

Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic

Zbigniew Cymerman*

W Polsce badania nad ruchami neotektonicznymi (np. Zuchiewicz, 1995; Badura & Przybylski, 1995), określanymi czasami także jako ruchy współczesne (np. Dadlez & Jaroszewski, 1994), koncentrują się przede wszystkim na ruchach późnoneogeńsko-czwartorzędowych oraz na współczesnych, pionowych ruchach skorupy ziemskiej, mierzonych głównie metodami geodezyjnymi. Podczas orogenezy młodolpejskiej w wyniku intensywnych ruchów neogeńskich doszło na obszarze młodej platformy europejskiej do uaktywnienia ruchów blokowych, także na obszarze Sudetów i na bloku przedsudeckim (np. Dyjor, 1995a, b). Epejrogeniczne ruchy neotektoniczne w regionie Dolnego Śląska rozpocząć się miały w różnym okresie: od późnego eocenu (Dyjor, 1983), wczesnego oligocenu (Oberc, 1975) lub neogenu (Dyjor, 1993) i przetrwały aż do czasów współczesnych (np. Dyjor, 1995a, b; Badura 1996). Jednym z celów niniejszego artykułu jest przedstawienie nowych, terenowych danych tektonicznych, które mogą być pomocne przy rozpatrywaniu procesów neotektonicznych na Dolnym Śląsku, ściśle powiązanych z deformacjami młodolpejskimi.

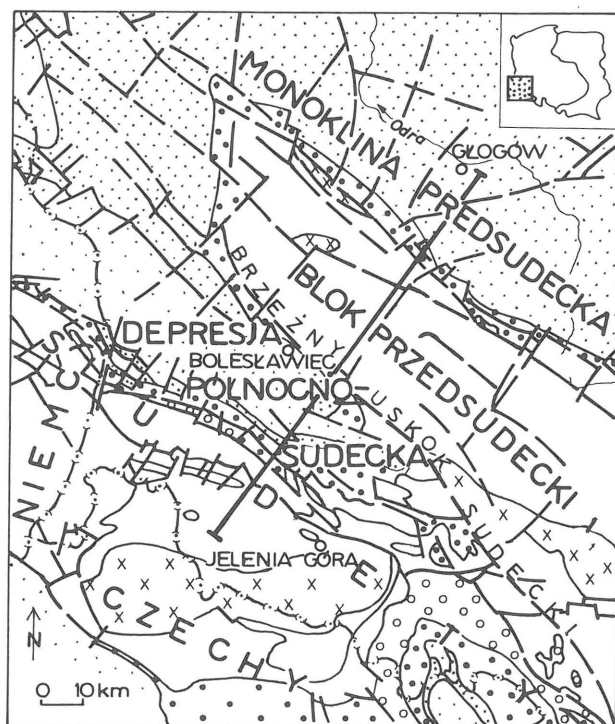
W NW części Sudetów na obszarze depresji północnosudeckiej występują w nielicznych miejscach przykłady mezoskopowych fałdów, rozwiniętych w skałach osadowych triasu środkowego (wapień muszlowy). Analiza tych mezofałdów umożliwia zarówno rozpatrzenie mechanizmu deformacji skał osadowych depresji północnosudeckiej, jak i ustalenia elipsoidy regionalnego naprężenia podczas neogenu. Obecnie istnieje wiele dowodów, że laramijskie i młodsze (trzeciorzędowe), wewnątrzpłytkowe, deformacje kompresyjne (kontrakcyjne) na obszarze młodej platformy Europy Środkowej były wywołane naprężeniami, które były przenoszone na znaczne nieraz odległości w głąb przedgórza Alp i Karpat zewnętrznych. Naprężenia te były wywołane przede wszystkim procesami kolizyjnego rozwoju tektonu alpejsko-karpackiego (np. Stackebrandt & Franke, 1989; Ziegler i in., 1995). Na obszarach platformowych horyzontalne naprężenia kompresyjne są przenoszone na bardzo znaczne odległości, a wywołane przez nie wewnątrzpłytkowe (śródpłytkowe) deformacje tektoniczne mogą występować aż w odległości 1600 km od frontu deformacyjnego (Zoback, 1992; Ziegler i in., 1995). Omawiane w niniejszym artykule przykłady deformacji fałdowych znajdują się w depresji północnosudeckiej (ryc. 1), położonej w odległości nieco ponad 200 km od frontu deformacji młodolpejskich w Karpatach Zachodnich.

Z kolei samo miejsce występowania zlokalizowanej deformacji kompresyjnej, wyrażonej rozwojem struktur fałdowych w Raciborowicach (SE część depresji północnosudeckiej), zostało ostatnio zarówno rozpoznane w głębinie, jak i zinterpretowane do głębokości ponad 40 km. Było to możliwe dzięki wykonanemu, pierwszemu na Dolnym Śląsku, sejsmicznemu profilowi głębokich badań refleksyjnych — GB-2A (Cwoj-

dziński i in., 1995). W otrzymanym obrazie sejsmicznym rejon ten został zinterpretowany jako tzw. strefa dyslokacyjna Raciborowic, gdzie doszło także do wewnątrzpłytkowego pogrubienia krystalicznego, waryscyjskiego podłoża depresji północnosudeckiej.

