Kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim

Janusz Badura

W obrębie polskiej części Sudetów i na bloku przedsudeckim, razem reprezentujących tzw. blok dolnośląski (np. Żelaźniewicz i in., 2011), dość licznie występują kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne o zróżnicowanych kształtach i rozmiarach (fig. 1). Pod pojęciem rowów tektonicznych rozumiane są tutaj wydłużone struktury, obniżone względem otoczenia wzdłuż mniej więcej równoległych do siebie uskoków. Z kolei zapadliska są rozumiane jako obniżenia tektoniczne o bardziej zróżnicowanym kształcie, wskutek mniej regularnego przestrzennego ułożenia ograniczających je uskoków lub stref fleksuralnego ugięcia.

W Sudetach uwagę zwraca obecność dużych rowów tektonicznych Ohrzy i górnej Nysy Kłodzkiej. Struktury są ukierunkowane poprzecznie lub pod dużym kątem do generalnego topograficznego trendu Sudetów, a także do kierunku wydłużenia wypełnionych osadami górnokredowymi rozległych obniżeń tektonicznych w obrębie synklinoriów śród- i północnosudeckiego. Występują tam też takie struktury jak obszerne zapadlisko Kotliny Jeleniogórskiej oraz niewielkie rozmiarami rowy Wlenia i Bierkowic. Wykazują one ogólnie tendencje do ukierunkowania podłużnego, tj. mniej lub bardziej zgodnego z rozciągłością Sudetów.

Na bloku przedsudeckim również ujawniają się dwa dominujące trendy zapadlisk i rowów tektonicznych (fig. 1). Najwcześniej rozpoznano tam system rowów o przebiegu NW–SE. W jego skład wchodzą rowy Roztoki-Mokrzeszowa, Ostroszowic, Paczkowa i Kędzierzyna (Oberc, Dyjor, 1969; Dyjor, 1975, 1981, 1997; Dyjor i in., 1977), leżące na bezpośrednim przedpolu i zgodnie z topograficzną rozciągłością Sudetów. Lokalnie, między Otmuchowem a miastem Nysa, trend ten przechodzi w równoleżnikowy w obrębie rowu (miasta) Nysy. Drugi system rowów jest reprezentowany przez struktury ukierunkowane mniej lub bardziej południkowo, a tym samym pod dużym kątem lub poprzecznie do rozciągłości Sudetów. Do tego systemu należą rowy Legnicy, Mrowin, Ślęzy, Oławy i Grodkowa.

Poniżej, w krótkim zarysie, scharakteryzowano ważniejsze z wymienionych tektonicznych obniżeń.

Rów Ohrzy

Rów Ohrzy[1] (lub Egeru; Kopecký, 1979) należy do największych późnoalpejskich struktur tektonicznych występujących na NE przedpolu Alp (Reicherter i in., 2008). Niektórzy autorzy włączają go w obręb tzw. europejskiego kenozoicznego systemu ryftowego (np. Alibert i in., 1987; Wilson, Downes, 1991; Ziegler, Dèzes, 2007). Rów Ohrzy, o generalnej rozciągłości NE–SW, leży głównie w Czechach (por. rozdział 5.2.4 i tam fig. 2 oraz rozdział 8.3 i tam fig. 5), przebiega u podnóża Gór Kruszcowych (inaczej: Rudaw; cz. Krušne Hory, niem. Erzgebirge) i tylko swoim NE zakończeniem sięga obszaru pogranicza czesko-polsko-niemieckiego w okolicach Bogatyni i Zgorzelca (fig. 2). Dotychczas jednak najczęściej przyjmowano, że ku NE rów ten nie przedłuża się poza tzw. nasunięcie łużyckie, położone na SW od Liberca (por. np. Głuszyński, Aleksandrowski, 2022 oraz rozdział 5.2.2), w związku z czym nie kontynuuje się do Niemiec i Polski (Dyjor, 1975, 1997; Brause, 1989; Ulrych i in., 2011). Współcześnie jednak uznanie zdobywa pogląd o kontynuacji rowu Ohrzy na NE od nasunięcia łużyckiego (Kopecky, 1979; Kasiński, Panasiuk, 1987; Badura, 1996; Badura, Aleksandrowski, 2013; Coubal i in., 2015; por. też rozdziały 5.2.4 i 8.3). Najczęściej przyjmuje się przy tym, że NE zasięg rowu Ohrzy wyznacza główny uskok łużycki (uwaga: nie należy mylić z wyżej wspomnianym nasunięciem łużyckim – fig. 2), przebiegający na północ od Lubania Śląskiego i Zgorzelca (Kasiński, Panasiuk, 1987; Kasiński, 1991, 2000; Badura, 1996; Kasiński i in., 2003). Podstawą koncepcji kontynuacji ku NE, poza nasunięcie łużyckie, rowu Ohrzy jest występowanie w tym rejonie głębokich na ponad 300 m zapadlisk – żytawskiego (Kasiński, 1991; Kasiński i in., 2015) oraz berzdorfsko-radomierzyckiego (fig. 2) oraz wyraźnie płytszego (o głębokości ok. 100 m) basenu Siekierczyna (Berezowska, Berezowski, 1968). Z kolei, zdaniem Malkovskiego (1987), rów Ohrzy kontynuuje się jeszcze dalej ku NE, w kierunku strefy uskoków środkowej Odry na Nizinie Śląskiej. Wydają się to potwierdzać niepublikowane obserwacje autora dotyczące nieznanych dotąd wystąpień osadów kredy górnej na przedłużeniu rowu Ohrzy w kierunku Węglińca (fig. 2).

