fraktalny  $D = 1,58$ .

II. System uskoku Saary z obliczoną wartością  $D = 1,58$ .

III. System uskoków subpołudnikowych znajdujący się w obszarze synkliny Bytomia,  $D = 1,6$ .

IV. System uskoku wojkowicko-będzińskiego o wymiarze fraktalnym  $D = 1,57$ .

Krzywe  $\log N - \log (r_0/r)$  dla tak zdefiniowanych subpopulacji (rys. 36) są prostoliniowe dla boków kwadratów mniejszych od 8 km.

Jest mało prawdopodobne, aby system uskokowy mógł być scharakteryzowany przez jeden wymiar fraktalny w całym cyklu pudełkowym, a nawet w większej liczbie kroków iteracji. Świadczą o tym zależności potęgowe wykryte w trakcie analizy rozkładów różnych parametrów systemów uskokowych: od orientacji przestrzennej (e.g. *V e l d e et al.*, 1990), przez populacje rozmiarów (e.g. *T e p e r*, 1996), długość linii uskokowych (e.g. *T e p e r, I d z i a k*, 1995), do morfologii pojedynczych powierzchni uskokowych (e.g. *A v i l e s et al.*, 1987). W przypadku sieci uskokowej GZW nachylenie krzywych uzyskane w wyniku pierwszych kroków iteracyjnych jest miarą wypełnienia płaszczyzny odniesienia przez nieciągłości. Dla małych rozmiarów kwadratów nachylenie ilustruje już geometrię i morfologię pojedynczych uskoków. Zgodnie ze wskazówkami metodycznymi *J. J. W a l s h a, J. W a t t e r s o n a* (1993) analizę przeprowadzono w możliwie największym przedziale rozmiarów oczek siatki, co pozwala na zdefiniowanie w sposób bardziej obiektywny zakresu, w którym wyniki są istotne dla określenia fraktalności rozkładu przestrzennego struktur. Regresja liniowa była obliczana tylko dla segmentu krzywej mieszczącego się w przedziale istotnych rezultatów.

Wartości wymiaru fraktalnego bliskie 1,6 (rys. 36), otrzymane w czasie analizy subpopulacji uskokowych I–IV (rys. 28), są porównywalne z wartościami  $D$  uzyskanymi w wyniku badań przestrzennej orientacji jednorodnych sieci uskokowych w innych rejonach świata (e.g. *H i r a t a*, 1989; *M a t s u m o t o et al.*, 1992) i badań modelowych (*V e r e - J o n e s*, 1976; *W a t a n a b e*, 1986). Całkowita długość linii uskokowych i stopień wypełnienia płaszczyzny odniesienia przez nieciągłości w dowolnym obszarze są proporcjonalne do energii dostarczanej do układu przez siły zewnętrzne w czasie procesu uskokowania (*H i r a t a*, 1989).  $D = 1,6$  jest uważana za górną graniczną wartość wymiaru fraktalnego, przy której może powstać system nieciągłości o geometrii dającej się wyjaśnić zgodnie z koncepcją bilansu energetycznego Griffitha (*H i r a t a*, 1989). Utworzenie sieci uskokowej o większej długości całkowitej, a jednocześnie o większym wymiarze fraktalnym, wymaga wykonania większej pracy przez siły zewnętrzne. Zbiory

dyslokacji I–IV, wyselekcjonowane na drodze wielu prób podziału populacji uskokowej obszaru badań, mają geometrię fraktalną i spełniają kryterium energetyczne (konceptcja Griffitha), które pozwala uznać je za systemy. Co więcej, dla żadnej wspólnej kombinacji tych zbiorów (oprócz całkowitej populacji uskoków) nie uzyskano wymiaru fraktalnego. Wyniki analizy pozwalają więc określić wyróżnione systemy jako jednorodne geometrycznie, w pełni wykształcone i samodzielne.

Znacznie większa wartość  $D = 1,98$ , otrzymana dla rozkładu przestrzennego całkowitej populacji uskoków, może świadczyć o wielokrotnym dostarczaniu energii zewnętrznej do układu (polifazowości deformacji). Stwierdzenie fraktalności rozkładu w tej skali wskazuje jednak na homogeniczność sieci na całym obszarze. Wartość  $D$ , zbliżona do maksymalnej – 2,0 – świadczy z kolei o skrajnie gęstym pokryciu płaszczyzny pomiarowej przez dyslokacje, dokumentując pośrednio nasycony charakter sieci uskokowej, sugerowany wcześniej na podstawie analizy strukturalnej (por. rozdz. 3.2.3). Nasylenie sieci, wynikające z potomności i pochodności struktur, może stanowić przyczynę samopodobieństwa obserwowanego w skali całego obszaru.

W istocie badana sieć uskokowa wykazuje cechy fraktala samoafinicznego (Mandelbrot, 1983; Barnsley, 1988), czyli obiektu fraktalnego, którego geometria zmienia się ze zmianą skali. Badając fraktal samoafiniczny dostępnymi, prostymi technikami w rodzaju algorytmu pudełkowego, uzyskuje się inne wymiary fraktalne w różnych krokach analizy; opis ich fraktalności wymaga zastosowania dodatkowych miar (Turtotte, 1992). Ze względów praktycznych fraktalne obiekty samoafiniczne bywają uznawane za zbiory niezależnych elementów, z których każdy może mieć strukturę niezależną od skali, ale też każdy ma niezależny, odmienny wymiar fraktalny (e.g. Gillespie et al., 1993).

Trzy z czterech wyodrębnionych zbiorów (rys. 28 – zespoły I, II i IV) mają podobną architekturę – w każdym z nich uskokowi głównemu towarzyszą struktury niższych rzędów, tworząc układy wykazujące podobieństwo geometryczne do sieci rzecznej dendrycznej (por. Jaroszewski et al., 1985). Geometria systemu uskoków wydzielonego w obszarze synkliny Bytomia (rys. 31 – zespół III) jest odmienna (układ kulisowy o subrównoleżnikowo zorientowanej osi szeregu). Samodzielność każdej spośród populacji I, II, III i IV, stwierdzona metodą *box counting*, i ich jednorodność dokumentowana wymiarami fraktalnymi  $D$  zbliżonymi do 1,6 świadczą (e.g. Hirata, 1989) o odrębnej drodze formowania się każdego z wyróżnionych zespołów; powstanie każdego z nich może być związane z oddzielnym mechanizmem lub ciałem przyczynowym. W obszarach, w których wydzielono podzbiory I i IV, można dostrzec symptomy strukturalne związku sieci uskokowej z dyslokacjami podłoża karbonu, na co zwracano uwagę w interpretacjach w rozdz. 3.2. Dyslokacje takie mogłyby być strukturami odpowiedzialnymi za tworzenie się jednolitych zespołów I i IV, wyodrębnionych w trakcie badań fraktalności sieci uskokowej.

Zbiór IV można interpretować jako zespół uskoków powstały wskutek aktywności strefy granicznej A, oddzielającej od siebie segmenty masywu górnośląskiego: blok Bytomia i blok Rzeszotar (por. rozdz. 3.2.1 i 3.2.3 oraz rys. 5).



Za przyczynę utworzenia zespołu uskoków I (rys. 28) można uznać aktywność dyslokacji **B**, stanowiącej granicę między blokiem Bytomia i blokiem centralnym (por. rys. 5), wyznaczonej wcześniej w wyniku interpretacji badań zjawisk strukturalnych w kompleksie karbońskim (rozd. 3.2.1 i 3.2.3). Interpretacja pola siły ciężkości w GZW autorstwa A. G o s z c z a (1986) świadczy o możliwości występowania w tym rejonie większej liczby równoleżnikowych pęknięć podłoża (por. rys. 21 – linie **B** i **b**). Powstanie odrębnych i jednorodnych zespołów uskoków I, II i III (każdy z zespołów ma geometrię fraktalną i  $D \sim 1,6$ ) mogło być wynikiem niezależnej aktywności takich hipotetycznych nieciągłości (zlokalizowanych, odpowiednio, pod uskokiem kłodnickim, uskokiem Saary i osią synkliny Bytomia). Łączne oddziaływanie tych dyslokacji na piętro pokrywowe mogło być przyczyną generowania układu uskoków pochodnych, który odczytuje się jako chaotyczny (w żadnej z kombinacji zespołów I, II i III nie stwierdzono geometrii fraktalnej). Tak rozumiany charakter granicy między blokiem Bytomia i blokiem centralnym masywu górnośląskiego pozostaje w zgodzie z nieliniowym modelem hierarchicznej budowy i dynamiki mobilnych stref granicznych w litosferze przedstawionym przez 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, w miarę postępu deformacji staje się coraz mniej uporządkowany. Przyczyną tego stanu jest losowy charakter udziału poszczególnych nieciągłości strefy w procesach wyzwania energii. Związki dynamiki procesów (a także geometrii zespołów uskoków generowanych w pokrywie) z prostą kinematyką stadium inicjalnego stopniowo stają się mniej czytelne, aż wreszcie górotwór, wyjściowo stanowiący układ uporządkowany, zmienia się w układ chaotyczny (K e i l i s-B o r o k, 1990).

Tezę o wpływie nieciągłości podłoża na orientację przestrzenną sieci uskokowej wspierają dodatkowo wyniki badań nad fraktalnością rozkładu przestrzennego wstrząsów sejsmicznych. Rozpatrywana pod tym względem sejsmiczność indukowana zarówno w synklinie Bytomia, jak i w siodle głównym ma właściwości fraktala (I d z i a k, T e p e r, 1995; I d z i a k, Z u b e r e k, 1995). Obliczone wartości wymiaru  $D$  wynoszą: 1,52 – dla synkliny Bytomia (I d z i a k, T e p e r, 1995) i 1,18 – dla siodła głównego (I d z i a k, Z u b e r e k, 1995). Zbliżone wartości wymiarów fraktalnych geometrii systemu uskokoowego (1,6) i rozkładu przestrzennego wstrząsów (1,52) uzyskane w synklinie Bytomia sugerują, że cała sieć uskokoowa w tej jednostce może być zaangażowana w generowanie wstrząsów. Inaczej jest w rejonie siodła głównego. Obliczona dla tego obszaru wartość wymiaru fraktalnego rozkładu przestrzennego wstrząsów (1,18) świadczy o tendencji do liniowego grupowania się epicentrow wstrząsów. W istocie obserwuje się tu koncentrację ognisk wzdłuż uskoku kłodnickiego.

Warto przypomnieć, że uskok kłodnicki, opisany na podstawie analizy strukturalnej jako homotetyczny uskok przesuwczy (por. rozdz. 3.2.3), stanowi jedną z najważniejszych pochodnych struktur niskokątowych (por. rys. 33) w badanej części zagłębia. Z opisu dynamiki złożonej strefy ruchu wgłębnego (J a r o s z e w s k i, 1994a, s. 152–154) wynika, że w sąsiedztwie dyslokacji pierwszopla-

nowej, gdzie procesy dynamiczne mają największą intensywność, aktywne są prawie wyłącznie niskokątowe struktury pochodne, natomiast aktywność pozostałych zespołów struktur naduskokowych wzrasta w kierunku granic strefy. Wykryty za pomocą analizy fraktalnej charakter zróżnicowania rozkładów przestrzennych zjawisk sejsmicznych w obszarze badań może być zatem wynikiem generowania wstrząsów na pochodnych uskokach nadprzesuwczych, odwzorowujących w kompleksie karbońskim wgłębne przemieszczenie poziome.

Rezultaty badań nad fraktalnością rozkładów przestrzennych uskoków i wstrząsów sejsmicznych, skonfrontowane z wynikami badań strukturalnych (por. rozdz. 3.2.3 oraz rys. 29c–g i 33), pozwalają interpretować granicę między blokiem Bytomia i blokiem centralnym (rys. 5) jako złożoną strefę przesuwu wgłębego, której dyslokacja pierwszoplanowa jest zlokalizowana pod południowymi skłonami siodła głównego (por. rys. 21 – linia **B**). Obszar siodła głównego stanowi centralną część strefy, w której ruch ma maksymalną koncentrację. Partia marginalna strefy sięga w obszarze badań po dyslokację usytuowaną pod osią synkliny Bytomia (por. rys. 21 – linia **b**).

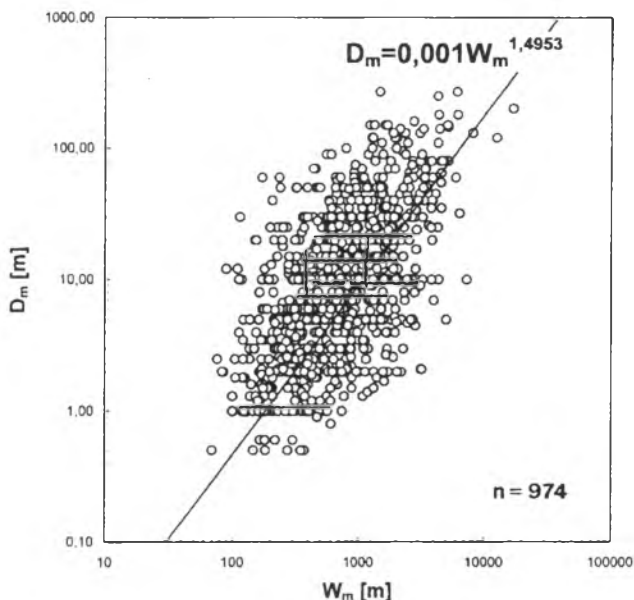
### 3.3.2. Populacje rozmiarów uskoków i ich znaczenie dla określenia sumarycznej deformacji uskokowej obszaru

Mapa uskoków północnej części GZW (rys. 28) została scyfrowana z uwzględnieniem:

- lokalnych współrzędnych  $x$  i  $y$  końców uskoku (lub jego prostoliniowego segmentu o azymucie biegu zauważalnie odmiennym od sąsiednich odcinków),
- przynależności uskoku (segmentu uskoku) do zespołu kierunkowego,
- rzędu (rangi) uskoku (segmentu uskoku) w strukturze systemu,
- maksymalnego zrzutu uskoku (segmentu uskoku),
- kąta upadu powierzchni uskoku (segmentu uskoku).