Zarys budowy geologicznej depresji północnosudeckiej

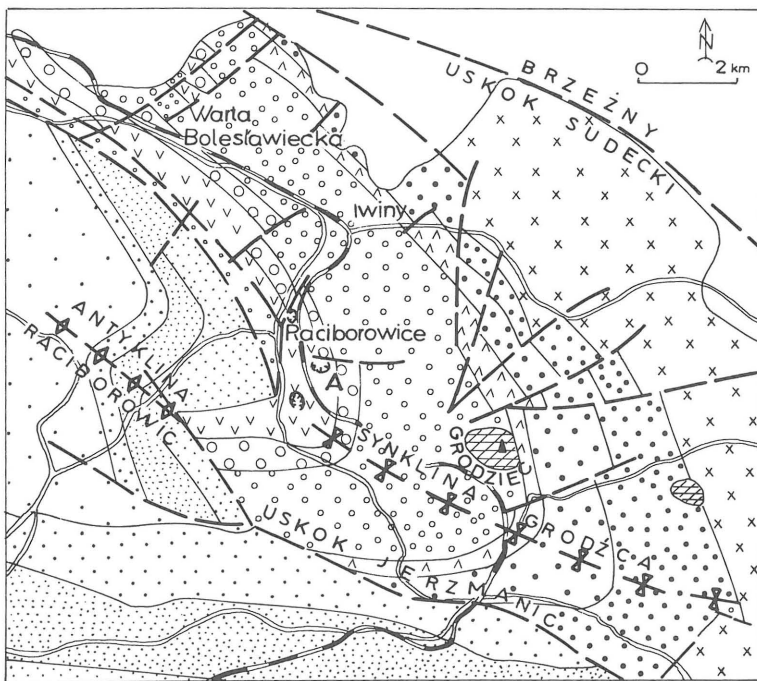
Depresja północnosudecka (np. Milewicz, 1985, 1997), czasami określana jako niecka (np. Peryt, 1978) lub jako synklinorium (np. Bałazińska & Bossowski, 1979), położona jest w całości na terenie Sudetów Zachodnich (ryc. 1). Ta rozległa obszarowo jednostka tektoniczna była opisywana w wielu pracach regionalnych (np. Oberc, 1972) i specjalistycznych (np. Peryt, 1978; Milewicz, 1985, 1997). Po-



	górnokreda		krystalinik
	trias		uskoki
	perm		profil GB-2A
	karbon		
	granitoidy		

Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna Sudetów Zachodnich z depresją północnosudecką (bez utworów kenozoicznych) oraz z lokalizacją profilu sejsmicznego GB-2A

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław



Ryc. 2. Mapa geologiczna okolic Raciborowic (bez utworów czwartorzędowych) z lokalizacją (A) omawianego w artykule kamieniołomu

wszechnie przyjmuje się, że ta jednostka tektoniczna powstała w wyniku deformacji staroalpejskich (kimeryjskich i laramijskich) oraz młodoalpejskich (neogeńskich). Depresja północnosudecka charakteryzuje się tektoniką o tzw. stylu germańskim (tektoniką saksońską), typową dla całego, rozległego przedpola Alp.

Depresja północnosudecka jest wypełniona utworami wulkanogeniczno-osadowymi permu dolnego (i karbonu górnego?) oraz platformową sekwencją osadową permu górnego, triasu i kredy górnej. Depresja ta — o osi pogłębiającej się ku północnemu zachodowi — osiąga w swej środkowej części ponad 2500 metrów głębokości, natomiast ku południowemu wschodowi (już na obszarze Gór Kaczawskich) wypłyca się, przechodząc w zespoły rowów, półrowów i zapadlisk tektonicznych, które rozdzielają podłoże

epimetamorficzne warwyscyjskiej struktury kaczawskiej na różnej wielkości bloki tektoniczne. W środkowej części struktury kaczawskiej na podłożu metamorficznym rozwinięte są rowy i półrowy tektoniczne: Wierzchosławiec, Świerzawy i Wlenia, tworzące odnogi depresji północnosudeckiej (ryc. 1).

Obecne, wyznaczone przez uskoki, granice depresji północnosudeckiej w przybliżeniu odpowiadają zasięgowi pierwotnego basenu sedymentacyjnego. Najniższa część pokrywy epiwarwyscyjskiej struktury kaczawskiej odpowiada najniższemu stefanowi (Milewicz & Górecka, 1965). Utwory te są reprezentowane przez zlepnie, piaskowce, mułowce i łupki. Sekwencja cechsztyńska jest zbudowana z wapieni, margli miedzionośnych, dolomitów, anhydrytów, lokalnie piaskowców i iłowców (Peryt, 1978). Utwory pstrego piaskowca o miąższości do 600 m są reprezentowane przez pstry piaskowce, mułowce i iłowce. Przykryte są one przez skały węglanowe retu i wapienia muszlowego. Struktury tektoniczne z tych ostatnich utworów węglonowych są opisane w szczegółach w niniejszej pracy. Miąższość ich dochodzi do prawie 150 m. Na osadach triasu zalegają utwory kredy górnej, wykształcone jako cenomańskie piaskowce i zlepnie oraz turońskie i koniackie piaskowce, przeławicające się z marglami (Milewicz, 1997); ich miąższość dochodzi do 800 m.