Problem z określeniem północnego zasięgu rowu Ohrzy ma kilka głównych przyczyn. Najważniejszą z nich jest trudność w wyznaczeniu ram rowu pod pokrywą osadów kenozoicznych. Kontynuację rowu ku północnemu wschodowi oparto zatem głównie, jak już wyżej wspomniano, na fakcie występowania na przedłużeniu jego czeskiego odcinka szeregu zapadlisk tektonicznych –żytawskiego, bersdorfsko-radomierzyckiego i Siekierczyna, w których występują grube pokłady węgla brunatnego.

Kolejnym utrudnieniem przy wyznaczaniu ram polskiej części rowu Ohrzy są stosunkowo niewielkie deniwelacje terenu między obszarem rowu a przylegającymi pogórzami Sudetów – Łużyckim i Izerskim. Na tym obszarze strop waryscyjskiego podłoża Masywu Czeskiego zanurza się ku północy pod osady czwartorzędowe, zdeponowane podczas dwóch transgresji lądolodów skandynawskich. Pierwsze z tych zlodowaceń nieznacznie przekroczyło barierę górską, jaką tworzą Góry Łużyckie. Drugie zlodowacenie, Odry, zatrzymało się na wysokości 190–220 m n.p.m (Eissmann, 2002). Niemniej, osady wodnolodowcowe wypełniły obniżenia w obrębie przedgórzy Łużyckiego i Izerskiego, na dystansie sięgającym ponad 50 km na południe od czoła lądolodu.

Następny problem przy wyznaczaniu ram rowu Ohrzy wiąże się z obecnością na pograniczu czesko-polsko-niemieckim poprzecznych względem rowu, wyniesionych w miocenie, bloków tektonicznych (fig. 2). Na południu odpowiadają im Góry Łużyckie wraz z Żytawskimi. Zostały one wypiętrzone wzdłuż ograniczającego je od SW nasunięcia łużyckiego (Coubal i in., 2015). Skały waryscyjskiego