Oryginalne oprogramowanie zastosowane do selekcji danych umożliwiło tworzenie próbkowych populacji z dowolnie założonymi granicznymi wartościami wszystkich scyfrowanych parametrów. Użyte programy analizujące pozwalały na obliczenie i zilustrowanie za pomocą wykresów zależności pomiędzy dowolnymi klasami katalogowanych cech.

W celu zdefiniowania parametrów geometrycznych uskoków (długość uskoków –  $W_m$ , maksymalny zrzut –  $D_m$ ) posłużono się standardową projekcją na płaszczyznę prostopadłą do powierzchni idealnego uskoku i równoległą do jego biegu (Watters on, 1986; Walsh, Watters on, 1990; T e p e r, 1996). Do określenia relacji między długością uskoków,  $W_m$ , i ich maksymalnym zrzutem,  $D_m$  (rys. 37), wykorzystano metodę, za pomocą której do tej pory analizowano wiele sieci uskokowych (por. rys. 38). Spośród badanych dotąd populacji tylko jedna (Walsh, Watters on, 1988) zawierała ponad 500 struktur (552),



Rys. 37. Wykres i równanie ilustrujące relację między długością  $W_m$  i maksymalnym zrzutem  $D_m$  uskoków w północnej części GZW (por. rys. 28)

przypominając pod tym względem bazę danych z GZW (974 uskoki). Badacze (por. opis do rys. 38) w większości są zgodni co do tego, że maksymalne zrzuty  $D$  i maksymalne długości  $W$  pozostają w zależności potęgowej wyrażonej wzorem:

$$D = \gamma W^n, \quad (5)$$

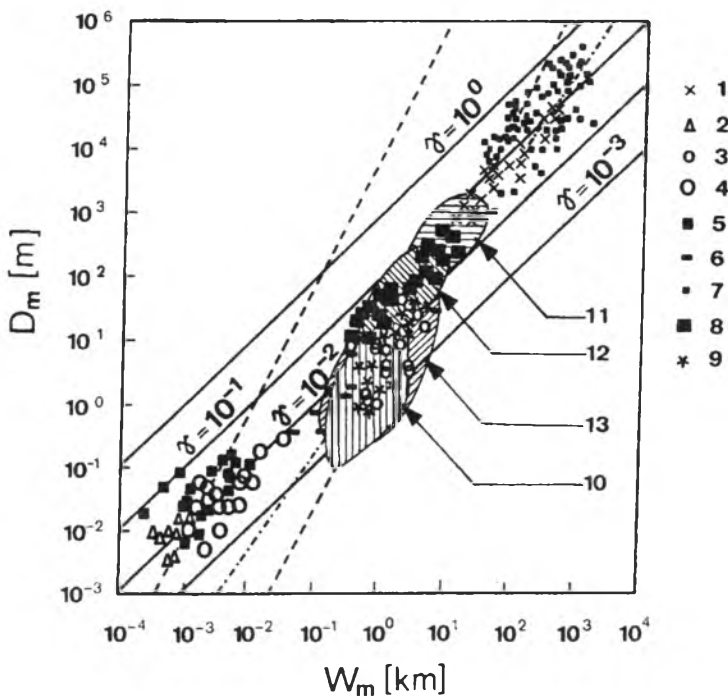
gdzie wartość  $\gamma$  jest określona przez cechy materiałowe (Walsh, 1986; Walsh, Watterson, 1988; Cowie, Scholz, 1992).

Relację  $D_m / W_m$  (rys. 37) badaną w populacji uskoków północnej części GZW (por. rys. 28) można opisać równaniem, które ma postać:

$$D = 0,001 W^{1,4953}. \quad (6)$$

Wartości empiryczne  $\gamma$  i  $n$  w równaniu (6) pozwalają zabrać głos w dyskusji nad modelem wzrostu uskoku, toczącej się w ostatniej dekadzie, głównie na łamach „Journal of Structural Geology”.

Według modelu P. A. Cowie, C. H. Scholza (1992) parametr  $\gamma$  przyjmuje wartości z przedziału  $1 \times 10^0 - 1 \times 10^{-3}$  (por. rys. 38) i jest tak bardzo uzależniony od typu skał i środowiska tektonicznego, że czyni bezzasadnymi próby poszukiwania równania regresji dla populacji zbiorczych, uwzględniających zespoły uskokowe z różnych obszarów (przykład populacji zbiorczej prezentuje rys. 38). Tymczasem wartość  $\gamma = 0,001$ , którą obliczono dla zbioru z GZW



Rys. 38. Zespół danych z północnej części GZW na tle zbiorczego wykresu relacji między długością uskoków  $W_m$  i ich maksymalnym zrzutem  $D_m$ , sporządzonego z uwzględnieniem różnych populacji sieci uskokowych – od drobnych uskoków o  $W_m = 1$  m i  $D_m$  rzędu kilku centymetrów do kontynentalnych uskoków przesuwczych o  $W_m = 1000$  km i przemieszczeniach przekraczających 100 km. Uwzględnione zespoły danych:

1 – Elliott (1976), 2 – Muraoka, Kamata (1983), 3 – Walsh, Watterson (1988), 4 – Peacock, Sanderson (1991), 5 – Peacock (1991), 6 – Opheim, Gudmundsson (1989), 7 – MacMillan (1975), 8 – Villemin et al. (fide Cowie, Scholz, 1992), 9 – Krantz (1988); zacienione owalne pola grupują dane zebrane w: 10 – Walsh, Watterson (1988), 11 – Marret, Allmendinger (1991), 12 – Minor Faults Research Group (1973), 13 – Zespół danych z północnej części GZW; linie przerywane, o nachyleniu 2.0, reprezentują model wzrostu proponowany przez J. J. Walsh, J. Wattersona (1988), linie ciągłe o nachyleniu 1.0, wyrażone za pomocą wartości  $\gamma$  (por. tekst), są ilustracją stosunku  $D_m / W_m$  wg P. A. Cowie, C. H. Scholza (1992), linia z kropek i kresków, o nachyleniu  $\cong 1.5$ , jest linią regresji dla danych z GZW – naśladuje ona linię trendu wyznaczoną dla syntetycznego zestawienia danych z zespołów 1, 7, 11 i 12 (Marret, Allmendinger, 1991), i odpowiada modelowi wzrostu przedstawionemu przez P. A. Gillespie'ego et al. (1992)

(równanie 6), jest porównywalna zarówno z  $\gamma = 1,6 \times 10^{-3}$  uzyskaną w trakcie analizy uskoków w zagłębieniach węglowych środkowej Anglii (Walsh, Watterson, 1988), jak i z  $\gamma = 5 \times 10^{-3}$  obliczoną dla uskoków dna oceanicznego, Zatoki Meksykańskiej i centralnej Japonii (Marret, Allmendinger, 1991). Podobieństwo wartości  $\gamma$  we wzorze (6) i empirycznej wartości  $\gamma$  z zagłębienia angielskich można by ewentualnie tłumaczyć przynależnością uskoków z Derbyshire i Yorkshire (por. rys. 38 – zespół 10) oraz Górnego Śląska (por. rys. 38 – zespół 13) do tej samej klasy rozmiarów (w znacznie mniejszym stopniu może ono wynikać

z podobieństwa środowisk skalnych obydwu obszarów). Uskoki wchodzące w skład zbiorów analizowanych przez R. Marreta, R. W. Allmendingera, 1991 (por. rys. 38 – zespoły 1, 7, 11 i 12) nie wykazują podobieństwa ze strukturami występującymi w GZW nawet pod względem rozmiarów. Są to w większości główne dyslokacje globalnych stref ryftowych lub transformujących; uskoki znacznie dłuższe i o zdecydowanie większych zrzutach. Wydaje się zatem, że wartość empiryczna parametru  $\gamma$  obliczona na podstawie analizy relacji między długością i zrzutem uskoków w północnej części GZW przyczynia się do podważenia modelu P. A. Cowie, C. H. Scholza (1992), świadcząc o zasadności korelowania populacji długości i zrzutów uskoków niezależnie od klas rozmiarowych i środowisk skalnych, w jakich występują.

Wśród autorów dotychczasowych rozwiązań modelowych zagadnienia wzrostu uskoków nie ma również zgodności co do wartości wykładnika  $n$ . Proponowane wartości oscylują między 1,0 i 2,0; P. A. Cowie, C. H. Scholz (1992) są zwolennikami  $n = 1,0$ . J. J. Walsh, J. Watterson (1988) wnioskują, że  $n = 2,0$ . Ostatnio Gillespie et al., 1992 zakładają, że  $n$  przekracza 1,4, prawdopodobnie  $\cong 1,5$ . Wartość 1,5 dla  $n$  przyjmują również R. Marret, R. W. Allmendinger (1991) w wyniku analizy globalnych uskoków oceanicznych i kontynentalnych. W północnej części GZW wartości  $n = 1,0$  lub nieznacznie większe otrzymywano wyłącznie podczas analizy niektórych małych (np. część jednego obszaru górniczego) lub niekompletnych (np. jeden zespół kierunkowy uskoków) populacji próbkowych (Teper, 1996). Zwiększenie liczebności uskoków w populacjach próbkowych powodowało szybki wzrost wartości  $n$  i jej oscylację wokół wartości  $n = 1,4953$  wyznaczonej dla całkowitej populacji (wzór 6).

Wykładnik  $n$  we wzorze (5) jest niezwykle istotny, ponieważ opisuje zmiany geometrii uskoku w miarę jego wzrostu. Uznaje się, że zrzut i długość sukcesywnie wzrastają w ciągu okresu aktywności uskoku, a przyrosty te realizują się za pośrednictwem kolejnych aktów poślizgu,  $u$ , występujących w czasie pojedynczych wydarzeń sejsmicznych. Średnia wartość poślizgu na uskoku w czasie pojedynczego wstrząsu jest wprost proporcjonalna do wielkości powierzchni, na której poślizg nastąpił. Wartości  $u$  tworzą ciąg, którego sumą na każdym etapie wzrostu jest zrzut skumulowany –  $D$ . Wykładnik  $n = 1,0$  (Cowie, Scholz, 1992) wskazywałby na bezwzględną samopowtarzalność geometrii uskoku podczas wzrostu. Wartość  $n > 1,0$  wyraża samopodobieństwo geometrii, systematyczną zmianę parametrów rozmiarowych uskoku w czasie wzrostu. Inaczej mówiąc, przyrost zrzutu w czasie każdego kolejnego poślizgu na uskoku jest większy o stałą wartość. Rezultaty analizy sieci uskokowej w północnej części GZW (por. rys. 38) wydają się potwierdzać model wzrostu uskoku, w którym przyrost zrzutu z każdym wydarzeniem sejsmicznym,  $u$ , jest proporcjonalny do  $W^{0,5}$ , a wartość  $n$  w równaniu (5) jest równa 1,5 (Gillespie et al., 1992).

Przedmiotem analizy był również rozkład rozmiarów uskoków w badanym zbiorze danych. Wcześniejsze badania parametrów rozmiarowych uskoków

(Hirata, 1989; Scholz, Cowie, 1990) pozwoliły na ustalenie, że liczba uskoków, które w danej populacji mają długość  $\geq W$ , może być opisana równaniem:

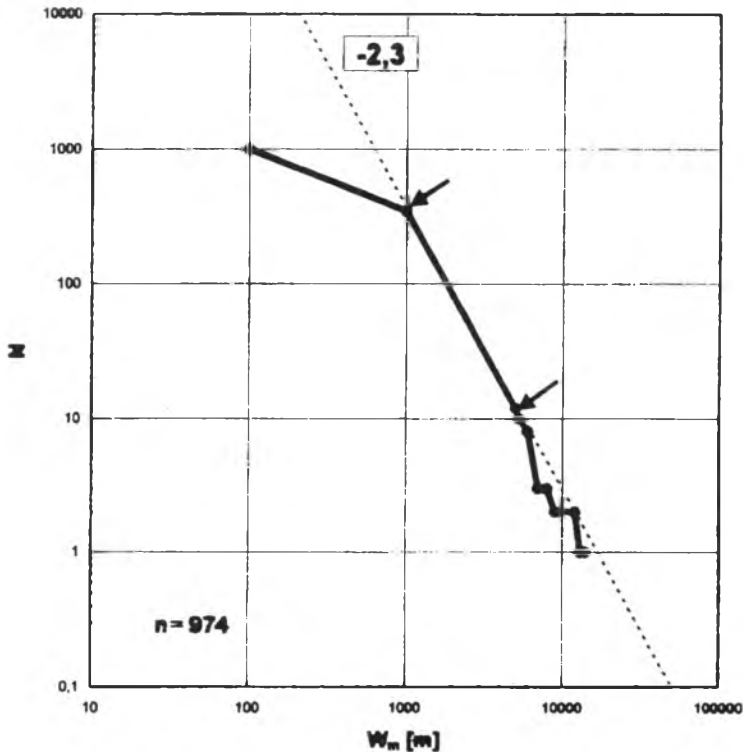
$$N(W) = \alpha W^{-C}, \quad (7)$$

gdzie  $\alpha$  jest współczynnikiem proporcjonalności.