Z obszaru tego późnowarwyscyjskiego i mezozoicznego zapadliska, wchodzącego w skład depresji północnosudeckiej, są znane od dawna makroskopowe struktury fałdowe, dobrze udokumentowane na mapach geologicznych. W literaturze regionalnej te makrostruktury opisywano pod różnymi nazwami. Oberc (1972) wydzielił w rejonie Raciborowic antyklinę Raciborowic oraz dwie synkliny położone na NW od niej — Bolesławca i Warty Żłotnickiej. Natomiast Solecki (1994) wyodrębnił na tym samym obszarze synklinę Grodzica i położoną na południu od niej — antyklinę Raciborowic (ryc. 2). Termin synklina Grodzica wydaje się być znacznie lepszym terminem od synkliny Bolesławca, ponieważ we wnętrzu tej struktury znajduje się wyraźnie dominująca w morfologii całej okolicy Góra Grodziec (384,2 m n.p.m.), zbudowana z trzeciorzędowych bazaltów (ryc. 2, 3). Synklina Grodzica ma charakter centrykliny (Dadlez & Jaroszewski, 1994) o charakterze rozległej strefy zamykania się wychodni fałdu w wyniku wygięcia osi ku dołowi, to jest ku NW. W patrii przegubowej synkliny Grodzica występują przykłady licznych, różnorodnych, mezoskopowych struktur fałdowych, które są szczegółowo opisane w dalszej części artykułu.

Na południe od synkliny Grodzica występować ma tzw. antyklina Raciborowic (Oberc, 1972; Solecki, 1994). Jednak w obrębie tej antykliny, utwory wapienia muszlowego występują jedynie w jej północnym skrzydle, będącym jednocześnie południowym skrzydłem synkliny Grodzica. Znaczna część SW skrzydła tej struktury jest obcięta i zredukowana przez uskoki Jermianic (Oberc, 1972; Solecki, 1994). Analiza danych kartograficznych sugeruje możliwość nieistnienia tutaj struktury typu antyformy, a obraz intersekcyjny może



Ryc. 3. Zdjęcie nieczynnego kamieniołomu w Raciborowicach. Na drugim planie Góra Grodziec, zbudowana z neogeńskich bazaltów



Ryc. 6. Zmienność geometrii fałdów — od otwartych po wąskopromienne — obserwowane wzdłuż tej samej powierzchni osiowej, zapadającej stromo ku północy. Ściana zachodnia kamieniołomu



Ryc. 4. Fałd stojący, otwarty, szerokokopromienny z północno-wschodniej części kamieniołomu



Ryc. 7. Prawie stojący, grzebieniowaty fałd z początkiem nasuwania skrzydła NNE w strefie przegubowej tej struktury. Ściana zachodnia kamieniołomu



Ryc. 5. Przykłady fałdów otwartych, załomowych, sprzężonych o powierzchniach osiowych zapadających stromo ku NNE i SSW. Ściana południowo-wschodnia kamieniołomu



Ryc. 8. Przykłady fałdów otwartych i wąskopromiennych z nasuwaniem skrzydła NNE i z rozwojem brekcji tektonicznej w odspojonym przegubie fałdu. Ściana południowo-zachodnia kamieniołomu; linijka na zdjęciu 18 cm długości



być wytłumaczony skośnym (transpresyjnym) nasunięciem synkliny Grodzka ku SW wzdłuż uskoku Jerzmanic.

Fałdy z Raciborowic

Na wschodnim obrzeżeniu Raciborowic, w pobliżu linii kolejowej, w obrębie wychodni wapieni triasu środkowego (wapień muszlowy) są zlokalizowane trzy, rozległe, obecnie nieczynne kamieniołomy (ryc. 2). Odslonięty w tych kamieniołomach, dolny wapień muszlowy jest wykształcony przeważnie jako skała ciemnoszara, cienkoławicowa z wkładkami wapieni krystalicznych i falistych oraz margli i łupków. Średnia zawartość CaO wynosi w tych skałach około 45%. W każdym z kamieniołomów występuje kilka poziomów wapieni, przedzielonych wkładkami margli. Wychodnie wapienia muszlowego w najszerszym miejscu — to jest w strefie przegubowej synformy Grodzka — dochodzą do prawie 800 m. Przebieg wychodni wapienia muszlowego jest mniej więcej równoległy do wychodni cechsztynu i czerwonego spągowca w obrębie synkliny Grodzka (ryc. 2).

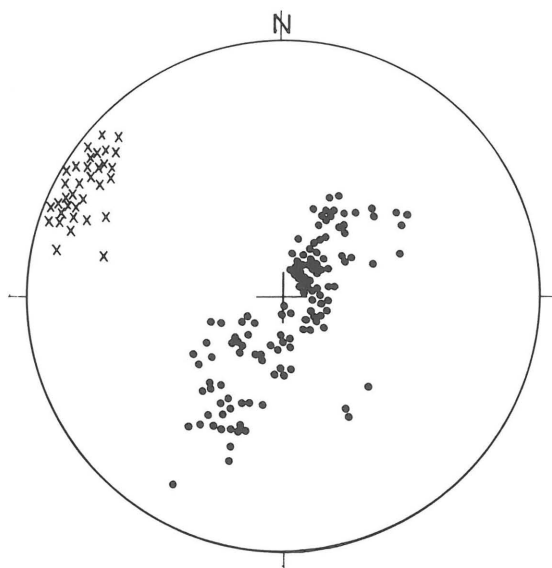
Praktycznie, tylko w środkowym, najrozleglejszym z tych kamieniołomów (ryc. 2), na jego ścianach zachodniej i wschodniej występują liczne, mezoskopowej wielkości fałdy (ryc. 3–8) oraz rzadkie uskoki inwersyjne (ryc. 8). Omawiany kamieniołom jest zlokalizowany dokładnie w samej strefie przegubowej synkliny Grodzka. W tym kamieniołomie dominują biegi warstw o kierunku NW–SE i zmiennych kątach upadu ku NE lub SW (ryc. 9). Podobna orientacja powierzchni warstwowania jest także charakterystyczna dla pobliskich utworów kredy górnej (ryc. 10), co może świadczyć o wspólnych post-górnokredowych deformacjach tektonicznych. Zaburzenia w orientacji powierzchni warstwowania są spowodowane rozwojem zarówno synkliny Grodzka, jak przede wszystkim — licznymi mezoskopowymi fałdami, których liczne i urozmaicone w formie geometrycznej przykłady obserwuje się zwłaszcza na ścianie W i SE omawianego kamieniołomu.