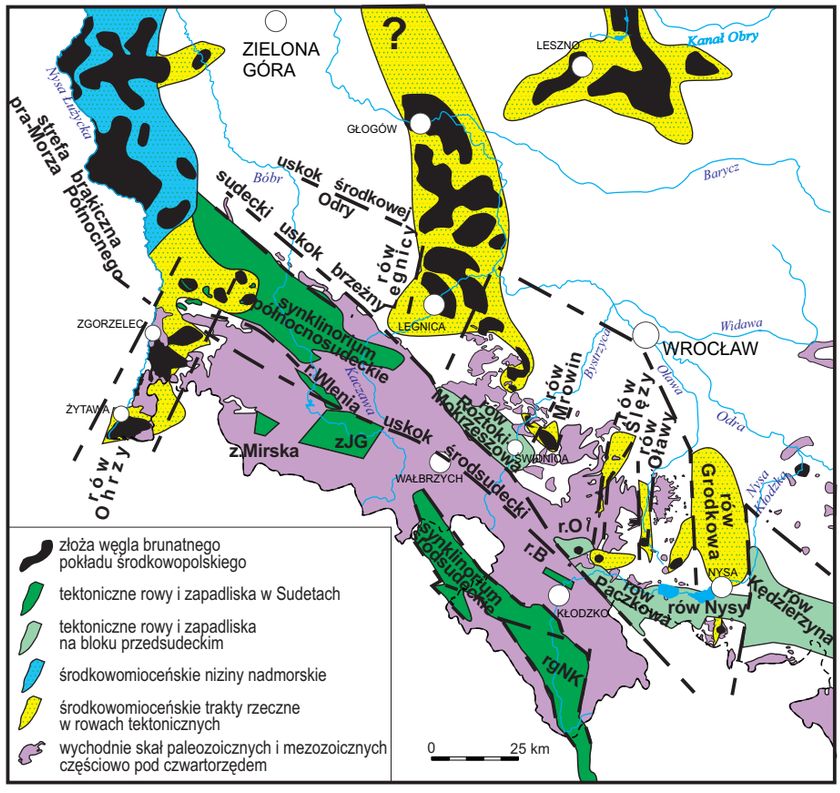

FIG. 1. Kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim oraz tektonicznie kontrolowane środkowomioceńskie trakty rzeczne i obszary bagien w strefie brakicznej pra-Morza Północnego. Skróty: r. – rów tektoniczny, z. – zapadlisko tektoniczne, rgNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej, r.B – rów Bierkowic, r.O – rów Ostroszowic, zJG – zapadlisko Jeleniej Góry

[1] Nazwa tego rowu tektonicznego pochodzi od rzeki Ohře, albo od niemieckiej nazwy Eger dzisiejszego miasta Cheb w południowo-zachodnich Czechach.

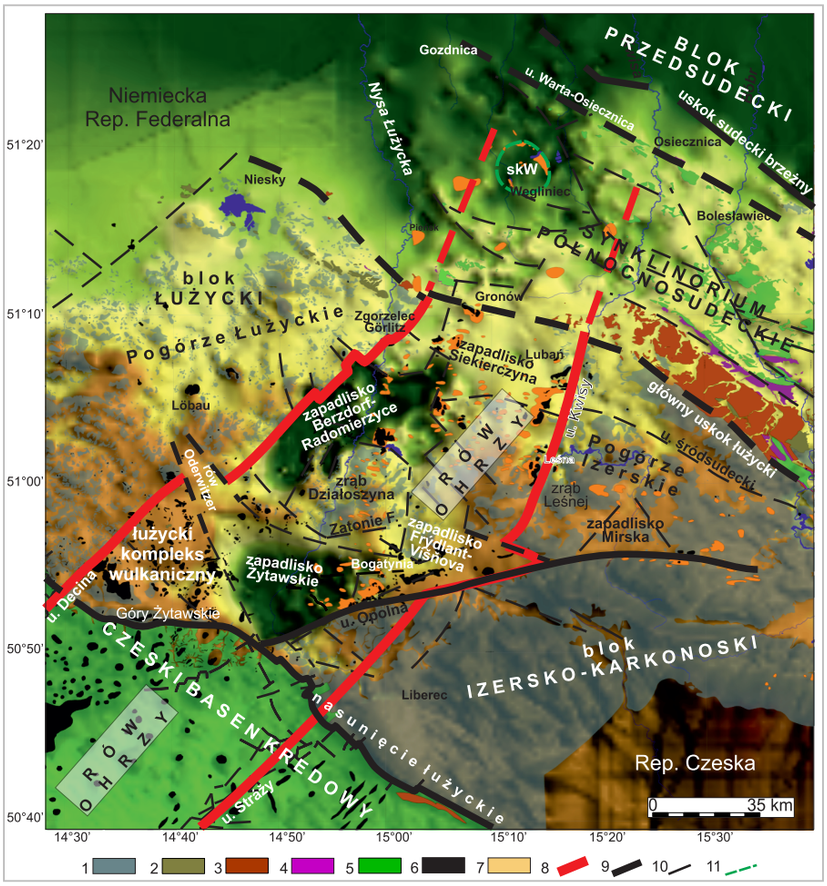

FIG. 2. Podłoże podkenozoiczne w północnej części rowu Ohrzy, między Pogórzem Izerskim na wschodzie a Pogórzem Łużyckim na zachodzie – Sudety Zachodnie. 1 – podłoże paleozoiczne, 2 – karbon nierozdzielony, 3 – perm, 4 – trias, 5 – kreda górna, 6 – kenozoiczne skały wulkaniczne, 7 – neogen, 8 – uskokowe ramy rowu Ohrzy, 9 – inne główne uskoki, 10 – uskoki drugorzędne, 11 – struktura kolista Węglińca (skW) wyznaczona na podstawie danych magnetycznych