Długość uskoków  $W$  w północnej części GZW oznaczano zgodnie z zasadami przedstawionymi w rozdz. 3.2.3. Zależność  $N$  od  $W$  badano w dużej liczbie populacji próbkowych uskoków z obszarów cząstkowych o różnej wielkości i odmiennym stopniu rozpoznania struktury górotworu (Teper, 1996). Wyniki zestawiano na wykresach bilogarytmicznych  $N$  od  $W$ . Na każdym z wykresów rozkładu rozmiarów uskoków w populacjach próbkowych zaznaczało się wyraźne załamanie, występujące między lewym odcinkiem krzywej, reprezentującym struktury drobne, i znacznie bardziej stromym, w przybliżeniu prostoliniowym, prawym segmentem krzywej, odpowiadającym uskokom większym (Teper, 1996). Można przypuszczać, że owa zmiana nachylenia krzywych jest rezultatem nieuniknionych niedokładności w ewidencjonowaniu drobnych nieciągłości. Z przeprowadzonej wcześniej analizy zależności  $D/W$  wynika, że długość uskoku o  $D_m = 1$  m (dolna granica dla populacji skartowanych uskoków) wynosi około 200 m (por. rys. 37). Istnieje zatem realna możliwość systematycznego pomijania struktur o takich rozmiarach nawet w dobrze rozpoznanych partiach górotworu. Jest zrozumiałe, że w obszarach naruszonych mniejszą liczbą wyrobisk górniczych do analizy nie zostaje włączona znacznie większa liczba uskoków, a pomiary w klasie struktur najmniejszych są najbardziej niedokładne. Uskoki mogą zostać przeoczone nawet w intensywnie eksploatowanych obszarach, jeśli nie stanowią utrudnienia dla stosowanej technologii wydobywania węgla. Po analizie relacji między  $N$  i  $W$  w populacjach próbkowych ustalono, że dolną granicą danych użytecznych w wiarygodnej analizie rozkładu rozmiarów uskoków w GZW jest  $W = 1000$  m (Teper, 1996).

Rysunek 39 przedstawia rezultat badania zależności  $N$  od  $W$  w populacji całkowitej, liczącej w badanym obszarze 974 uskoki. Krzywa obrazująca wyniki analizy (rys. 39) jest wykresem pochodnej funkcji opisanej wzorem (7). Położony na prawo od punktu załamania segment krzywej, reprezentujący populacje rozmiarowe uskoków o  $W \geq 1000$  m, jest linią prostą o nachyleniu  $-(C+1) \cong -2,3$  (por. rys. 39). Wartość empiryczna wykładnika  $C$  w (7), oznaczona na podstawie materiału z GZW, jest zatem zbliżona do 1,3. Jest to wartość porównywalna z uzyskiwanymi w rezultacie badań zależności  $N$  od  $W$  w innych zbiorach uskoków; C. H. Scholz, P. A. Cowie (1990) donoszą o wartościach  $C$  zawierających się w przedziale 1,1–1,6.

Poniżej podjęto próbę wykorzystania wartości empirycznych, uzyskanych podczas badania zależności (6) i (7), do uszczegółowienia modelu sejsmotektoniki badanej części GZW, opartą na przykładzie zastosowania wyników analiz parametrów rozmiarowych uskoków w interpretacjach sejsmotektonicznych zaprezentowanym przez C. H. Scholza, P. A. Cowie (1990).



Rys. 39. Populacje rozmiarów uskoków w północnej części GZW; wynik analizy skumulowanej liczebności uskoków jako funkcji ich długości:

$N$  – skumulowana liczba długości uskoków większych od  $W$ ;  $W$  – pomierzona długość uskoku (por. rozdz. 3.2.3 i 3.3.2). Krzywa jest wykresem pochodnej funkcji opisującej zależność  $N$  od  $W$  (por. wzór 7); prawe ramię krzywej, reprezentujące dane wartościowe dla analizy (por. tekst), jest linią prostą o nachyleniu  $-(C+1) \cong -2,3$  w zakresie około jednego rzędu wielkości; końce odcinka prostopadłościowego są oznaczone strzałkami

Rozkład populacji trzęsień ziemi w domenie rozmiarów podlega zależności (e.g. Scholz, Cowie, 1990):

$$N(M_0) = a M_0^{-B}, \quad (8)$$

gdzie  $N(M_0)$  jest liczbą wydarzeń o momencie sejsmicznym  $\geq M_0$ ,  $a$  jest współczynnikiem proporcjonalności, natomiast sam moment  $M_0$  jest iloczynem modułu ścinania  $\mu$ , poślizgu  $u$  i pola powierzchni uskoku  $A$ .

Przyrost poślizgu na aktywnych uskokach i tempo deformacji wywoływanej przez trzęsienia ziemi w obszarach sejsmicznych można określać metodą obliczania sumarycznego momentu sejsmicznego pochodzącego od dużych wstrząsów (Scholz, Cowie, 1990).  $B$  w (8) ma uniwersalną wartość  $\sim 2/3$ , dlatego scałkowane równanie (8) jest zbieżne. Pozwala to na dobrą estymację sumarycznego momentu sejsmicznego bez potrzeby uwzględniania kompletnego katalogu małych wstrząsów. Zastosowanie metody sumowania momentów sejsmicznych jest zatem bardzo praktyczne.

Rozkłady populacji uskoków (7) i wstrząsów sejsmicznych (8) w domenie rozmiarów podlegają podobnemu typowi zależności. Wyniki badań C. H. S c h o l z a i P. A. C o w i e (1990) świadczą o możliwości stosowania algorytmu podobnego do sumowania momentów sejsmicznych w stosunku do analizowanych w tym rozdziale zbiorów danych tektonicznych. Wykazanie przydatności takiego rozwiązania w odniesieniu do populacji rozmiarowych nieciągłości jest bardzo pożądane, gdyż uzyskanie kompletnych danych jest w tym przypadku niemożliwe (por. między innymi dyskusję rozkładu populacji rozmiarów uskoków w GZW). Jak wcześniej wykazano, zarówno zależność między zrzutem a długością uskoku (rys. 37 i wzór 6), jak i rozkład populacji długości uskoków (rys. 39 i wzór 7) mają strukturę samopodobną. Łączne wykorzystanie obydwu przedstawionych zależności potęgowych, którym podlegają rozmiary uskoków, pozwoli obliczyć moment deformacji wywołanej przez sieć uskokową. Długość uskoków w badanym obszarze otrzymujemy całkując wyrażenie (7):

$$\int -\frac{dN(W)}{dW} W dW = \frac{a_1 C}{1-C} W^{1-C}. \quad (9)$$

Moment geometryczny  $M_g$  (iloczyn pola powierzchni i wielkości zrzutu  $D$ ) dla „dużych” uskoków, które przecinają całą skorupę kruchą o grubości  $H$ , jest równy  $M_g = DWH$ . W przypadku „małych” uskoków, o pionowym zasięgu mniejszym od  $H$ , moment jest równy  $M_g = DW^2$ . Wykorzystując wyrażenie (7) i równanie (5) z empiryczną wartością  $n \sim 1,5$ , otrzymaną w wyniku analizy relacji  $D_m/W_m$  w północnej części GZW (por. równanie 6 oraz rys. 37), sumę momentów  $M_g$  dla dużych uskoków (których  $W \geq H$ ) można przedstawić w postaci:

$$\sum_{k=1}^n M_g^k = a_1 H \gamma C \int -\frac{dN(W)}{dW} W^{2,5} dW = \frac{a_1 H \gamma C}{2,5-C} W^{2,5-C}, \quad (10)$$

a dla małych uskoków ( $W < H$ ):

$$\sum_{k=1}^n M_g^k = a_1 \gamma C \int -\frac{dN(W)}{dW} W^{3,5} dW = \frac{a_1 \gamma C}{3,5-C} W^{3,5-C}. \quad (11)$$

Jak wynika z wcześniejszej dyskusji równania (8), moment  $M_g$  w równaniach (10) i (11) musi być skończony. Równania (10) i (11) są zbieżne wtedy, gdy, odpowiednio,  $C < 2,5$  i  $C < 3,5$ . Oznaczona w obszarze badań wartość  $C$  wynosi  $\sim 1,3$  (por. równanie (7)), zatem sumaryczny moment sieci uskokowej i całkowita deformacja wywołana przez proces uskokowania istotnie są skończone. Wzory (10) i (11) pokazują, że przy wyskalowanej w danym obszarze zależności  $D/W$  do obliczenia momentu wystarcza znajomość długości uskoków, natomiast wartość sumarycznego momentu sieci dyslokacji w głównej mierze jest uzależniona od aktywności uskoków dużych (których  $W \geq H$ ).



Podobne wnioski sformułowali C. H. Scholz, P. A. Cowie (1990) badając populacje uskoków neogeńskich z obszaru Japonii. Na podstawie przebadanych zbiorów danych cytowani autorzy wnioskuje ponadto, że od uskoków dużych – por. wzór (10) – zależy  $\sim 95\%$  momentu sumarycznego. Wykazane powiązanie sumarycznego odkształcenia ze strukturami największymi skłania do zanegowania koncepcji uznających znaczącą część deformacji za ukrytą poniżej granicy obserwacji (Kautz, Sclater, 1988; Keilis-Borok, 1994).

Wyniki uzyskane w trakcie analizy populacji rozmiarów dyslokacji uzupełniają model sejsmotektoniki obszaru badań, budowany za pomocą badań sejsmiczności, tektoniki i fraktalności sieci uskokowej. Wydaje się, że z dużymi uskokami litosferycznymi, których  $W \geq$  grubości skorupy kruchej  $H$ , a których sumaryczny moment geometryczny prezentuje równanie (10), można identyfikować hipotetyczne nieciągłości określane jako strefy graniczne segmentów głębokiego podłoża (por. rozdz. 3.2 i 3.3.1 oraz rys. 5, 16 i 21). Taka interpretacja usprawiedliwia zarazem anomalnie wysoką, w stosunku do rejonów sąsiednich, aktywność sejsmiczną występującą w pasach (por. rozdz. 2.1 oraz rys. 3), których przebieg koincyduje z postulowaną lokalizacją owych nieciągłości.

---

## Podsumowanie: Model sejsmotektoniczny północnej części GZW

---

Przyczyną zjawisk sejsmicznych w północnej części GZW jest bez wątpienia naruszenie górotworu przez działalność górnictw. Ujawnione z zastosowaniem różnorodnych technik symptomy związku sejsmiczności indukowanej z różnymi cechami struktury górotworu zdają się jednakże świadczyć, że górnictwo nie jest wyłącznym sprawcą wstrząsów; nie pozwalają też wykluczyć zaangażowania sieci uskoków tnących górotwór karboński w procesy wyzwiania energii.

Istotą proponowanego rozwiązania zagadnienia sejsmiczności tej części zagłębia jest koncepcja współdziałania naprężeń tektonicznych i naprężeń wywołanych eksploatacją w procesie generowania wstrząsów. Dla interpretacji sejsmotektonicznej rejestrowanych zjawisk najistotniejsze znaczenie ma oczywiście aktualna dynamika górotworu karbońskiego. Niemniej ważne jest określenie parametrów pola naprężeń charakterystycznego dla poprzednich faz tektogenetycznych. Parametry te są pomocne w konstrukcji modelu współczesnej sejsmotektoniki, gdyż sukcesywne nasycanie sieci uskokowej w kolejnych etapach aktywności tektonicznej może obecnie owocować częściową relaksacją naprężeń wzdłuż kierunków odziedziczonych po reżimach deformacji odmiennych od panującego.

Stan naprężeń interpretowany na podstawie badania mechanizmów wstrząsów wysokoenergetycznych współcześnie rejestrowanych w GZW (por. rys. 10) i układ odkształceń górotworu uformowany w najmłodszym etapie tektogenezy obszaru, postulowany w wyniku analizy strukturalnej (por. rys. 33), cechuje wzajemne podobieństwo. W obydwu przypadkach (por. rys. 10 i 33) maksymalne naprężenie główne  $\sigma_1$  jest naprężeniem ściskającym, na ogół zorientowanym poziomo. Poziome położenie ma także minimalne naprężenie główne  $\sigma_3$  (rozciągające). Naprężenie

nie pośrednie  $\sigma_2$ , występuje przeważnie w pozycji pionowej. Wielkości naprężeń  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$  są podobne; naprężenie  $\sigma_1$  lokalnie może przyjmować pozycję pionową kosztem pośredniego naprężenia głównego  $\sigma_2$ . Układ naprężeń tektonicznych w górotworze karbońskim jest, według modelu, odwzorowaniem wgłębnym przemieszczeń na głównych strukturach sejsmogenicznych o przebiegu równoleżnikowym (por. rys. 33). W generowaniu prowokowanych przez górnictwo zdarzeń sejsmicznych w tej części GZW mogą mieć udział zarówno składowe poziome, jak i składowa pionowa pola naprężeń tektonicznych.