Według kinematycznej klasyfikacji fałdów (Dadlez &

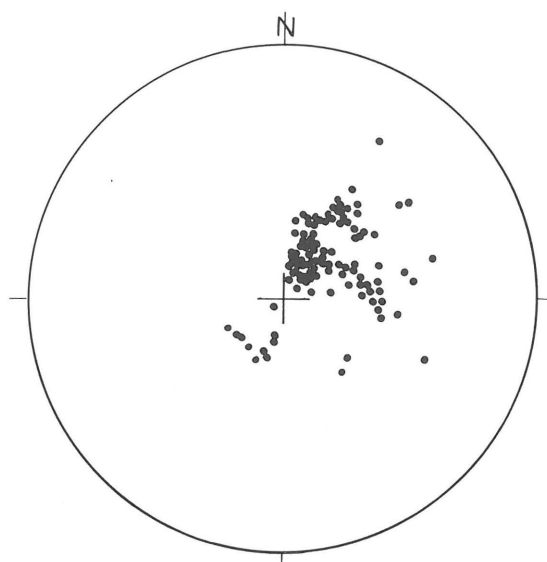
Jaroszewski, 1994), na ścianie zachodniej dominują zdecydowanie fałdy pochylone, rzadziej stojące. Te ostatnie są charakterystyczne dla form szerokopromiennych, występujących przede wszystkim w północnej części zarówno zachodniej, jak i wschodniej części kamieniołomu. Powierzchnie osiowe fałdów pochylonych na ogół zapadają pod dużymi kątami ku N lub NNE (ryc. 6, 8). Powierzchnie osiowe są zorientowane od prawie pionowych w przypadku fałdów stojących aż po kąty rzędu 45–50°. W tym ostatnim przypadku są to już fałdy obalone. Upady powierzchni osiowych ku S lub SSW stwierdzono tylko przy fałdach sprzężonych, typu skrzynkowego (ryc. 5). Osie wszystkich zmierzonych fałdów są nachylone pod małymi kątami (rzędu 10–25°) ku NW lub WNW (ryc. 9). W zdecydowanej wielkości są to fałdy asymetryczne, nawet w przypadku form wielkopromiennych (ryc. 4). Asymetria fałdów jest stała — ku SW lub SSW. Tylko w fałdach sprzężonych pojawia się także przeciwna asymetria struktur. W nielicznych, skrajnych przypadkach fałdy asymetryczne przechodzą w formy fałdów złuskowanych (ryc. 8).

Według morfologicznej klasyfikacji fałdów (Dadlez & Jaroszewski, 1994) na terenie omawianego kamieniołomu występują formy szerokopromienne (ryc. 3, 4), średniopromienne (ryc. 5) i wąskopromienne (ryc. 6–8). Fałdy szerokopromienne występują w północnej części kamieniołomu, natomiast pozostałe formy — w części środkowej i południowej. W przypadku fałdów wąskopromiennych ich kształty są mniej lub bardziej zygzakowate (szewronowe; dachowe), często grzebieniowate, a znacznie rzadziej hiperboliczne (sinusoidalne) lub paraboliczne. Kąt zbieżności najczęściej wyznacza formy otwarte (normalne) (ryc. 5), rzadziej — wąskopromienne. Czasami obserwuje się odmienny kąt zbieżności w tym samym zespole fałdów i rozwoju — obok siebie — fałdów wąskopromiennych i otwartych (ryc. 6). Im mniejszy kąt zbieżności skrzydeł tym bardziej wyraziste i ostre stają się przeguby fałdów (ryc. 7). W powierzchniach osiowych takich fałdów rozwija się niekiedy brekcja tektoniczna, z inwersyjnym uskokowaniem ku SW lub SSW (ryc. 7, 8). Wszystkie zbadane mezoskopowe fałdy są strukturami cylindrycznymi.

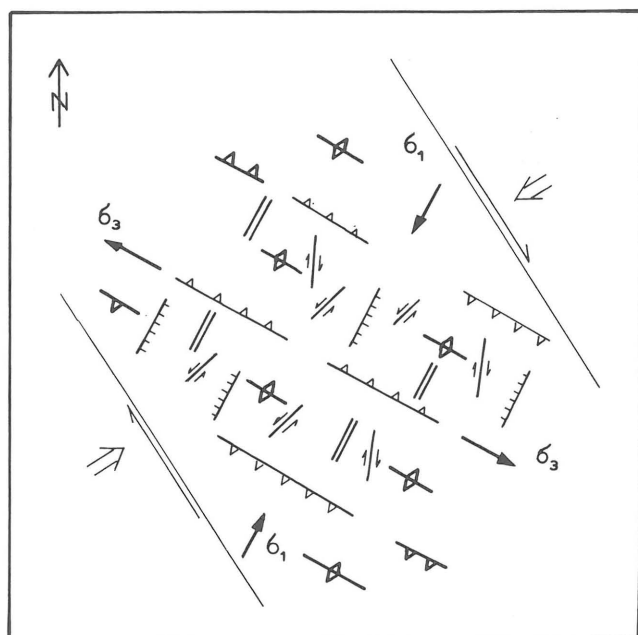
Według klasyfikacji strukturalnej fałdów (Dadlez & Ja-