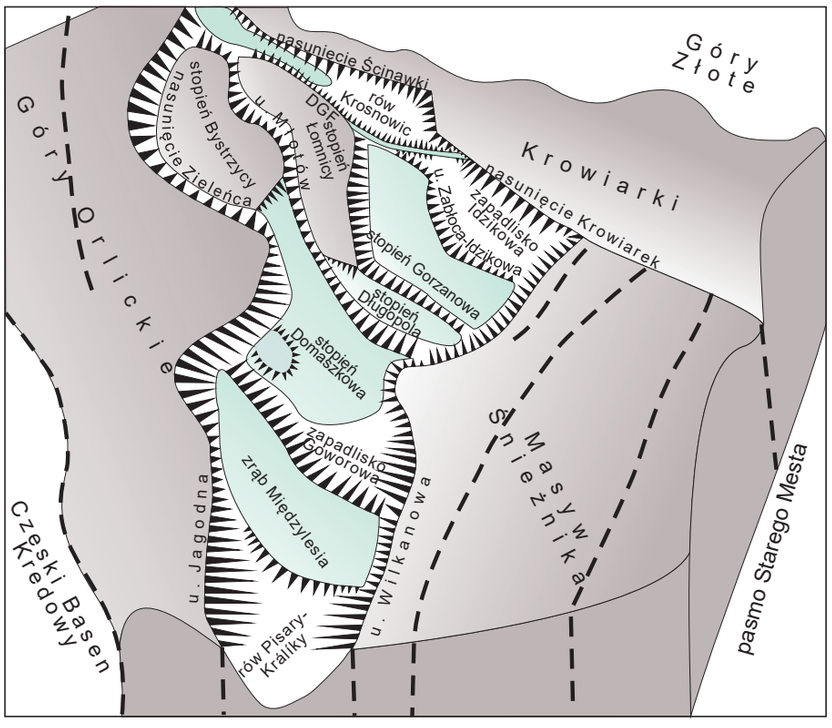

FIG. 3. Blokowa budowa dna rowu górnej Nysy Kłodzkiej i jego ram strukturalnych (wg Badury, Rauch, 2014, na podstawie kompilacji niepublikowanych danych wiertniczych i elektrooporowych) Na figurze trójkątnymi zębami na białym tle oznaczono skarpy w dnie rowu i na jego brzegach, oddzielające od siebie poszczególne stopnie ukształtowania dna – w zależności od położenia względem elementów sąsiednich – określane też jako zręby i rowy. Pola białe (bez zębów) opisują najgłębiej pogrążone segmenty dna rowu, pola zielone – segmenty występujące płycej, pola szare – najwyżej wyniesione fragmenty spągu górnej kredy (w NW części rowu) oraz krystaliczne podłoże odsłonięte na ramionach rowu w Masywie Śnieżnika, Krowiarkach oraz na większości obszaru Gór Orlickich (i Bystrzyckich – zlokalizowanych we wschodniej części obszaru opisanego tu zbiorczo pod nazwą Gór Orlickich).

podłoża metamorficznego zostały tam nasunięte ku południowi na utwory kredy górnej. W późnym miocenie środkowym długi na co najmniej 40 km i szeroki na 15–17 km czesko-polsko-niemiecki segment rowu Ohrzy został przedzielony na dwie części przez wypiętrzony zrąb Działoszyna (Kasiński, Panasiuk, 1987; Badura i in., 2003, Kasiński i in., 2003). Na kulminacjach zrębu zachowały się niewielkie wychodnie osadów neogeńskich z węglem brunatnym. Po zachodniej i wschodniej stronach zrębu Działoszyna zachowały się fragmenty wcześniejszej struktury tektonicznej rowu Ohrzy w postaci dwóch niewielkich rowów tektonicznych: Berzdorfu (Tietz, Czaja, 2010) i Višňovej. Oba rowy łączą się z zapadliskiem Radomierzyc. Rów Berzdorfu i zapadlisko Radomierzyc są niekiedy rozpatrywane łącznie, pod wspólną nazwą niecki berzdorfsko-radomierzyckiej (Kasiński, Panasiuk, 1987).

Zapadlisko Siekierczyna od północy zamykają Wzgórza Gronowskie, o wysokości do 260 m n.p.m., długości przekraczającej 3 km i rozciągłości NW–SE. Położone są one na granicy między synklinorium północnosudeckim a strefą wychodni skał dolnokarbońskich, reprezentujących kompleks kaczawski. Grzbiet tych form budują neogeńskie bazalty, a fyllity karbońskie odsłaniają się na północnych stokach wzniesienia. Wzgórza Gronowskie w północnej części rowu Ohrzy stanowią trzecie, wysunięte najdalej na północ pasmo wyniesień, poprzecznie rozdzielających zapadliska polsko-niemieckiego segmentu rowu Ohrzy. Ku południowi jego odpowiednikami są zrąb Działoszyna i Góry Łużyckie (Żytawskie).