Poniżej podano charakterystykę sejsmotektoniczną zespołów wstrząsów wyróżnionych w wyniku badań mechanizmu ogniskowego (por. rozdz. 3.1), która jest konsekwencją zastosowania proponowanego modelu.

Rozwiązania zjawisk sejsmicznych typu 1 (por. rys. 9a i rys. 14, 1–3) ujawniają strome zaleganie obydwu płaszczyzn nodalnych, co wskazuje na poślizg horyzontalny jako przyczynę tych zdarzeń. Według modelu wstrząsy typu 1 są generowane na powierzchniach subrównoleżnikowych uskoków przesuwczych lewoskrętnych (homotetycznych) i prawoskrętnych (antytetycznych) uskoków przesuwczych o przebiegu NNE–SSW (por. rys. 33).

Składowa pionowa tensora naprężeń współczesnych jest odpowiedzialna przede wszystkim za wstrząsy typu przemieszczeń wertykalnych (por. rys. 9c – typ 3) na uskoku normalno-zrzutowych, mających, według modelu, orientację NE–SW (por. rys. 33). Nasycony charakter sieci uskokowej sprawia jednak, że relaksacja współczesnych naprężeń może odbywać się częściowo na zremobilizowanych aktualnie nieciągłościach, powstałych w wyniku wcześniejszych aktów względnych ruchów bloków podłoża (por. rys. 31 i 32). Bez względu na pierwotny kierunek wektora poślizgu we współczesnym polu naprężeń uwalnianie energii na takich uskoku następuje najczęściej przez ruch normalno-zrzutowy. Zjawisko to może być przyczyną znacznego zróżnicowania kierunków płaszczyzn nodalnych, obserwowanego wśród wstrząsów tego typu (por. rys. 9c).

Liczne wstrząsy charakteryzują się parą płaszczyzn nodalnych, z których jedna jest zorientowana subwertykalnie, a druga – subhoryzontalnie (por. rys. 9b – typ 2). Dużą liczebność zjawisk tej grupy można wytłumaczyć nakładaniem się naprężeń związanych z eksploatacją na naprężenia tektoniczne, będące, według modelu sejsmotektonicznego, przyczyną:

- pionowych przemieszczeń występujących na uskoku progowych (homotetycznych i antytetycznych), gdy  $\sigma_2$  traci okresowo pozycję pionową na rzecz  $\sigma_1$  lub gdy relacja między naprężeniami  $\sigma_1$  i  $\sigma_3$  chwilowo nie spełnia warunku koniecznego do zaistnienia ruchu poziomego (są to fluktuacje powszechnie obserwowane w systemach uskoków przesuwczych – zob. J a r o s z e w s k i, 1984);
- przemieszczeń pionowych na spękaniach tworzących zespoły ścięciowe typu R opierające uskoki normalne (według znanych modeli strukturalnych ścięcia należące do takiego zespołu zapadają pod kątem o  $15^\circ$  do  $30^\circ$  większym od kąta upadu powierzchni uskoku normalnego – spękania są zatem strome lub pionowe) i w ograniczonym zakresie:

- przesuwu międzywarstwowego, będącego koniecznym następstwem ruchu przesuwczego w podłożu (w jego konsekwencji wstrząsy są generowane wzdłuż subhoryzontalnej płaszczyzny nodalnej).

Inwentarz zjawisk uzupełnia grupa wstrząsów o płaszczyznach nodalnych potwierdzających istnienie przemieszczeń na nieciągłościach o charakterze uskoków inwersyjnych (por. rys. 14, 4–5). Powstały one w wyniku lokalnej lub regionalnej kompresji NE–SW, która w postulowanym modelu współczesnej deformacji jest elementem nieodzownym (por. rys. 33).

Kierunki i zwroty przemieszczeń względnych, oznaczane dla wyróżnionych populacji wstrząsów w trakcie analizy mechanizmów ogniskowych techniką klasyczną i metodą inwersji tensora momentu sejsmicznego, są zgodne z kierunkami transportu tektonicznego przewidywanymi przez model. Przestrzenne rozmieszczenie grup wstrząsów różniących się mechanizmami ogniskowymi pomaga w interpretacji położenia regionalnych struktur sejsmogenicznych w północnej części zagłębia.

Do wyznaczania lokalizacji głównych struktur sejsmogenicznych oraz opisu ich kinematyki i dynamiki wykorzystano przede wszystkim wyniki analiz: strukturalnej i fraktalnej. Analiza strukturalna pozwoliła dokonać próby opisu kinematyki deformacji w poszczególnych fazach tektogenetycznych na drodze statystycznego przedstawienia rozmieszczenia kierunków biegów różnych typów uskoków tnących górotwór karboński. W uściśleniu parametrów deformacji zachodzącej w warunkach podatnych (kierunki i zwroty ruchu, kwantyfikacja naprężeń ścinających i przemieszczeń w strefach granicznych) dużą przydatność wykazała analiza geometrii i orientacji fałdów oraz form przesuwu międzywarstwowego. Zaobserwowano, że wszystkie generacje nieciągłości, od zespołów powstających w fazach waryscyjskich poczynając, w dużej części składają się z dyslokacji mających cechy struktur potomnych; 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. Odnawianie 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 nasyconą, dającą się zdefiniować w kategoriach chaosu deterministycznego. W wydzieleniu w jej obrębie jednorodnych, energetycznie spójnych układów dyslokacji pomocna okazała się analiza fraktalności sieci uskokowej. Wyniki tej analizy potwierdzają, że wyodrębnione układy dyslokacji mogą być produktem ruchów wzdłuż zlokalizowanych w ich sąsiedztwie nieciągłości podłoża karbonu. Przebieg nieciągłości wgłębnych wskazany metodami fraktalnymi jest zgodny z lokalizacją drugorzędnych stref granicznych, oddzielających segmenty masywu górnośląskiego, interpretowaną na podstawie wyników badań strukturalnych i sejsmologicznych.

W wyniku interpretacji rezultatów przeprowadzonych analiz za główne współczesne struktury sejsmogeniczne w północnej części GZW 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. 5, 16 i 21 – nieciągłość **B**, rys. 28 – w obszarze I) oraz północną (pod osią synkliny Bytomia, por. rys. 21 – nieciągłość **b**, rys. 28 – w obszarze III). Południowa nieciągłość brzeżna, której odpowiednik A. K o t a s (1985) uznaje za strefę graniczną drugiego rzędu (wyznaczając jego przebieg nieco odmiennie), a E. H e r b i c h (1980) proponuje nazywać rozłamek górnośląskim, manifestuje się anomalnymi wartościami pola grawitacyjnego (G o s z c z, 1986) i ogranicza od południa obszar anomalnych wartości pola geotermicznego (K a r w a s i e c k a, 1996a, 1996b). Północna nieciągłość brzeżna koincyduje z anomalią pola siły ciężkości (G o s z c z, 1986) i konturuje od północy obszar anomalii pola cieplnego naturalnego (K a r w a s i e c k a, 1996a, 1996b).

Jest bardzo prawdopodobne, że te nieciągłości podłoża miały charakter sejsmogeniczny w licznych fazach tektonogenetycznych. Wynika to ze sprzyjającej procesowi uskokowania pozycji, jaką zajmowała strefa graniczna w kolejnych globalnych planach strukturalnych: na peryferiach transeuropejskiej strefy suturalnej (TESS), na przedpolu orogenu waryscyjskiego i na przedpolu orogenu alpejskiego (por. rozdz. 2.2).

Wstrząsy górnice o lewoprzesuwczym mechanizmie ogniskowym są generowane przeważnie w okolicy południowej nieciągłości brzeżnej, gdzie obserwuje się ponadto tendencję do liniowego grupowania się ognisk wstrząsów wzdłuż uskoku kłodnickiego. Z kolei prawoprzesuwczy mechanizm zjawisk sejsmicznych jest częstszy w sąsiedztwie nieciągłości północnej, gdzie ogniska wstrząsów są bardziej rozproszone. Typ zależności fraktalnej, wykrytej podczas badania rozkładu przestrzennego ognisk, sugeruje, że w generowanie wstrząsów w pobliżu nieciągłości północnej jest zaangażowana cała sieć uskoku. Stwierdzony metodami strukturalnymi dymorfizm układów uskoku potomnych (por. rys. 29d i 29e) nad obydwoma dyslokacjami podłoża interpretowano jako skutek tworzenia się struktur naduskokowych w szerokiej, złożonej strefie lewoskrętnego przesuwu wglębnego. W strefach tego typu, w sąsiedztwie głównej struktury przyczynowej, są aktywne prawie wyłącznie niskokątowe struktury pochodne, zatem sinistralny mechanizm ogniskowy powinien być tam częściej spotykany. Mechanizm dekstralny winien być typowy przede wszystkim dla ognisk wstrząsów zlokalizowanych w pewnym oddaleniu od linii maksymalnej koncentracji ruchu wglębnego. Ma na to wpływ wzrost znaczenia wysokokątowych zespołów struktur naduskokowych w marginalnych partiach takich stref. Rozmieszczenie przestrzenne wstrząsów o lewo- i prawoprzesuwczym mechanizmie ogniskowym w północnej części GZW podlega opisanej prawidłowości. W zestawieniu z wynikami analizy strukturalnej wspiera ona tezę, że pas między dyslokacjami **B** i **b** (por. rys. 21), równoważny ze strefą graniczną między blokiem Bytomia i blokiem centralnym (por. rys. 5), ma cechy złożonej strefy lewoskrętnego przesuwu wglębnego. Nie można wykluczyć, że opisywana złożona strefa sejsmogeniczna stanowi przebiegający przez obszar GZW odcinek „nieciągłości 50 N równoleżnika” (por. rys. 8), której istnienie postuluje

J. K u t i n a (1974). Typ współczesnej aktywności tej hipotetycznej nieciągłości (a tym samym sejsmotektonika północnej części GZW) może wynikać z orientacji „strefy 50° N” w stosunku do obecnego kierunku kompresji w orogenie karpackim.

Rolę struktury sejsmogenicznej można też przypisać dyslokacji fundamentu krystalicznego o przebiegu NW–SE, ograniczającej w obszarze badań blok Bytomia od wschodu (interpretowanej na rys. 5, 16 i 21 jako nieciągłość **A**, rys. 28 – w obszarze IV). Linia pozwalająca lokalizować w owym miejscu głębokie pęknięcie litosfery pojawia się w regionalnych interpretacjach struktury podłoża karbonu (K o t a s, 1985; G o s z c z, 1986). Dyslokacja **A** ma dla współczesnej sejsmotektoniki północnej części GZW mniejsze znaczenie od opisywanej aktywnej strefy równoleżnikowej. Jej położenie w strefie zasięgu dynamicznego pierwszorzędowej nieciągłości granicznej masywu górnośląskiego (por. rys. 5, II–II) pozwala przypuszczać, że w waryscyjskich (por. rys. 6 i 7) i staroalpejskich (C a b a ł a, T e p e r, 1990) fazach tektogenetycznych mogła to być struktura o znacznie większym wpływie na generację zjawisk sejsmicznych (por. np. oszacowane w rozdz. 3.2.1 wartości naprężenia ścinającego  $\gamma$  i minimalnego przemieszczenia poziomego  $s$  w strefie granicznej **II**).

Aktywność pierwszoplanowych struktur sejsmogenicznych nie jest skoncentrowana wzdłuż linii dyslokacji, lecz raczej jest chaotycznie rozproszona w obrębie wyróżnionych pasów (por. rys. 3), wzorując się pod tym względem na nieliniarnym modelu dynamiki litosfery. Analiza fraktalna terytorialnego rozmieszczenia uskoków i epicentrow wstrząsów potwierdza nieliniarność 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 nieliniarności układu, jakim jest badany fragment górotworu karbońskiego, i dają nadzieję na rychłe opracowanie pełnego, ilościowego opisu związku między jego geometrią i dynamiką.

## Literatura

- Angelier J., 1979: *Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population*. Tectonophysics, **56**, s. 17–26.
- Angelier J., 1984: *Tectonic analysis of fault slip data sets*. J. Geophys. Res., **89**, B7, s. 5835–5848.
- Angelier J., 1990: *Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means*. Geophys. J. Int., **103**, s. 363–376.
- Aviles C. A., Scholz C. H., Boatwright J., 1987: *Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas Fault*. J. Geophys. Res., **92**, s. 331–334.
- Bahat D., 1986: *Criteria for differentiation of en echelons and hackles in fractured rocks*. Tectonophysics, **121**, s. 197–206.
- Barnsley M., 1988: *Fractals Everywhere*. Academic Press, Boston.
- Barton C. C., Larsen E., 1985: *Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwest Nevada*. In: *Fundamental of Rock Joints*. Ed. O. Stephansson, s. 77–84.
- Bażyński J., 1978: *Satelitarna mapa fotolineamentów w skali 1:500 000*. Arch. P. Inst. Geol., Warszawa.
- Bederke E., 1930: *Oberschlesien und das variszische Gebirge*. Geol. Rund., Bd. **21**, 4, Berlin.
- Bednarek J., 1978: *Wrench faults on the North Eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin*. Bull. Acad. Pol. Sci., Sci. Terre, **26**, 3–4, s. 155–161.
- Bednarek J., Górecka E., Zapaśnik T., 1983: *Uwarunkowanie tektoniczne rozwoju mineralizacji kruszcowej w utworach jurajskich monokliny śląsko-krakowskiej*. Roczn. P.T. Geol., **53**, 1–4, s. 43–62.
- Berthelsen A., 1994: *EUROPROBE'S 2nd „Trans-European Suture Zone”*. Europrobe News, **5**, s. 2–3.
- Bogacz K., 1977: *Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego*. W: *Mat. Konf. Teren. Probl. tekt. półn.-wsch. obrzeżenia GZW*, Czatkowice – Kraków, s. 7–29.
- Bogacz K., 1980: *Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego*. Roczn. P.T. Geol., **50**, 2, s. 183–208.
- Bogacz W., 1978: *Tektonika utworów karbonu produktywnego okolic Jastrzębia w ROW*. Rozpr. doktorska. AGH, Kraków.