Ryc. 9. Diagram punktowy powierzchni warstwowania (punkty) i osi fałdów (krzyżyki) w utworach wapienia muszlowego z kamieniołomu w Raciborowicach. Liczba pomiarów warstwowania — 127, osi fałdów — 34. Półkula dolna. Siatka Schmidta



Ryc. 10. Diagram punktowy powierzchni warstwowania (punkty) w utworach kredy górnej z okolic Raciborowic. Liczba pomiarów — 102. Półkula dolna. Siatka Schmidta



Ryc. 11. Ogólny model młodoolpejskiej prawoskrętnej transpresji dla Sudetów Zachodnich

roszewski, 1994) w omawianym kamieniołomie dominują struktury koncentryczne (równoległe) o mniej więcej stałej miąższości zafałdowanych ławic. Rzadziej są to formy o nieco pogrubionych przegubach. Często stwierdza się także formy pośrednie pomiędzy fałdami symilarnymi a fałdami wysmuklonymi. Struktury te charakteryzują się podobną krzywizną warstw ze wzrostem miąższości poszczególnych warstw w strefach przegubowych i wycienieniu skrzydeł fałdów. Zmiany miąższości zafałdowanych warstw są stopniowe. W bardziej kompetentnych i grubszych warstwach wapienia utworzyły się struktury o bardziej zaokrąglonych formach, natomiast w cienkolaminowanych wapieniach, przeławicających się z warstwami marglistymi rozwijały się fałdy znacznie bardziej dysharmonijne w formie.

Na ścianach wschodniej i północno-wschodniej omawianego kamieniołomu występują fałdy o nieco odmiennej morfologii niż dotychczas opisywane. Przeważnie są to fałdy szerokopromienne o rozległych, łagodnych przegubach (ryc. 3, 4). Formy te wskazują na znacznie słabsze deformacje fałdowe w północnej części kamieniołomu. Podobny obraz morfologiczny struktur z jedynie szerokopromiennymi zafałdowaniami obserwuje się także w pozostałych kamieniołomach rejonu Raciborowic. Warstwy wapienia muszlowego zapadają tam dość łagodnie, przeważnie ku N lub NE.

W omawianym kamieniołomie z Raciborowic parametr α^{-1} skrócenia strefy deformacji, czyli stosunek zdeformowanej do pierwotnej szerokości strefy deformacji, waha się od około 2,1 do prawie 1,1. Największe wartości skrócenia

strefy deformacji stwierdzono w środkowej części zachodniej ściany kamieniołomu, a najmniejsze — w północnym i północno-wschodnim fragmencie kamieniołomu.

Czasami w fałdach koncentrycznych obserwuje się odspojenia przegubowe, powstałe w wyniku działania silnego poziomego ściskania. W wapieniach z omawianego kamieniołomu nie rozpoznano jednak stylolitów, co mogłoby świadczyć o braku intensywniejszych procesów z płynięcia i rozpuszczania pod ciśnieniem.

Inne przykłady mezoskopowych fałdów

Podobne, mezoskopowe fałdy — do opisanych powyżej z okolic Raciborowic — występują w nieczynnym kamieniołomie w zachodniej części Osiecznicy w utworach węglanowych wapienia muszlowego (Urbański, 1996a, b). Miejscowość ta jest położona w północno-zachodniej części depresji północnosudeckiej. Przeważnie są to także fałdy pochylone lub stojące o stromo nachylonej powierzchni osiowej ku NNE. Osie tych fałdów nachylają się pod małymi kątami ku NNW i NW. W kamieniołomie tym stwierdzono także nieliczne uskoki inwersyjne o stromych kątach upadu ku NE.

Zupełnie podobne struktury deformacyjne skał osadowych są znane też z utworów permskich wschodniej części depresji północnosudeckiej. Gunia (1962) opisał tzw. wtórne fałdy z nieistniejącej obecnie kopalni Lena, gdzie lokalnemu zafałdowaniu uległy wapienie i margle cechsztyńskie. Kopalnia ta znajdowała się w obrębie rowu Leszczyny (np. Peryt, 1978). W wyniku alpejskiego fałdowania warstw cechsztyńskich powstały tam fałdy otwarte, wąsko- i szerokopromienne. Fałdy te zarówno pod względem morfologii, jak i orientacji przestrzennej są bardzo zbliżone do opisanych wyżej mezofałdów z kamieniołomu w Raciborowicach.

Także, na obszarze monokliny przedsudeckiej (ryc. 1) z terenu kopalń KGHM-u rozpoznano przed laty struktury tektoniczne, z których opisywano m.in. najmłodsze uskoki odwrócone i wielkopromienne fałdy o osiach zorientowanych głównie w kierunku NW–SE. Rozwój tych struktur łączono głównie z transportem tektonicznym w kierunku NE–SW (np. Żelaźniewicz & Markiewicz, 1991).