W rejonie Węglińca badaniami geofizycznymi wykryto anomalie magnetyczne korelowane z ciałami bazaltowymi. Układają się one w okrąg sugerujący obecność w podłożu dużej struktury subwulkanicznej (fig. 2). Może to wskazywać, że rów Ohrzy kontynuuje się w obrębie synklinorium północnosudeckiego i dochodzi co najmniej do uskoku Warta-Osiecznica.

Rów górnej Nysy Kłodzkiej

Obszerny, południkowy rów górnej Nysy Kłodzkiej (np. Cloos, 1922; Smulikowski, Teisseyre, 1957; Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014), wypełniony osadami kredy górnej (np. Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997), zaczął się formować w trakcie wypiętrzania okalających go krystalicznych kompleksów skalnych Gór Orlickich, i Masywu Śnieżnika wraz z pasmem Krowiarek. Obecnie odizolowany obszar kredowy rowu stanowił pierwotnie część rozległego płytkiego morza obejmującego obszary Niżu Polskiego i Niemieckiego oraz basenów kredy opolskiej i kredy czeskiej. W czasie późnokredowo-wczesnopaleogeńskiego wydarzenia kompresyjnego (dawniej znanego pod nazwą *tektonicznej fazy laramijskiej* lub *młodosaksońskiej*), a zwłaszcza późniejszych, kenozoicznych epizodów tektonicznych, wraz ze stopniowym blokowym wypiętrzaniem Masywu Czeskiego doszło do rozczłonkowania wcześniej jednolitego płaszcza osadów górnokredowych na kilka izolowanych, różnej wielkości struktur typu rowów i zapadlisk.

W przeciwieństwie do rowu Ohrzy, w rowie górnej Nysy Kłodzkiej na kredzie nie występują klastyczne osady neogeńskie. Wyjątek stanowią osady miocenu zachowane w leju krasowym w Nowym Waliszowie (Sobczyk i in., 2024) oraz punktowe wystąpienia plioceńskich żwirów rzecznych (Leppla, 1900; Sroka, 1997; Sroka, Kowalska, 1998; Krzyszkowski i in., 2000). Sytuacja ta jest diametralnie inna niż w położonym niedaleko na wschód zapadlisku gónomorawskim, gdzie grubość rzecznych osadów plioceńskich przekracza 300 m (Růžička, 1973).

Udokumentowane zmiany sieci hydrograficznej na całym obszarze rowu górnej Nysy Kłodzkiej, a także wyniki analiz petrograficznych plioceńskich żwirów rzecznych (Krzyszkowski i in. 2000), wskazują na aktywność tektoniczną rowu w pliocenie, a także w plejstocenie (Sroka, 1997; Ranoszek, 1998; Krzyszkowski i in., 2000; Sobczyk i in., 2024).

Analiza przedgórnokredowego podłoża rowu górnej Nysy Kłodzkiej na podstawie kompilacji niepublikowanych danych wiertniczych i elektrooporowych oraz rozmieszczenia wychodni skał paleozoicznych (fig. 3; por. też podobna wcześniejsza tego typu próba Jodłowskiego, 1999) pozwoliła na wyróżnienie w obrębie rowu szeregu struktur blokowych, składających się na obraz tzw. tektoniki klawiszowej. Najgłębsze miejsca w obrębie rowu, stwierdzone w otworach wiertniczych, znajdują się w jego NE narożniku (na głębokości ponad 625 m p.p.t.) oraz na południu, w Pisarach, gdzie osady kredy górnej mają miąższość 726,8 m, i w Kralikach po stronie czeskiej (Valečka, 1988). Poszczególne fragmenty dna rowu oddzielają od siebie stopnie tektoniczne o charakterze uskokowym i przebiegu NW–SE (Badura, Rauch, 2014). Nad stopniami tektonicznymi o takim przebiegu w górnokredowym wypełnieniu rowu zachowały się równoległe do nich fałdy, najprawdopodobniej późnokredowo-wczesnopaleogeńskie (por. rozdział 5.2.2.3 oraz figura 33 tamże). Wskutek odpowiedzialnych za ukształtowanie rowu górnej Nysy Kłodzkiej przemieszczeń blokowych, zachodzących praw-