- Bogacz W., 1982: *Struktury translacyjne w sąsiedztwie nasunięcia boguszowickiego w osadach karbonu produktywnego okolic Jastrzębia (ROW)*. Spraw. Pos. Kom. Nauk Geol. PAN, Kraków, **24**, 1, s. 249–251.
- Bogacz W., 1984: *Główne tektoniczne cechy ewolucji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Mat. VII Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. AGH, Kraków, s. 87–93.
- Bogacz W., Krokowski J., 1981: *Rotation of the Upper Silesian Coal Basin*. Roczn. P.T. Geol., **51**, 3–4, s. 361–381.
- Bossowski A., 1995: *Lower Silesian Coal Basin*. In: *The Carboniferous system in Poland*. Eds. A. Zdanowski, H. Żakowa. Pr. P. Inst. Geol., **148**, s. 173–175.
- Brummer R. R., Rorke A. J., 1990: *Case studies on large rockbursts in South African gold mines*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Minneapolis*. Ed. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 323–329.
- Budryk W., 1955: *Skutki trzęsienia ziemi w kopalniach górnośląskich*. Arch. Górn. Hutn., **3**, 2, s. 228–240.
- Bufo E., Sanz de Galdeano C., Udias A., 1995: *Seismotectonics of the Ibero – Maghrebian region*. Tectonophysics, **248**, s. 247–261.
- Bukowy S., 1961: *Sprawa poszukiwań ropy naftowej w hercynidach*. Kwart. Geol., **5**, 1, s. 57–61.
- Bukowy S., 1964: *Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia GZW*. Biul. Inst. Geol., **184**, s. 5–15.
- Bukowy S., 1972: *Budowa podłoża karbonu GZW*. W: *Karbon GZW*. Pr. Inst. Geol., **61**, s. 23–59.
- Bukowy S., 1974: *Przedpole obszaru wyniesionego platformy wschodnioeuropejskiej. Część południowo-zachodnia*. W: *Budowa geologiczna Polski*, **4**, cz. 1. Red. W. Pożaryski. Wyd. Geol., Warszawa, s. 213–233.
- Bukowy S., 1984: *Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997: *Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Malopolska Block border zone (southern Poland)*. Geol. Mag., **134**, s. 669–677.
- Buła Z., Kotas A. (red.), 1994: *Atlas geologiczny GZW w skali 1:100 000, cz. III. Mapy strukturalne*. P. Inst. Geol., Warszawa.
- Buła Z., Żaba J., Jachowicz M., Perski Z., Siewniak-Madej A., 1994: *Problemy litostratygrafii i tektoniki starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Paleozoik północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 134–172.
- 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 Rock II*. Ed. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 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., s. 96–108.
- Camelbeek T., 1994: *Seismotectonics from the Lower Rhine embayment to the North sea*. In: *24th. General Assembly European Seismological Commission*, Abstr., Ateny, s. 25.
- Chinnery M. A., 1966: *Secondary faulting. Theoretical aspects*. Geological aspects. Can. J. Earth Sci., **3**, s. 163–190.
- Cobbold P. R., Quinquis H., 1980: *Development of sheath folds in shear regimes*. J. Struct. Geol., **1/2**, s. 119–126.
- Cook N. G. W., 1976: *Seismicity associated with mining*. Engin. Geol., **10**, s. 99–122.
- Cowie P. A., Scholz C. H., 1992: *Displacement – length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion*. J. Struct. Geol., **10**, s. 1149–1156.
- 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, s. 37–52.



- Doktorowicz-Hrebnicki S., 1935: *Objaśnienia do arkusza Grodziec. Mapa szczegółowa polskiego Zagłębia Węglowego*. P. Inst. Geol., Warszawa.
- Donath F. A., 1968: *The development of kink bands in brittle anisotropic rock*. In: *Igneous and Metamorphic Geology*. Ed. L. H. Larsen. Geol. Soc. Am. Mem., **135**, s. 95–128.
- Drewniak R., 1984: *Reinterpretacja uskoku kłodnickiego*. W: *Mat. VII Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, AGH, Kraków, s. 93–98.
- Dubiński J., Nowak J., Barański A., 1990: *Characteristics of seismicity induced by mining operations in the Upper Silesian Coal Field*. Acta Montana, **83**, s. 115–128.
- Dubiński J., Stec K., 1994: *Określenie niektórych parametrów regionalnego tensora naprężeń w kopalniach węgla*. W: *23 Pol.-Czech.-Słow. Konf. Badania sejsmiczności w kopalniach*, Abstr., Ustroń.
- Dudek A., 1980: *The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum*. Papers Czechoslovak Acad. Sci., **90**, 8.
- Dzudyński S., 1953: *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Pol., **3**, 3, s. 325–440.
- Elliott D., 1976: *The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., **A 283**, s. 289–312.
- Evans D. J., White S. H., 1984: *Microstructural and fabric studies from the rocks of the Moine Nappe, Eriboll, NW Scotland*. J. Struct. Geol., **6**, s. 369–389.
- Feignier B., Young R. P., 1992: *Moment Tensor Inversion of Induced Microseismic Events: Evidence of Nonshear Failures in the  $-4 < M < -2$  Moment Magnitude Range*. Geophys. Res. Lett., **19**, s. 1503–1506.
- Franke D., 1994: *TESZ and the Caledonian Terrane Model*. Europrobe News, **5**, s. 6.
- Gary M., McAfee R. Jr., Wolf C., 1972: *Glossary of Geology*. Amer. Geol. Inst., Washington.
- Gaviglio P., Revalor R., Pignet J. P., Dejeau M., 1990: *Tectonic structures, strata properties and rockbursts occurrence in a French coal mine*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Minneapolis*. Ed. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 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, s. 17–41.
- Gibowicz S. J., 1984: *The mechanisms of mine tremors in Poland*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Johannesburg*. Eds. N. C. Gay, E. H. Wainwright. SAIMM, Kelvin House, Johannesburg, s. 17–28.
- Gibowicz S. J., 1989: *Mechanizm ognisk wstrząsów górniczych*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., **M-13** (221), s. 3–106.
- Gibowicz S. J., 1990: *Seismicity induced by mining*. Advances in Geophysics, **32**, Academic Press Inc., s. 1–72.
- Gibowicz S. J., 1993a: *Zastosowanie momentu sejsmicznego do badania wstrząsów górniczych*. Prz. Geof., **38**, 1, s. 51–66.
- Gibowicz S. J., 1993b: *Seismic moment tensor and the mechanism of seismic events in mines*. In: *Proc. Symp. Rockburst and Seismicity in Mines, Kingston*. Ed. R. P. Young. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 149–155.
- Gibowicz S. J., Cichowicz A., Dybeł T., 1979: *Moment sejsmiczny i rozmiary ogniska wstrząsów górniczych rejestrowanych przez stację szerokopasmową w KWK „Miechowice”*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., **M-2** (123), s. 239–252.
- Gibowicz S. J., Guterch B., Lewandowska-Marciniak H., Wysokiński L., 1982: *Seismicity induced by surface mining: The Belchatow, Poland earthquake of November 1980*. Acta Geophys. Pol., **30**, s. 193–219.
- Gillespie P. A., Howard C. B., Walsh J. J., Watterson J., 1993: *Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures*. Tectonophysics, **226**, s. 113–141.
- 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**, s. 1157–1172.

- G o s z c z A., 1980: *Wpływ naprężeń tektonicznych na niektóre własności skal i warunki górnicze w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Zesz. Nauk. AGH, 790, Geologia, **27**.
- G o s z c z A., 1985: *Kompakcja tektoniczna jako przyczyna naturalnej skłonności skal do wstrząsów górniczych i tapani*. Prz. Góm., 7–8, s. 239–244.
- G o s z c z 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 kam.* Zesz. Nauk. Polit. Śl., ser. Górnictwo, **149**, s. 183–196.
- G o s z c z A., K u ś R., 1985: *Wpływ tektoniki na powstanie zaburzeń ciągłości pokładu 816 w kopalniach „Grodziec” i „General Zawadzki”*. W: *Mat. Konf. Tektonika GZW*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 75–96.
- G r o c c o t t J., 1981: *Fracture geometry of pseudotachylyte generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events*. J. Struct. Geol., **2**, s. 169–178.
- G r y g a r R., 1987: *Ductile shear zones and their significance for the geotectonical development of northern part of Moravo-Silesian branch of European Variscides*. In: *Proc. Conf. Struct. Development of Carpatho-Balkan Orogenic Belt*, Bratislava.
- G r y g a r R., 1992: *Kinematics of Lugosilesian orocline accretion wedge in relation to the Brunovistulian foreland*. Sbor. Ved. Pr. Vys. Skoly Banske, **1**, Ostrava, s. 49–72.
- G r y g a r R., 1994: *Srovnani recentnich a paleonapetovych poli s ohledem na deformacni vyvoj moravskoslezske oblasti ceskeho masivu*. In: *Proc. Conf. Eng. Seismology*, Ostrava. Ed. Z. K a l á b. Czech Acad. Sci., Ostrava, s. 105–111.
- G r z y b e k I., 1988: *Wpływ litologii osadów stropowych na morfologię pokładów węgla kamiennego*. W: *Mat. II Konf. Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.* Zesz. Nauk. Polit. Śl., ser. Górnictwo, **172**, s. 25–39.
- G r z y b e k I., 1996: *Geneza zaburzeń miąższości pokładów węgla w świetle obserwacji z KWK Zabrze Bielszowice (GZW)*. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, **12**, 1, s. 159–202.
- G r z y b e k I., 1997: *Diagenetic structures from coal seams in the NW part of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Proc. XIIIth. Int. Congress Carboniferous – Permian, Part 2*, Kraków. Pr. P. Inst. Geol., **157**, s. 227–231.
- G z o v s k i M. V., 1975: *Osnovy tektonofiziki*. Nauka, Moskwa.
- H a n d i n J., L o g a n J. M., 1981: *Experimental tectonophysics*. Geophys. Res. Lett., **8**, s. 647–650.
- 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*. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 69–79.
- H a r d i n g T. P., 1974: *Petroleum traps associated with wrench faults*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **58**, s. 1290–1304.
- H a r l a n d W. B., 1971: *Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen*. Geol. Mag., **108**, s. 27–42.
- H a r r i s L. B., C o b b o l d P. R., 1984: *Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing*. J. Struct. Geol., **1**, s. 37–44.
- H e n d e r s o n J. R., 1981: *Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, northeast Canada*. J. Struct. Geol., **3**, s. 203–210.
- H e r b i c h E., 1980: *O rozłamie górnośląskim*. Prz. Geol., **3**, s. 156–159.
- H e r b i c h E., 1981: *Analiza tektoniczna sieci uskokowej GZW*. Roczn. P.T. Geol., **51**, 3–4, s. 383–434.
- H i l l R. L., B e e b y D. J., 1977: *Surface faulting associated with the 5.2 magnitude Galway Lake earthquake of May 31, 1975: Mojave Desert, San Bernardino County, California*. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, s. 1378–1384.
- H i r a t a T., 1989: *Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales*. Pageoph., **131**, s. 157–170.
- H o l m e s R. D., R e e s o n J. A., 1990: *Excess shear stress (E.S.S.). A case study*. In: *Proc. Rockbursts and Seismicity in Mines, Minneapolis*. Ed. C. F a i r h u r s t. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 331–336.