Podsumowując dotychczasowe rozważania na temat mezoskopowych fałdów, należy stwierdzić, że w skałach osadowych permu górnego i triasu zachodniej części Dolnego Śląska występują tylko w nielicznych miejscach mezoskopowe struktury fałdowe. Dość rzadkie ich występowanie wskazuje na zlokalizowany rozwój mezoskopowej wielkości fałdów. Oprócz tej cechy także inne elementy są charakterystyczne dla tych struktur fałdowych. Przede wszystkim wykazują one zbliżoną orientację przestrzenną o osiach fałdów najczęściej nachylonych pod małymi kątami ku NW lub NNW. Fałdy te charakteryzują się także bardzo podobnym stylem morfologicznym (głównie są to fałdy pochylone, otwarte).

Kiedy jednak doszło do rozwoju tych fałdów? Opinie w dotychczasowej literaturze są dość podzielone, o czym dobitnie świadczy przegląd dotychczasowych poglądów.

Dotychczasowe poglądy o tektonice depresji północnosudeckiej

Według najstarszych założeń, dwie fazy tektoniczne charakteryzować miały rozwój depresji północnosudeckiej (Beyer, 1932, 1939). Strasze fazy jurajskie (kimeryjskie),

spowodować miały osadzanie się utworów kredy górnej na różnych poziomach osadów triasu. Jednak młodsza faza (laramijska) miała decydujące znaczenie w rozwoju tektonicznym depresji północnosudeckiej. Naprężenia konieczne do powstania makrofałdów pochodzić miały od obszaru bloku przedsudeckiego. Jednak, Bayer (1939) nie rozdzielał tektoniki laramijskiej od ruchów młodszych. Deformacje te rozpatrywano łącznie jako pokredowe i dla których wprowadzono termin **ruchy (tektonika) późnosaksońska**.

Jednak potem Oberc (np. 1972) podzielił ruchy późnosaksońskie na dwa etapy: laramijski (wcześnieoalpejski) i trzeciorzędowy. Według tego badacza etap laramijski (przed górnioalpejski) charakteryzował się deformacją typu kompresyjnego, natomiast etap młodszy, synsedymenacyjny i wielofazowy cechować miała tektonika tensyjna, wyrażona powstaniem grawitacyjnych uskoków i erupcjami wulkanów. Oberc (1972) także słusznie zauważył, że na obszarze depresji północnosudeckiej kierunki fałdów laramijskich zostały mimetycznie dopasowane do kierunku fałdów w ich podłożu metamorficznym.

Rozważając młodoalpejskie deformacje w depresji północnosudeckiej nie można pominąć rozwoju brzeżnego uskoku sudeckiego (ryc. 1, 2). Uskok ten oddziela od siebie blok Sudetów od obniżonego względem niego w trzeciorzędzie bloku przedsudeckiego. Aktywność tektoniczna tego uskoku trwała od miocenu, a jej przejawy notowane są także współcześnie (np. Dyjor, 1995a, b; Krzyszkowski i in., 1995). Uskok ten jest prawdopodobnie złożonym systemem uskoku normalnych, progowo obniżających powierzchnię bloku przedsudeckiego względem Sudetów, dodatkowo poprzecinany przez systemy poprzecznych uskoku o przebiegach w kierunku NE–SW lub NNE–SSW.

Młodoalpejska transpresja w depresji północnosudeckiej

Przed kilkoma laty opisano nasunięcie Zieleńca z obszaru Sudetów Środkowych (Góry Bystrzyckie), którego rozwój został zinterpretowany jako wynik reżimu prawoskrętnej, młodoalpejskiej transpresji (Cymerman, 1990). Podczas transpresji dochodzi do synchronicznego rozwoju struktur kompresyjnych i ekstensyjnych. Do pierwszej grupy struktur należą uskoki odwrócone, nasunięcia i fałdy, a do drugiej — uskoki normalne, żyły, dajki i spękania ekstensyjne.

W świetle przedstawionych danych tektonicznych i dostępnych danych regionalnych wydaje się zasadnym, że podobny reżim deformacji (transpresyjny), jak i podobnie zorientowana elipsoida naprężeń końcowych spowodowała rozwój zlokalizowanych deformacje skał osadowych w depresji północnosudeckiej (ryc. 11). Na obszarze tej depresji rozwijały się zarówno struktury kompresyjne (uskoki odwrócone i fałdy), jak i ekstensyjne (uskoki normalne, dajki bazaltowe). Przebieg orientacji osi makrofałdów (np. synkliny Grodzca) i opisanych tutaj mezofałdów z Raciborowic, a także mezofałdów z Osiecznicy, kopalni Lena i kopalni KGHM-u, o przebiegu osi w kierunku zbliżonym do NW–SE, pozwala wyznaczyć oś maksymalną σ_1 głównych naprężeń ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Za transmisją naprężenia maksymalnego (σ_1) w kierunku NNE–SSW wskazują także uskoki inwersyjne o przemieszczaniu skrzydeł wiszących ku SSW.

Liczenie zaznaczone w obrazie kartograficznym uskoki poprzeczne o biegach w kierunku NE–SW mogą być uskoki normalnymi. Także ciągi wulkanitów neogeńskich, np. od Żerkowic przez Górę Grodziec aż po okolice Legnicy, podobnie jak i regionalny ciąg wulkanicznych wystąpień od

okolic Bogatynii po Lubań (np. Badura, 1996) wykazują przebiegi w kierunku NE–SW. Dane te mogą być pomocne przy wyznaczeniu osi minimalnego naprężenia głównego (σ_3). Pomiar *in situ* osi obecnego maksymalnego horyzontalnego naprężenia (σ_1) z okolic Frankfurtu nad Odrą, położonego najbliżej depresji północnosudeckiej, wskazują na jego prawie południkową orientację (por. Zuchiewicz, 1995).