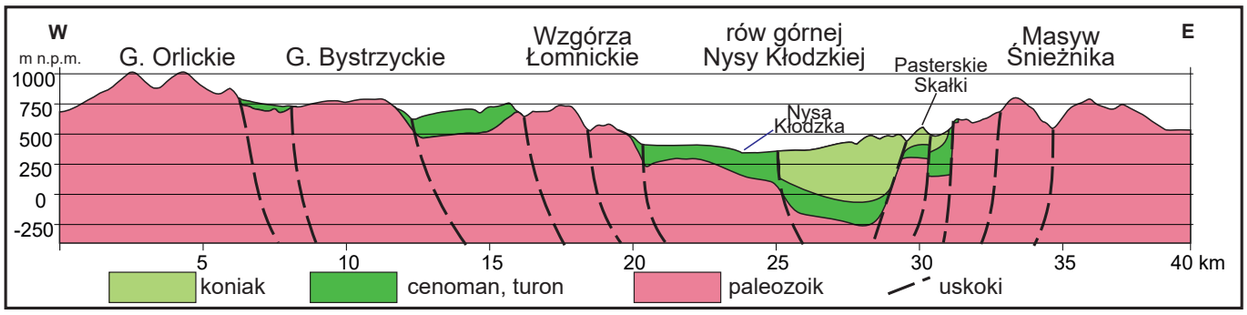

FIG. 4. Przewyższony schematyczny przekrój poprzeczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej, ukazujący różnice hipsometryczne położenia utworów górnokredowych będące skutkiem kenozoicznych przemieszczeń blokowych w obrębie rowu oraz w Górach Orlickich i Bystrzyckich

dopodobnie głównie w późnym miocenie i pliocenie, skały sukcesji górnokredowej, pierwotnie kontynuujące się poza rowem, zostały znacznie wypiętrzone i – w efekcie – w dużej mierze zerodowane. Dotyczyło to zwłaszcza utworów koniaku i miejscami także santonu i górnego turonu (fig. 4, 5). Na podstawie przewierconych na Wysoczyźnie Idzikowskiej osadów koniaku można szacować, że w rejonie Szczelińca w Górach Stołowych oraz na blokach/stopniach tektonicznych znajdujących się w Górach Bystrzyckich, poza rowem górnej Nysy, erozja objęła nawet do 800 m osadów. Nie ma zatem uzasadnienia interpretacja zakładająca funkcjonowanie w późnej kredzie wąskiej na 4–10 km, uwarunkowanej tektonicznie strefy o szczególnie silnej subsydencji i specyficznym typie depozycji na obszarze dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej w otoczeniu obszarów o niskiej lub zerowej stopie akumulacji osadów (por. Don, Don, 1960; Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997; Don, Wojewoda, 2004, 2005; Don, Gotowała, 2008). Taki charakter – kontrolowanej tektonicznie wąskiej zatoki morskiej – wynika bowiem z przyjmowanego w zacytowanych wyżej pracach tradycyjnego modelu depozycji osadów kredy górnej w sudeckiej części Masywu Czeskiego. Obszary bez zachowanych osadów kredy górnej, bądź nawet tylko koniaku i santonu, traktowane są w nim jako ówcześnie wynurzone „obszary źródłowe" w postaci „wysp" – „zachodniosudeckiej i wschodniosudeckiej" (por. Scupin, 1936; Skoček, Valečka, 1983; Uličný, Čech, 2008), które miały ograniczać z obu stron – co najmniej podczas koniaku i santonu – mający już jakoby funkcjonować rów górnej Nysy. Koncepcja ta nie jest spójna z regionalnymi danymi stratygraficznymi, gdyż osady koniaku i santonu są obecne w (nieco dalszym) otoczeniu dzisiejszego rowu górnej Nysy niemal ze wszystkich stron: w północnoczeskim basenie kredowym, w synklinorium północnosudeckim oraz w kredowym basenie opolskim, zaś brak osadów tego wieku w bezpośrednim otoczeniu rowu jest (o czym już wspominano) łatwy do wytłumaczenia przez ich usunięcie erozyjne wskutek postdepozycyjnego wypiętrzenia (fig. 4, 5). Do podobnych wniosków prowadzą wyniki badań metodami termochronologii niskotemperaturowej (por. Sobczyk i in., 2020; Sobczyk, 2025 oraz rozdział 7.3.1), które dowodzą głębokiego pogrzebania skał kopuły orlicko-śnieżnickiej podczas późnej kredy pod nadkładem przekraczającym nawet – i to znacznie – 3 km miąższości (przy – niepewnym – założeniu dzisiejszej wartości gradientu geotermicznego, który mógł być ówcześnie większy, czego konsekwencją byłyby łatwiejsze do wyobrażenia mniejsze miąższości). Innymi słowy, brak jest wyraźnych przesłanek o występowaniu już podczas koniaku i santonu rowu tektonicznego górnej Nysy, który, zdaniem autora (por. też Głuszyński, Aleksandrowski, 2022 oraz rozdział 5.2.2.3) zasadniczo wykształcił się dopiero podczas kenozoiku, chroniąc przed erozją wypełniającą go dziś sukcesję osadową kredy górnej. Powyższa konstatacja nie wydaje się sprzeczna z udokumentowanymi efektami aktywności synsedymentacyjnych uskoków po wschodniej stronie dzisiejszego rowu w rejonie Idzikowa już podczas depozycji górnych ogniw sukcesji kredy (formacji Idzikowa – Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997).