- Idziak A., Sagan G., Zuberek W. M., 1991a: *Analiza rozkładów energetycznych wstrząsów z obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Proc. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., **M-15** (235), s. 163–182.
- Idziak A., Teper L., 1995: *Fractality of spatial distribution of both faults and seismic events within Bytom syncline, Upper Silesia*. Acta Montana, **A9** (100), s. 65–72.
- Idziak A., Teper L., Cabała J., 1991b: *Shallow seismic method as a tool for resolving tectonic problems: the northeast border of the Upper Silesian Coal Basin*. Acta Geophys. Pol., **39**, 3, s. 293–309.
- Idziak A., Teper L., Zuberek W. M., 1995: *Badania sejsmotektoniczne w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. In: *Proc. New Knowledge in Seismology and Eng. Geophysics, Ostrava*. Ed. Z. Kaláb. Czech Acad. Sci., Ostrava, s. 27–37.
- Idziak A., Teper L., Zuberek W. M., Sagan G., Dubiel R., 1997: *Mine tremor mechanisms used to estimate the stress field near the deep-rooted fault in the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. In: *Proc. Rockbursts and Seismicity in Mines, Kraków*. Eds. S. J. Gibowicz, S. Lasocki. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 31–37.
- Idziak A., Zuberek W. M., 1995: *Fractal analysis of mining induced seismicity in the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rock II*. Ed. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 679–682.
- Isobe T., Mori N., Ishijima Y., Sato K., Fukushima A., 1977: *Measurements and analysis of ground tremors caused by working coal seams*. In: *Proc. 6th. Int. Conf. Strata Control, CIMM, Banff*, s. 1–12.
- Janczewski E. W., 1955: *Trzęsienie ziemi na Górnym Śląsku*. Arch. Górn. Hutn., **3**, 2, s. 205–225.
- Janczewski E. W., 1957: *Sejsmiczna aktywność dyslokacji w podłożu karbonu górnośląskiego*. Prz. Geol., **6**, s. 280–282.
- Jarosiński M., 1996: *In situ stress determination in deep boreholes in Poland; Breakouts analysis from Carpathian part of the Upper Silesian Massif – case study*. In: *Tectonophysics of Mining Areas*. Ed. A. Idziak. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 165–175.
- Jaroszewski W., 1984: *Fault and Fold Tectonics*. Pol. Sci. Publ. – Ellis Horwood Ltd., Warszawa–Chichester.
- Jaroszewski W., 1994a: *Uskoki i zjawiska pokrewne*. W: *Tektonika*. Red. R. Dadlez, W. Jaroszewski. PWN, Warszawa, s. 88–162.
- Jaroszewski W., 1994b: *Faldy*. W: *Tektonika*. Red. R. Dadlez, W. Jaroszewski. PWN, Warszawa, s. 163–214.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985: *Słownik geologii dynamicznej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Johnston J. C., Einstein M. H., 1990: *A survey of mining associated seismicity*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Minneapolis*. Ed. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 121–127.
- Joughin N. C., Jager A. J., 1983: *Fracture of rock at slope faces in South African gold mines*. In: *Proc. Symp. Rockburst: Prediction and Control, IMM, London*, s. 53–66.
- Jura D., 1984: *Ukształtowanie i geneza powierzchni podmiocenińskiej w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Rozpr. doktorska. AGH, Kraków.
- Jura D., 1990: *Neotektoniczne ruchy w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Mat. 3. Konf. Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.* Prace GIG, ser. dod., s. 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**, s. 13–21.
- Jura D., 1996: *Young-Alpine stress field evolution of the Bytom–Katowice plateau in north part of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Tectonophysics of Mining Areas*. Ed. A. Idziak. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 29–40.
- Jura D., Trzepierczyński J., 1994: *Strefowość struktur tektonicznych molasy karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. In: *Proc. 2nd. Czech-Polish Conf. Sedimentology of*

- Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Eds. P. Martinec, P. Konečný. Czech Acad. Sci., Ostrava, s. 125–130.
- Jureczka J., Kotas A., 1995: *Upper Silesian Coal Basin*. In: *The Carboniferous system in Poland*. Eds. A. Zdanowski, H. Żakowa. Pr. P. Inst. Geol., **148**, s. 164–173.
- Kakimi T., 1980: *Magnitude-frequency relation for displacement of minor faults and its significance in crustal deformation*. Bull. Geol. Surv. Japan, **31**, s. 467–487.
- Kampers B., 1930: *Über tektonische Bevegungs Vorgänge, ihre Ursachen und Auswirkungen im oberschlesischen Industriebezirk, speziell in der Beuthener Mulde*. Kohle u. Erz., **27**, 19, s. 569–576.
- Karwasiecka M., 1995: *Estimate of geothermal condition for the Upper Silesian Coal Basin and the Lublin Coal Basin – comparative analysis*. In: *XIIIth. Int. Congress Carboniferous – Permian*, Abstr., Kraków. P. Inst. Geol., s. 71–72.
- Karwasiecka M., 1996a: *Atlas geologiczny. Mapy geotermiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wyd. Kartograficzne Pol. Agencji Ekologicznej, Warszawa.
- Karwasiecka M., 1996b: *Perspektywy poszukiwania energii geotermicznej w obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, **3–4**, s. 28–32.
- Kautz S., Sclater J., 1988: *Internal deformation in clay models of extension by block faulting*. Tectonics, **7**, 4, s. 823–832.
- Keilis-Borok V. I., 1990: *The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction*. Rev. Geophysics, **28**, 1, s. 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, s. 7.
- Kijko A., Drzęźła B., Stankiewicz T., 1987: *Bimodal character of extremal seismic events in Polish mines*. Acta Geophys. Pol., **35**, s. 57–166.
- Kisslinger C., 1976: *A review of theories of mechanisms of induced seismicity*. Engin. Geol., **10**, s. 85–98.
- Knochenhauer B., 1912: *Erderschütterungen und Bergschaden*. Zeitschrift der oberschlesischen Berg- u. Hütten Vereins, **50**, s. 481–491.
- Knoll P., Kuhnt W., 1990: *Seismological and geotechnical investigations of the mechanics of rock bursts*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Minneapolis*. Ed. C. Fairhurst. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 129–138.
- Kotarba M., Krach J., Mokrzycka J., 1978: *Analiza zmian prędkości subsydencji w wybranych rejonach GZW*. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, **4**, 2, s. 5–17.
- Kotas A., 1968: *Budowa geologiczna podłoża utworów produktywnych GZW*. Kwart. Geol., **12**, 4, s. 1088–1090.
- Kotas A., 1972: *Ważniejsze cechy budowy geologicznej GZW na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych*. W: *Problemy geodynamiki i tapani*, **1**, Komitet Górnictwa PAN, Kraków, s. 5–55.
- Kotas A., 1973: *Mapa geologiczna GZW odkryta po karbon w skali 1:100 000*. Arch. P. Inst. Geol., Sosnowiec.
- Kotas A., 1985: *Uwagi o ewolucji strukturalnej GZW*. W: *Mat. Konf. Tektonika GZW*. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 17–46.
- Kotas A., Malczyk W., 1964: *Rozwój warstw siodłowych i rudzkich w świetle prac nad identyfikacją pokładów węgla w GZW*. Kwart. Geol., **8**, 4, s. 966–967.
- Kotas A., Porzycki J., 1984: *Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski*. Prz. Geol., **5**, s. 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 Górnego Śląska metodami geodezyjnymi*. W: *Problemy geodynamiki i tapani*, **1**, Komitet Górnictwa PAN, Kraków, s. 114–125.

- Krantz R. W., 1988: *Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application*. J. Struct. Geol., **10**, s. 225–237.
- Krokowski J., 1980: *Tektonika piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego w świetle badań drobnostukturalnych*. Roczn. P.T. Geol., **50**, s. 209–246.
- Kumpers O., 1994: *Geologická stavba Opavske neogenni panve a její vztah k opavske seismické oblasti*. In: *Proc. Conf. Eng. Seismology*, Ostrava. Ed. Z. Kaláb. Czech Acad. Sci., Ostrava, s. 95–104.
- Kurbiel H., 1979a: *Mapa resztkowych anomalii siły ciężkości (według metody Griffina) w rejonie Lubliniec–Kraków w skali 1:100 000*.
- Kurbiel H., 1979b: *Mapa anomalii magnetycznych (wartości  $\Delta$ , uśrednione) w rejonie Lubliniec–Kraków w skali 1:100 000*.
- Kuś R., 1988: *Formowanie się zaburzeń grubości pokładów węgla typu fleksuralnego*. W: *Mat. 11 Konf. Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.* Zesz. Nauk. Polit. Śl., ser. Górnictwo, **172**, s. 245–254.
- Kuś R., Goszcz A., 1985: *Wpływ naprężeń tektonicznych na ukształtowanie zaburzenia ciągłości pokładu 416/3 w kopalni „Julian” w GZW*. W: *Mat. VIII Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, AGH, Kraków, s. 58–62.
- Kutina J., 1968: *On the application of the principle of equidistances in the search for ore veins*. In: *Proc. 23rd. Int. Geol. Congress, Sec. 7 'Endogenous Ore Deposits'*, Prague, s. 99–110.
- Kutina J., 1974: *The Fifty-north Fracture Zone and its role in metallogeny of Central Europe*. *Chemie der Erde*, **33**, 2, s. 215–217.
- Kutina J., 1976: *Relationship between the distribution of big endogenic ore deposits and the basement fracture pattern – examples from four continents*. In: *Proc. 1st. Conf. The New Basement Tectonics, Salt Lake City*. Eds.: R. A. Hodgson, S. P. Parker Gay, Jr., J. Y. Benjamins. Utah Geol. Assoc. Publ., **5**, s. 565–593.
- Kuzak R., 1994: *Tektogeneza dyslokacji orłowskiej i michalkowickiej*. In: *Proc. 2nd. Czech-Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Eds. P. Martinec, P. Konečný. Czech Acad. Sci., Ostrava, suplement.
- Kuznietsova K. I., 1994: *Orogenic belts as dissipative structures arising along lithospheric plate borders*. In: *Proc. 24th. General Assembly European Seismological Commission*, Ateny, s. 440–445.
- Kwaśniewski M. A., Mogi K., 1996: *Faulting of a foliated rock in a general triaxial field of compressive stresses*. In: *Tectonophysics of Mining Areas*. Ed. A. Idziak. Uniwersytet Śląski, s. 209–232.
- Lacassin R., Mattauer M., 1985: *Kilometre-scale sheath folds at Mattmark and implications for transport directions in the Alps*. *Nature*, **315**, s. 739–741.
- Lewandowski J., 1993: *Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna*. *Folia Quaternaria*, **64**, s. 101–121.
- Lewandowski J., 1995: *Neotectonic structures in the Racibórz–Oświęcim basin, Upper Silesia, southern Poland*. *Folia Quaternaria*, **65**, s. 99–104.
- MacMillan R. A., 1975: *The orientation and sense of displacement of strike-slip faults in continental crust*. B.Sc. thesis. Carlton Univ., Ottawa.
- Majewski S. et al., 1983: *Geologiczne badania zmian w grubości pokładów w celu wyjaśnienia ich genezy*. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Kraków (nie publ.).
- Malek J., Fischer T., Coubal M., 1989: *Computation of regional stress tensor from small scale tectonic data*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-15** (235), s. 77–91.
- Mandelbrot B. B., 1983: *The Fractal Geometry of Nature*. W. H. Freeman, New York.
- Mandl G., 1988: *Mechanics of Tectonic Faulting, Models and Basic Concepts*. *Developments in Structural Geology*, **1**. Elsevier, Amsterdam.
- Marcak H., 1985: *Geofizyczne modele rozwoju procesu niszczenia górotworu poprzedzające tapnięcia i wstrząsy w kopalniach*. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, **M-6** (196), s. 149–173.

- Mar ek F., 1973: *Paleomagnetism of the inner Sudeten series of volcanoes of the basalt formation of the Nizky Jeseník Mts.* Sbor. Geol. Ved, **11**, Praha, s. 31–66.
- Marret R., Allmendinger R. W., 1991: *Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations.* J. Struct. Geol., **13**, s. 735–738.
- Matsumoto N., Yomogida K., Honda S., 1992: *Fractal analysis of fault systems in Japan and Philippines.* Geophys. Res. Lett., **4**, s. 357–360.
- Matuszek K., 1993: *Badania mezostrukturalne centralnej partii złoża cynku i ołowiu „Pomorzany”.* Pr. magisterska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- McGarr A., 1992: *Moment Tensors of Ten Witwatersrand Mine Tremors.* Pageoph., **139**, s. 781–800.
- McGarr A., Bicknell J., Sembera E., Green R. W. E., 1989: *Analysis of exceptionally large tremors in two gold mining districts of South Africa.* Pageoph., **129**, s. 295–307.
- Meghraoui M., Morel J. L., 1994: *The plate boundary in North Africa, and the Rif-Alboran-Tellian active zone.* In: *24th. General Assembly European Seismological Commission*, Abstr., Ateny, s. 27.
- Mies J. W., 1993: *Structural analysis of sheath folds in the Sylacauga Marble Group, Talladega slate belt, southern Appalachians.* J. Struct. Geol., **8**, s. 983–993.
- Minor Faults Research Group, 1973: *A minor fault system around the Otaki area, Boso Peninsula, Japan.* Earth Sci. (Chikyu Kagaku), **27**, s. 180–187.
- Mittag R., Tobyáš, V., 1992: *Natural and induced seismicity of the northwest Bohemia brown-coal district and the adjacent ore mountains.* Acta Montana, **A2** (88), s. 201–210.
- Moczyłowska M., 1994: *Bio- and Geochemical Research in the Trans-European Suture Zone.* Europrobe News, **5**, s. 7.
- Morley C. K., 1993: *Discussion of origins of hinterland basins to the Rif–Betic Cordillera and Carpathians.* Tectonophysics, **226**, s. 359–376.
- Muraoka H., Kamata H., 1983: *Displacement distribution along minor fault traces.* J. Struct. Geol., **5**, s. 483–495.
- Nemec V., 1970: *The Law of Regular Structural Patterns: Its application with special regard to mathematical geology.* In: *Proc. Colloquium Geostatistics, Univ. Kansas.* Plenum Press, New York–London, s. 63–78.
- 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 areas.* Kwart. Geol., **37**, 1, s. 1–18.
- Odonne F., Vialon P., 1983: *Analogue models of folds above wrench fault.* Tectonophysics, **99**, s. 31–46.
- Opheim J. A., Gudmundsson A., 1989: *Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla Fissure Swarm, Northeast Iceland.* Bull. Geol. Soc. Am., **101**, s. 1608–1622.
- Papazachos B. C., Karakaisis G. F., Hatzidimitriou P. M., 1994: *Further information on the Cephalonia transform fault in the Ionian sea.* In: *Proc. 24th. General Assembly European Seismological Commission*, Ateny, s. 377–384.
- Paskaleva I., Rangelov B., Knoll P., Kowalle G., Kouteva M., 1994: *Investigations related to tectonics and possible induced seismicity of a salt mine district in Bulgaria.* In: *Proc. 24th. General Assembly European Seismological Commission*, Ateny, s. 1319–1326.
- Peacock D. C. P., 1991: *Displacement and segment linkage in strike-slip fault zones.* J. Struct. Geol., **13**, s. 1025–1035.
- Peacock D. C. P., Sanderson D. J., 1991: *Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones,* J. Struct. Geol., **13**, s. 721–733.
- Petrascheck W., 1928: *Die Kohlenreviere von Ostrau, Karwin, Krakau.* In: *Kohlengeologie der Österr. Teilstaten*, **2**. Katowitz Bd.-Verlags, Katowice.