Dlaczego jednak regionalna elipsoida naprężenia jest nieco (ok. 30°) prawoskrętnie zrotowana w Sudetach Zachodnich? Prawdopodobnie jest to odzwierciedlenie prawoskrętnej, młodoalpejskiej rotacji podczas rozwoju łukowatego oretenu karpackiego. Znany jest fakt, że w regionie karpacko-panońskim doszło do późnoneogeńskiej, prawoskrętnej rotacji osi maksymalnego naprężenia głównego (σ_1) o co najmniej 40° (Csontos i in., 1992). Dla obszaru zachodnich Karpat przyjmowana jest także prawoskrętna rotacja (nawet o 100°) osi maksymalnego naprężenia głównego (σ_1) (Zuchiewicz, 1995).

W celu ustalenia orientacji przestrzennej regionalnej elipsoidy naprężenia w Sudetach Zachodnich są szczególnie ważne wyniki badań Soleckiego (1988, 1994), który opisał z obszaru depresji północnosudeckiej tzw. komplementarne strefy kataklazy. Strefy te rozwinęły się w piaskowcach pstrego piaskowca i koniak. Dane o ich orientacji wskazują na dwa, główne zespoły stref kataklazy zapadające na ogół pod średnimi kątami ku NE i SW. Maksymalna oś σ_1 naprężenia głównego, wyznaczona z orientacji zespołu ścięć komplementarnych stref kataklazy przebiega w kierunku NE–SW (N40°E) w płaszczyźnie poziomej (Solecki, 1994).

W świetle powyższych rozważań można założyć, że geneza mezofałdów w Raciborowicach jest związana z kruchymi warunkami deformacji, wywołanymi regionalną elipsoidą naprężenia o osi kompresji (σ_1) zorientowanej w przybliżeniu w kierunku NE–SW w płaszczyźnie subhoryzontalnej. Naprężenia te wywołały także rozwój komplementarnych stref kataklazy (Solecki, 1994). Reżim prawoskrętnej transpresji w Sudetach Zachodnich był odzwierciedleniem i transmisją regionalnych pól naprężeń wywołanych deformacjami w zachodniej części Karpat fliszowych w neogenie (np. Aleksandrowski, 1989; Csontos i in., 1992; Zuchiewicz, 1995).

Rejon Raciborowic w obrazie sejsmicznym profilu GB-2A

Przez rejon Raciborowic przebiega profil GB-2A głębokich sondowań sejsmicznych (ryc. 1), dlatego też nowe dane sejsmiczne umożliwiają powiązanie przypowierzchniowych danych tektonicznych z obrazem wgłębnej budowy geologicznej. Charakterystycznym elementem sekcji czasowej profilu głębokich badań refleksyjnych profilu GB-2A są dobrze wyrażone w obrazie falowym strefy uskoku (Cwojdzński i in., 1995). **Strefa dyslokacyjna Raciborowic** należy do najwyraźniej zaznaczonej w obrazie sejsmicznym profilu GB-2A. W strefie tej doszło do zmiany kierunków upadu granic sejsmicznych oraz zmiany formy rejestracji przyspągowej części strefy Moho. Na południe od strefy dyslokacyjnej Raciborowic granice sejsmiczne wyraźnie zapadają ku NE, natomiast na północ — w przeciwnym kierunku.

Na obszarze wschodniej części depresji północnosudeckiej w skorupie górnej występują bloki skorupowe o kształtach zbliżonych do klinów (Cwojdzński i in., 1995). Z interpretacji danych sejsmicznych wynika, że w okolicach Raciborowic, występuje najprawdopodobniej wgłębny **szew tektoniczny**, wywołany niewielką strefą subdukcji skorupowej, w której blok północny jest podsunęty pod

blok południowy na odległość prawie 10 km (Cwojdzński i in., 1995). I chociaż związek tego szwu z uskokiemi ramowymi depresji północnosudeckiej i brzeżnym uskokiemi sudeckim nie jest jasny, to prawdopodobnie strefa refleksyjna kompleksu dolnej skorupy przedłuża się w strefę wymiennych uskokiów.

W środkowej części skorupy rozpoznano pakiety nasuwanych ku SSW klinów, interpretowane jako wynik paleozoicznych, a może nawet kadomskich, deformacji kompresyjnych (Cwojdzński i in., 1995). Dane te w powiązaniu z wynikami powierzchniowymi wskazują na transport tektoniczny w kierunku NNE–SSW podczas młododoalpejskich deformacji na Dolnym Śląsku. Dlatego też kompresyjne, nasunięciowe ruchy wewnątrzskorupowe mogły być przynajmniej w części wywołane prawoskrętną, młododoalpejską deformacją transpresyjną. W dolnej i środkowej części skorupy mogły wtedy powstawać kliny lub podatne nasunięcia (strefy ścinań) w warunkach metamorficznych (nawet w facji granulitowej), w zależności od stopnia geotermicznego i głębokości samej strefy deformacyjnej. Obraz sejsmiczny profilu GB-2A odzwierciedla także w części rozwój młododoalpejskich struktur powstałych podczas deformacji transpresyjnej.