Na podstawie szczątkowo zachowanych osadów rzecznych możliwe jest częściowe odtworzenie zmian tektonicznych zachodzących w rejonie rowu podczas miocenu i pliocenu. Najstarsze osady miocenu środkowego zostały znalezione w leju krasowym położonym na spłaszczeniu grzbietowym Krowiarek (Sobczyk i in., 2024), co wskazuje, że od tego czasu Masyw Krowiarek podniósł się w rejonie Nowego Waliszowa o ok. 75 m względem dna rowu Nysy Kłodzkiej. W pobliżu Lądka-Zdroju, na wzgórzu Szary Kamień, żwiry rzeczne leżące pod bazaltami datowanymi na 4,72 ±0,05 mln lat (Pańczyk i in., 2023) znajdują się na wysokości 50 m ponad najbliższym potokiem, a 70 m nad najbliższą większą rzeką, Białą Lądecką (Krzyszkowski i in., 2000). Wskazuje to na rząd wielkości podniesienia części Gór Złotych położonej w sąsiedztwie rowu górnej Nysy w ciągu ostatnich 5 mln lat.

Żwiry plioceńskie stwierdzono także między Boboszowem a Potoczkiem (Sroka, Kowalska, 1998). Leżą one ok. 50 m nad lokalnym poziomem Nysy Kłodzkiej. Skład litologiczny wskazuje na transport materiału żwirowego z północy, co sugeruje, że południowa część rowu górnej Nysy Kłodzkiej była ówcześnie odwadniana na południe, do zlewni dzisiejszej Orlicy, obecnie stanowiącej lewobrzeżny dopływ Łaby.

Pod koniec pliocenu lub już w plejstocenie miało miejsce wypiętrzenie poprzecznego grzbietu zawierającego dzisiaj Przełęcz Międzyleską. Spowodowało to zamknięcie dotychczasowego przepływu rzecznego Nysy Kłodzkiej w kierunku południowym, ku Orlicy, znajdującej się po dzisiejszej stronie czeskiej. W tej sytuacji utworzył się nowy układ drenażu, w którym Nysa Kłodzka popłynęła na północ, w kierunku Kłodzka. Przypuszczalnie w tym samym czasie wypiętrzeniu uległy też bloki uskokowe w rejonie Długopola-Zdroju,