- Pieczko J., 1991: *Tektonika serii stojącej górotworu karbońskiego w obszarze górniczym KWK „Miechowice”*. Pr. magisterska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Połtowiec S., 1961: *Znaczenie rozpoznania wieku tektoniki przy dokumentowaniu złóż węgla kamiennego*. Prz. Geol., 6, s. 307–313.
- Potgieter G. J., Roering C., 1984: *The influence of geology on the mechanism of mining associated seismicity in the Klerksdorp Gold Field*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Johannesburg*. Eds. N. C. Gay, E. H. Wainwright. SAIMM, Kelvin House, Johannesburg, s. 45–50.
- Power W. L., Tullis T. E., 1991: *Euclidean and fractal models for the description of rock surface roughness*. J. Geophys. Res., 96, s. 415–424.
- Pożaryski W., 1990: *Kaledonidy środkowej Europy – orogenezą przesuwczą złożonym z terranów*. Prz. Geol., 1, s. 1–9.
- Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992: *Mapa tektoniczna Polski w okresie waryscyjskim*. Prz. Geol., 11, s. 643–651.
- Pratt W. T., 1992: *The use of kink bands to constrain fault displacements: an example from the Bala Lineament, Wales*. Geol. Mag., 129, s. 625–632.
- Rakovski Z., Staš L., Hortvík K., 1995: *Horizontal stress measurements in Ostrava–Karvina Coalfield by hydrofracturing method*. In: *24 Czech-Pol. Conf. on Mining Geophysics*, Abstr., Benesov.
- Ramsay J. G., 1967: *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York–London.
- Ramsay J. G., 1980: *Shear zone geometry: a review*. J. Struct. Geol., 2, s. 83–99.
- Ramsay J. G., Graham R. H., 1970: *Strain variations in shear belts*. Can. J. Earth Sci., 7, s. 786–813.
- Ramsay J. G., Huber M. I., 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology*, v. 2. Academic Press, London.
- Reading H. G., 1980: *Characteristics and recognition of strike-slip fault systems*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 4, s. 7–26.
- Royden L. H., 1988: *Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system*. In: *The Pannonian Basin*. Eds. L. H. Royden, F. Horvath. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 45, s. 27–48.
- Rühle E., Dembowska J., Osika R., Pożaryski W., Znosko J., 1978: *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych i kredowych w skali 1:500 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Růžek B., 1995: *Quantified correspondence between exploitation and induced seismicity*. In: *24 Czech-Pol. Conf. on Mining Geophysics*, Abstr., Benesov.
- Sagan G., 1994: *Tektoniczne uwarunkowania sejsmiczności indukowanej na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Rozpr. doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Sagan G., Teper L., Zuberek W. M., 1996: *Tectonic analysis of the mine tremor mechanisms from the Upper Silesian Coal Basin*. Pageoph., 147, s. 217–238.
- Sagan G., Zuberek W. M., 1986: *Analiza związku sejsmiczności z tektoniką i przebiegiem eksploatacji w obszarze górniczym kopalni „Polkowice”*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., M-8 (191), s. 219–239.
- Sagan G., Zuberek W. M., 1992: *Geologiczne aspekty sejsmiczności indukowanej w centralnym obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., M-16 (245), s. 157–175.
- Sagan G., Zuberek W. M., 1995: *Seismicity in Upper Silesian Coal Basin*. In: *Proc. 5th Conf. Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geol. Structures and Materials*. Ed. H. R. Hardy Jr. Trans Tech Publ., s. 353–369.
- Salamon M. D. G., 1983: *Rockburst hazard and the fight for its alleviation in South African gold mines*. In: *Proc. Symp. Rockbursts: Prediction and Control*, London. IMM, s. 11–36.
- Sammis C., King G., Biegel R., 1987: *The kinematics of gouge deformation*. Pageoph., 125, s. 777–812.

- Sandulescu M., 1988: *Cenozoic tectonic history of the Carpathians*. In: *The Pannonian Basin*. Eds. L. H. Royden, F. Horvath. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., **45**, s. 17–25.
- Sawicki L., 1979: *Wstępna interpretacja strukturalna strefy dyslokacyjnej środkowej Odry między Wrocławiem a Opolem*. Kwart. Geol., **23**, 4, s. 913–914.
- Sawicki L., 1995: *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) w skali 1:100 000*. P. Inst. Geol., Warszawa.
- Sawicki L., Bulewicz-Burlińska L., Gorczyński J., Kornaś J., Walczak M., Wójcik L., 1967: *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez utworów czwartorzędowych) w skali 1:200 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Schenk V., Kottnauer P., Schenková Z., 1994: *Geographical Information System technology and seismotectonic analysis of the Bohemian massif*. In: *Proc. 24th. General Assembly European Seismological Commission*, Ateny, s. 375–376.
- Schenková Z., Schenk V., Pospišil L., Kottnauer P., 1995: *Seismogeological pattern of a transition area between the Eastern Alps and the Western Carpathians*. Tectonophysics, **248**, s. 235–245.
- Scholz C. H., Cowie P. A., 1990: *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. Nature, **346**, s. 837–839.
- Sherman S. I., Borniakov S. A., Buddo V. Y., 1983: *Oblasti Dinamicheskogo Vliyania Razlomov (Rezultaty Modelirovania)*. Nauka, Novosybirsk.
- Šílený J., 1989: *The mechanism of small mining tremors from amplitude inversion*. Pageoph., **129**, s. 309–324.
- Siporski L., 1975: *Pionowe przemieszczenia terenu GZW w okresie 1951–72*. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, **1**, Wyd. Geol., Warszawa, s. 95–100.
- Staniek L., 1976: *Tektonika warstw karbońskich kopalni „Sośnica”*. Rozpr. doktorska. Politechnika Śląska, Gliwice.
- Stille H., 1951: *Die mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamt-europäischen*. Beiheft zum Geol. Jb., **2**, Hannover.
- Stiller H., Hurtig E., Grosser H., Knoll P., 1983: *On the nature of mining tremors*. Earthq. Predict. Res., **2**, s. 57–67.
- Stock P., 1992: *A strain model for antithetic fabric rotation in shear band structures*. J. Struct. Geol., **10**, s. 1267–1275.
- Stopa S. Z., 1964: *Karbońska synklina mikulczycka i próg miechowski jako południkowe obrzeżenie niecki bytomskiej od zachodu*. Spraw. Pos. Kom. Nauk Geol. PAN, Kraków, s. 231–234.
- Tanner P. W. G., 1992: *Morphology and geometry of duplexes formed during flexural-slip folding*. J. Struct. Geol., **10**, s. 1173–1192.
- Tchalenko J., 1968: *The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays*. Tectonophysics, **6**, 2, s. 159–174.
- Tchalenko J. S., 1970: *Similarities between shear zones of different magnitudes*. Geol. Soc. Am. Bull., **81**, s. 41–60.
- Teisseyre R., 1983: *Indukowana sejsmiczność i wstrząsy pochodzenia eksploatacyjnego*. W: *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi*. PWN, Warszawa.
- Teper L., 1988a: *Nowe wyniki badań tektoniki północno-wschodniej części GZW*. W: *Mat. 2 Konf. Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalni stałych*, AGH, Kraków, s. 291–301.
- Teper L., 1988b: *Określenie charakteru deformacji górotworu karbońskiego na podstawie badań niektórych geomechanicznych cech skal w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Rozpr. doktorska. Gł. Inst. Górnictwa, Katowice.
- Teper L., 1989: *Mezo- i makrotektoniczne przesłanki przesuwczych ruchów w podłożu krystalicznym północno-wschodniej części GZW*. Prace Kom. Nauk. PAN o/Katowice, **14**, Katowice, s. 40–41.



- Teper L., 1990a: *Porównanie wyników badań tektoniki fałdowej północno-wschodniej części GZW z rezultatami modelowania zjawisk zachodzących w strefie przesuwowej*. W: *Mat. 3 Konf. Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.* Prace GIG, ser. dod., s. 240–254.
- Teper L., 1990b: *Strefy poziomego ścinania w pokładzie 816 w rejonie synkliny Grodzca*. *Prz. Góm.*, 5, s. 9–11.
- Teper L., 1993: *Tektoniczny aparat badawczy jako użyteczne narzędzie teledetekcji rozłamów głębokiego podłoża*. W: *13 Terenowa Szkoła Geologów*, Abstr., Uniwersytet Śląski, Zwierzyńiec, s. 35–37.
- Teper L., 1994: *Tectonic effect on mining induced seismicity in the biggest coal basin in Poland*. In: *Annual Irish Geology Research Meeting*, Abstr., Univ. Ulster, Coleraine, s. 14.
- Teper L., 1996: *Fault dimensions and displacements in mining area: northern part of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Tectonophysics of Mining Areas*. Ed. A. Idziak Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 41–56.
- Teper L.: *Geometry of drape fold arrays in the Silesian-Cracovian Region of southern Poland*. *Spec. Publ. Geol. Soc. London* (w druku).
- Teper L., Hollek-Idziak J., Idziak A., 1986: *Cios w dolnym wapieniu muszlowym nad rozłamek Kraków–Myszków*. *Rudy Metale*, 4, s. 106–109.
- Teper L., Idziak A., 1994: *Self-organization of fault sets in the USCB (Poland), preliminary notes*. In: *Proc. 2nd. Czech-Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB, Ostrava*. Eds. P. Martinec, P. Konečný. Czech Acad. Sci., Ostrava, s. 74–77.
- Teper L., Idziak A., 1995: *On fractal geometry in fault systems of the Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rock II*. Ed. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 329–333.
- Teper L., Idziak A., Sagan G., Zuberek W. M., 1992a: *New approach to the studies of the relations between tectonics and mining tremors occurrence on example of the Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. *Acta Montana*, A2 (88), s. 161–178.
- Teper L., Idziak A., Sagan G., Zuberek W. M., 1992b: *Celowość badań nad wpływem tektoniki na występowanie wstrząsów górniczych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Mat. 4 Konf. Postęp nauk. i techn. w geologii górniczej węgla kam.* SITG, GIG, PAN o/Katowice, s. 134–149.
- Teper L., Pieczko J., 1993: *Tektonika północnego skrzydła synkliny Bytomia w obszarze górniczym KWK „Miechowice”, GZW*. W: *Mat. XVI Symp. Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. AGH, Kraków, s. 109–114.
- Teper L., Sagan G., 1995: *Geological history and mining seismicity in Upper Silesia (Poland)*. In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rock II*. Ed. H. P. Rossmanith. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 939–943.
- Trzypierczyński J., 1990: *Boundary zone Upper Silesian and Malopolska Terranes*. In: *Int. Conf. Paleozoic Orogens in Central Europe*. Götingen.
- Turcotte D. L., 1992: *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. University Press, Cambridge.
- Tzanis A., Ziazia M., Kementzetzidou D., Makropoulos K., 1994: *A model of contemporary tectonics in SE Thessaly, Greece, as derived from magnetotelluric and seismotectonic investigations*. In: *Proc. 24th. General Assembly European Seismological Commission*, Ateny, s. 419–431.
- Varnes D. J., Lee F. T., 1972: *Hypothesis of mobilization of residual stress in rock*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, s. 2863–2865.
- Velde B., Dubois J., Touchard G., Badri A., 1990: *Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust Method*. *Tectonophysics*, 179, s. 345–352.
- Vere-Jones D., 1976: *A branching model for crack propagation*. *Pageoph.*, 114, s. 711–725.
- Walsh J. J., Watterson J., 1988: *Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults*. *J. Struct. Geol.*, 10, s. 239–247.
- Walsh J. J., Watterson J., 1990: *New methods of fault projection for coalmine planning*. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 48, s. 209–219.