Wnioski

1. Mezoskopowe fałdy z Raciborowic, zafałdowujące warstwy wapienia muszlowego, należą do nielicznych przykładów dokumentujących heterogeniczność i zlokalizowane występowanie młododoalpejskiej deformacji fałdowej na obszarze depresji północnosudeckiej.

2. Stwierdzona na profilu sejsmicznym GB-2A, struktura skorupy o charakterze łuskowym (klinowym), może być w części wywołana młododoalpejskimi, wewnątrzpływowymi, transpresyjnymi, nasunięciami podatnymi, podatno-kruchymi i kruchymi w waryscyjskim metamorficznym podłożu depresji północnosudeckiej, którego powierzchniowym odbiciem są zlokalizowane struktury kompresyjne (mezo- i makrofałdy) z rejonu Raciborowic.

3. Powstanie zlokalizowanych fałdów w skałach wapienia muszlowego i cechsztynu depresji północnosudeckiej, a także monokliny przedsudeckiej było związane z reżimem prawoskrętnej transpresji o subhoryzontalnej orientacji osi σ_1 naprężenia głównego o kierunku NNE–SSW. Taki układ regionalnego pola naprężenia i związanego z nim reżimu deformacji transpresyjnej dominował na obszarze Dolnego Śląska podczas neogenu.

Dziękuję Panu mgr Krzysztofowi Urbańskiemu o dostarczenie informacji na temat tektoniki utworów wapienia muszlowego z okolic Osiecznicy oraz Panu mgr Januszowi Badurze za przedyskutowanie wielu zagadnień dotyczących problematyki neotektonicznej Dolnego Śląska.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. *Studia Geol. Pol.*, 96: 1–140.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 1995 — Neotektoniczne aspekty rzeźby przedpola Sudetów Wschodnich. *Prz. Geol.*, 43: 762–766.
- BADURA J. 1996 — Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. *Prz. Geol.*, 44: 1239–1243.
- BAŁAŻIŃSKA J. & BOSSOWSKI A. 1979 — Względna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. *Kwart. Geol.*, 23: 309–321.
- BEYER K. 1932 — Das liegende der Kreide in den Nordsudeten. *Neues Jahrb. Miner. Beil.* 69, B.: 450–508.
- BEYER K. 1939 — Die nordsudetische Rahmenfaltung. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz.*, 32: 121–172.
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVATH F. & KOVAČ M. 1992 — Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208: 221–241.
- CWOJDZIŃSKI S., MŁYNARSKI S., DZIEWIŃSKA L., JÓZWIĄK W., ZIENTARA P. & BAZIUK T. 1995 — GB-2A — pierwszy sejsmiczny profil głębokich badań refleksyjnych (GBS) na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 43: 727–737.
- CYMERMAN Z. 1990 — Młododoalpejskie nasunięcie Zieleńca w Górach Orlickich (Sudety). *Prz. Geol.*, 38: 422–428.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. *Wyd. Nauk. PWN.*
- DYJOR S. 1983 — Problemy wieku dolnej granicy i faz ruchów neotektonicznych w południowo-zachodniej Polsce. *Mater. III Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 25–41.* Ossolineum, Wrocław.
- DYJOR S. 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quarter.*, 64: 25–41.
- DYJOR S. 1995a — Rozwój kenozoiku na bloku przedsudeckim. *Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wrocław: 29–40.
- DYJOR S. 1995b — Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland. *Fol. Quarter.*, 66: 51–58.
- GUNIA T. 1962 — Cechsztyń synkliny leszczynieckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 173: 57–114.
- KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P. & SROKA W. 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Fol. Quarter.*, 66: 73–98.
- MILEWICZ J. 1985 — Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. *Prz. Geol.*, 33: 385–390.
- MILEWICZ J. 1997 — Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 61: 1–58.
- MILEWICZ J. & GÓRECKA T. 1965 — Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. *Kwart. Geol.*, 9: 97–114.
- OBERC J. 1972 — Sudety i obszary przyległe. [W:] *Budowa geologiczna Polski. T. 4, Tektonika, cz. 2.* *Wyd. Geol.*
- PERYT T. 1978 — Zarys stratygrafii cechsztyńskiecki północnosudeckiej. *Kwart. Geol.*, 22: 57–82.
- STACKEBRANDT W. & FRANZKE H.J. 1989 — Alpidic reactivation of the Variscan consolidated lithosphere: the activity of some fracture zone in Central Europe. *Z. Geol. Wiss.*, 17: 699–712.
- SOLECKI A. 1988 — Komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. *Prz. Geol.*, 36: 577–581.
- SOLECKI A. 1994 — Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 44: 1–60.
- URBAŃSKI K. 1996a — Tektonika blokowa obszaru arkusza Świętoszów Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000 i jej wpływ na wykształcenie utworów kenozoicznych. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 52: 56–57.
- URBAŃSKI K. 1996b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 arkusz Świętoszów (684). *Państw. Inst. Geol.*: 1–29.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J.-D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.
- ZOBACK M.L. 1992 — First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703–11728.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Neotectonics of Poland: a state-of-the-art review. *Fol. Quarter.*, 66: 7–37.
- ŻELAŻNIEWICZ A. & MARKIEWICZ A. 1991 — Struktury ekstensyjne w cechsztyńskich ewaporatach monokliny przedsudeckiej a strefa tektoniczna Odry. *Prz. Geol.*, 39: 463–471.