- Walsh J. J., Watterson J., 1993: *Fractal analysis of fracture patterns using the standard box-counting technique: valid and invalid methodologies*. J. Struct. Geol., **12**, s. 1509–1512.
- Watanabe K., 1986: *Stochastic evaluation of the two dimensional continuity of fractures in a rock mass*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., **23**, s. 431–437.
- Watterson J., 1986: *Fault dimensions, displacements and growth*. Pageoph., **124**, s. 365–373.
- Weiss L. E., 1968: *Flexural slip folding of foliated model materials*. In: *Research in Tectonics*. Eds. A. J. Baer, D. K. Norris. Geol. Surv. Canada, **68–52**, s. 294–357.
- Wiejacz P., 1991: *Investigation of Focal Mechanisms of Mine Tremors by the Moment Tensor Inversion*. Rozpr. doktorska. Inst. Geofizyki PAN, Warszawa.
- Wiejacz P., 1994: *Moment tensors for seismic events from Upper Silesian coal mines, Poland*. In: *24th. General Assembly European Seismological Commission*, Abstr., Ateny, s. 99.
- Wierzchowska Z., 1961: *Pochodzenie wstrząsów górniczych na Górnym Śląsku*. Prace GIG, ser. A, Kom. 268.
- Wierzchowska Z., Znański J., 1972: *Pochodzenie wstrząsów górotworu w Polskim Zagłębiu Węglowym*. W: *Problemy geodynamiki i tąpnięć*, 1. Komitet Górnictwa PAN, Kraków, s. 126–174.
- Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R., 1973: *Basic wrench tectonics*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**, s. 74–96.
- Williams D. J., Arabasz W. J., 1989: *Mining related and tectonic seismicity in the East Mountain area, Wasatch Plateau, Utah, USA*. Pageoph., **129**, s. 345–368.
- Wojnar W., 1985: *Związek naprężeń poziomych z budową geologiczną oraz ilością wstrząsów w górotworze północno-wschodniej części GZW*. Rozpr. doktorska. Gł. Inst. Górnictwa, Katowice.
- Wong I. G., 1993: *Tectonic stresses in mine seismicity: Are they significant?*. In: *Proc. Symp. Rockbursts and Seismicity in Mines, Kingston*. Ed. R. P. Young. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 273–278.
- 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*. Pageoph., **129**, s. 369–405.
- Yeh Y. H., Barrier E., Lin C. H., Angelier J., 1991: *Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes*. Tectonophysics, **200**, s. 267–280.
- Yielding G., Walsh J. J., Watterson J., 1991: *The prediction of small-scale faulting in reservoirs*. First Break, **10**, s. 449–460.
- Zieliński A., 1958: *Synsedymencyjne zaburzenia tektoniczne w warstwach orzeskich Wesołej Śląskiej*. Prz. Geol., **3**, s. 126–127.
- Znosko J., 1965: *Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego*. Biul. Inst. Geol., **188**, s. 73–98.
- Znosko J., 1970: *Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy*. W: *Geologia i surowce mineralne Polski*. Biul. Inst. Geol., **251**, s. 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. Inst. Geol., **274**, 4, s. 7–38.
- Zuberek W. M., 1986: *Możliwości wykorzystania asymptotycznych rozkładów wartości ekstremalnych do oceny prawdopodobieństwa pojawienia się wstrząsów indukowanych eksploatacją górniczą*. Zesz. Nauk. Polit. Śl., s. Górnictwo, **149**, s. 243–253.
- Zuberek W. M., Teper L., Idziak A., Sagan G., 1997: *Seismicity and tectonics in the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. In: *Proc. XIIIth. Int. Congress Carboniferous – Permian, Part 2, Kraków*. Pr. P. Inst. Geol., **157**, 199–207.
- Żaba J., 1995: *Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Prz. Geol., **10**, s. 838–842.
- Żelaźniewicz A., 1994: *Trans-European Suture Zone in Poland*. Europrobe News, **5**, s. 8–9.

Lesław Teper

## Seismotectonics in the Northern Part of the Upper Silesian Coal Basin: Deep-seated Fractures-Controlled Pattern

### S u m m a r y

The Upper Silesian Coal Basin (in the paper called the *GZW*) is situated in southern Poland, next to Polish-Czech state border (see fig. 1). The Upper Carboniferous hard coals have extensively been mined there for last centuries. The *GZW* is the region where great seismic activity is observed. The seismicity is assumed to be induced by mining operations. Most of the seismic events occur in the northern part of the *GZW* which was selected to present study.

The paper is an effort to deal with a problem of interrelation between tremors triggered by mining and natural seismicity in a rock mass. The main point is that some of seismic events occur independently of works related to coal extraction. The study tends towards discovering causes of this group of tremors. The hypothesis is tested that the occurrence of these tremors is influenced by geological structure.

Investigations of the mine tremors focal mechanisms are accompanied by conventional structural analysis and modern techniques of structural geology just introduced into research work on the *GZW*. Study of geometrical attributes of fold arrays enables determining dynamics of principal tectonic structures in the area; shear strain values and minimum displacements are calculated for the main discontinuities. Evidences of interlayer slip, widely represented within the sedimentary sequence, demonstrate spatial orientation of tectonic-transport direction consistent with kinematics and dynamics of primary structures recognised by means of conventional structural analysis of folds and faults. Structural and fractal methods applied enable to find out symptoms of the basement dislocations control on the deformation of the cover basin. Seismic moment tensor and regional tensor estimated on the basis of classic fault plane solution as well as strain ellipsoid and structural pattern obtained as a result of tectonic study have many features in common. The similarity is visible specially in case of the largest tremors and the largest faults. Investigation of the fault spatial distribution together with analysis of the fault size parameters reveal features that let regard the Upper Carboniferous rock mass as a nonlinear system and point to fractal geometry of the fault network in the northern part of the *GZW*.

Location and orientation of active fundamental faults deduced from the focal mechanism solutions as well as structural and fractal analyses are determined in proposed seismotectonic model of the area. It is suggested that the primary faulting in the basement produces displacements on elements of the fault network in the Upper Carboniferous sedimentary complex. These displacements beside mining operations are regarded as a source of large tremors generation.

Subequatorial fracture zone is recognised as a second order boundary zone separating two segments of the *GZW* basement: the **Bytom** block and the **centralny** block. Two marginal dislocations of this zone are identified as main seismogenic structures: the southern (see figs. 5, 16 and 21 – discontinuity **B**, also fig. 28 – in the part I) and northern one (see fig. 21 – discontinuity **b**, also fig. 28 – in the part III). Both of them are marked by linear gravimetric anomalies (see fig. 21). Moreover, the seismogenic faults frame an area of anomaly of geothermal field (K a r w a s i e c k a, 1996a, 1996b).

Results point to long-continued seismogenic activity of the latitudinal deep-seated faults in the northern part of the *GZW*. Frequent reactivation of these faults is subsequent to position that the intra-plate border fracture (**B–b**) has kept in successive global structural patterns: within the Caledonian

Transeuropan suture zone (see fig. 6), on the foreland of approaching orogenic front in the Variscan time (see fig. 7) and in front of the Carpathian arc since the Tertiary (see fig. 33). This position has favoured oblique rifting and faulting. The intra-plate border zone is thought to be at present a complex deep-seated left-lateral wrench belt. It is not unlikely that the considered seismogenic structure forms a segment of the „Fifty-north Fracture Zone” (see fig. 8) postulated by J. K u t i n a (1974). Seismotectonic framework of the northern part of the *GZW* may be conditioned by orientation of the „Fifty-north Fracture Zone” in relation to present-day compression vector in the Carpathians.

Seismogenic potentials are also attributed to deep-seated fundamental fault which makes the north-eastern border of the **Bytom block** (see figs. 5, 16 and 21 – discontinuity **A**, also fig. 28 – in the part IV). As against the active latitudinal zone, the NW-SE trending dislocation **A** is of lesser importance for recent seismotectonics of northern part of the basin. The fracture **A**, however, as positioned in the peripheral part of broad border zone of the *GZW* basement (see fig. 5 – belt between **A** and **II-II**), where maximum concentration and intensity of movement occurred in the Palaeozoic (cf. figs. 6, 7 and 31) and the Mesozoic (see fig. 32) tectogenetic phases, was probably much more important for generation of seismic events in the past.

Леслав Тепер

## Влияние нарушений кристаллического фундамента карбона на сеймотектонику северной части горносилезского угольного бассейна

### Резюме

Горносилезкий угольный бассейн (*GZW*), расположенный в южной части Польши (рис. 1), является районом многовековой интенсивной добычи каменного угля из угленосной формации верхнего карбона. В *GZW* регистрируется повышенная сейсмоактивность. Считается, что эта активность индуцируется горными работами, проводимыми в районе. Выбранная для исследований северная часть *GZW* характеризуется повышенной сейсмической активностью.

Настоящая работа посвящена проблеме связи горных ударов (землетрясений), вызванных горными работами, с современной натуральной сейсмической активностью тектонического комплекса. Основным положением работы является утверждение, что часть сейсмических явлений не связана с горно-добывающей деятельностью человека. Целью исследований является обнаружение причин этих землетрясений и проверка правильности гипотезы о влиянии неотектоники на их генерирование.

Исследования механизмов сейсмических явлений основывались не только на классическом тектоническом анализе, а также на методах структурной геологии, которые до настоящего времени не использовались в *GZW*. К ним относится анализ кинематики складок, который позволяет количественно оценить срезающие напряжения и перемещения в главных тектонических структурах района. Результаты исследования разнообразных проявлений межслоевых перемещений в каменноугольном комплексе подтверждают выводы о том, что кинематика и динамика конкретных структур определяет образ тектоники района. Эти выводы были полученные на основе структурного анализа складок и сбросов. Применённые структурные методы исследований и фрактальный анализ параметров сети линейных дислокаций позволили определить многочисленные признаки, связывающие тектонику *GZW* с зонами нарушений кристаллического фундамента бассейна. Сравнение результатов сейсмологических и структурных исследований позволяет найти общие черты между характером землетрясений высоких энергий и кинематикой тектонических структур, играющих основную роль в строении *GZW*.

Результаты анализа размещения разломов в каменноугольном комплексе, а также исследования функциональных зависимостей длины и амплитуды нарушений и частоты появления дислокаций определенной длины, показывают, что исследованный комплекс является объектом фрактальной геометрии, обладающим кинематическими и динамическими признаками нелинейной системы.

В сеймотектонической модели северной части *GZW*, представленной на основе проведенных исследований, определено положение вероятных сейсмогенерирующих структур в фундаменте карбона. Делается вывод, что их активность вызывает перемещения на элементах сети разломов *GZW*. Можно предполагать, что эти перемещения, как и горно-добывающая деятельность человека, отвечают за генерирование сильных землетрясений.

Как главные сейсмогенерирующие структуры определены две краевые широтные зоны нарушений между сегментами кристаллического фундамента – блоком **Бытома** и блоком **центральный**: южная (рис. 5, 16 и 21 – нарушение **В**, рис.28 – в районе I) и северная (рис. 21 нарушение **в**, рис. 28 – в районе III). Эти краевые нарушения характеризуются аномалиями

гравитационного поля (рис. 21) и, кроме этого, с севера и юга обрамляют район аномального натурального теплового поля (K a g w a s i e c k a, 1996a, 1996b).

Вероятно, неоднородности фундамента имели сейсмогенерирующий характер в многочисленных фазах тектоногенеза. Это определялось позицией, которую пограничная зона (**B – b**) занимала в последовательных глобальных структурных циклах: на периферии трансевропейской структурной зоны (рис. 6), на окраинах варисцийского (рис. 7) и альпийского (рис. 33) орогена. Все это способствовало развитию разрывной тектоники.

Установлено, что в современных условиях пояс между дислокациями фундамента **B** и **b** имеет признаки сложной зоны сброса с элементами левого винта. Нельзя исключить того, что описываемая сложная сейсмоактивная зона представляет собой часть проходящей по территории *GZW* тектонической зоны – „нарушения 50-го градуса северной широты” (рис. 8), существование которой постулирует Я. Кутина (K u t i n a, 1974). Сейсмотектоника северной части *GZW* может определяться ориентацией „нарушения 50-го градуса северной широты” по отношению к современному направлению компрессии в Карпатском орогене.

Роль сейсмогенерирующей структуры может играть также дислокация кристаллического фундамента с ориентацией СЗ-ЮВ, которая ограничивает в районе исследований блок Бытома с восточной стороны (рис. 5, 16 и 21 – нарушение **A**, рис. 28 – в районе IV). Дислокация **A** имеет меньшее значение для современной сейсмотектоники северной части *GZW*, по сравнению с описанной выше активной широтной зоной. Её положение в зоне динамичного влияния краевого нарушения первого порядка Горносилезского массива (рис. 5 – зона **II–II**) позволяет предположить, что в варисцийских (сравните рис. 6, 7 и 31) и раннеальпийских (сравните рис. 32) фазах тектоногенеза эта дислокация могла быть структурой, имеющей значительное влияние на генерирование сейсмических явлений.

Redaktor  
**Barbara Todos-Burny**

Redaktor techniczny  
**Alicja Zajączkowska**

Korektor  
**Beata Jendrzejska**

Copyright © 1998  
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego  
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-0813-6

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

---

Wydanie I. Nakład: 250 + 50 egz. Ark. wyd. 10.0. Ark. druk 6,75. Przekazano do drukarni w maju 1998 r. Podpisano do druku w lipcu 1998 r. Papier offset. kl. III, 80 g. 70x100.  
Zam. 155/98

Cena 7 zł

---





Cena – 7 zł

ISSN 0208-6336  
ISBN 83-226-0813-6