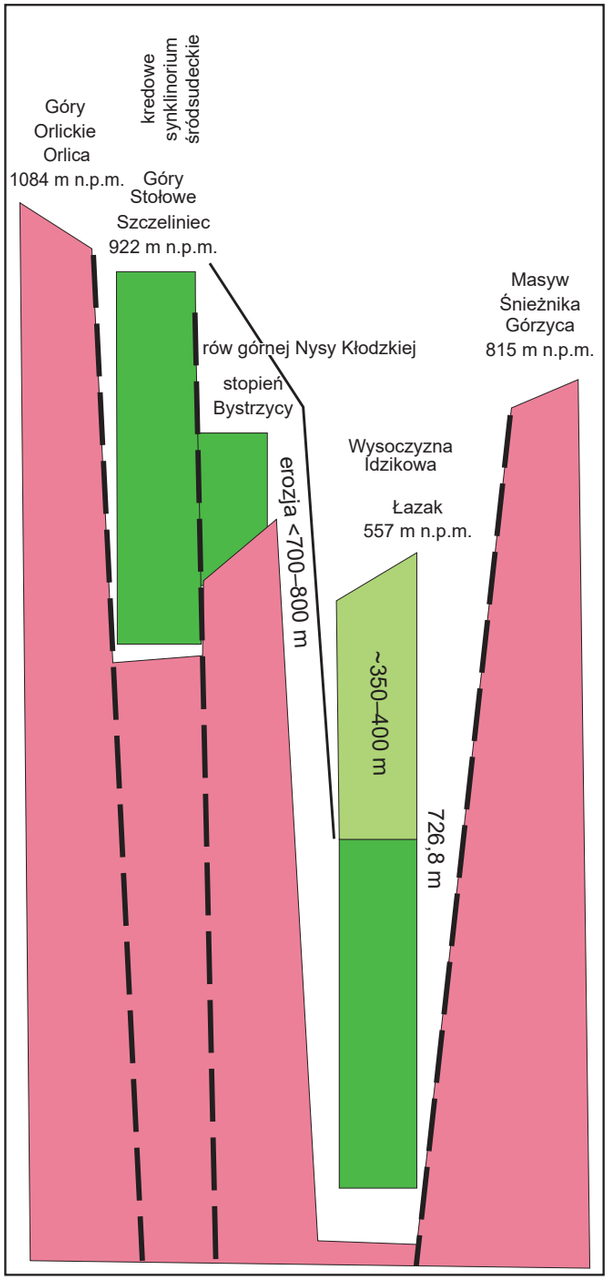

FIG. 5. Tektonicznie uwarunkowane efekty erozji sukcesji skał górnokredowych w zależności od ich pozycji hipsometrycznej w związku z kenozoicznymi przemieszczeniami blokowymi w rejonie rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Osady koniaku i santonu zachowały się jedynie w pozycji obniżonej w rowie Nysy, zaś zostały zerodowane na wypiętrzonych obrzeżach rowu. Barwy – jak na fig. 4. Miąższości osadów kredowych w Górach Stołowych i na Wysoczyźnie Idzikowskiej wg Wojewody (1997)

Bystrzycy Kłodzkiej oraz grzbietu Kamienna-Babilon w Krowiarkach (Sroka, 1997; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014). Jednym z efektów tych przemieszczeń są np. odsłonięcia gnejsów orlickich w dnie Nysy Kłodzkiej w Długopolu.

W pliocenie, wzdłuż uskoku Wilkanowa, stanowiącego wschodnie obramowanie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, nadal dochodziło do wypiętrzania Masywu Śnieżnika. Utworzył się wówczas najniższy, najmłodszy poziom trójkątnych i trapezowych lic frontu górskiego (ang. *triangular facets*, fig. 6; Ranoszek, 1998; Badura., Rauch, 2014), spośród obecnych w tej strefie czterech generacji lic wskazujących na kilkuetapowe podnoszenie się Masywu Śnieżnika, rozpoczęte być może już w późnej kredzie.

W pliocenie i we wczesnym plejstocenie została wypiętrzona, wcześniej obniżana, Wysoczyzna Idzikowa. Potoki wypływające z Masywu Śnieżnika, niegdyś kierujące się na zachód, skręciły w efekcie na północ, płynąc wyerodowanym przez siebie obniżeniem między Masywem Śnieżnika a południową częścią Wysoczyzny Idzikowa. Dopiero po paru kilometrach powróciły do uprzedniego, zachodniego kierunku przepływu, erodując głębokie przełomowe doliny przecinające grzbiet Pasterskich Skałek, a następnie Wysoczyznę Idzikowa (Ranoszek, 1998; Badura i in., 2004).

Zapadlisko Jeleniej Góry

Zapadlisko Jeleniej Góry (Kotlinę Jeleniogórską; fig. 1) od masywu górskiego Karkonoszy na południu, Gór Izerskich na zachodzie, Gór Ołowianych na północy i Rudaw Janowickich na wschodzie oddzielają wyraźne krawędzie morfotektoniczne (Sroka, 1991; Migoń, 1993). Brak mioceńskich osadów korelatywnych nie pozwala na dokładne określenie czasu powstania tego zapadliska. Pośrednie, niepewne przesłanki związane z wulkanizmem bazaltowym wskazują na dolny lub środkowy miocen. W północno-wschodniej części Jeleniej Góry występują dwa niewysokie wzgórza bazaltowe, a w rejonie Jeżowa Sudeckiego dajki bazaltowe datowane na 58,7 ±5,9 mln lat (Badura i in., 2006a). Tektoniczne podnoszenie się Gór Ołowianych względem Kotliny Jeleniogórskiej bardziej bezpośrednio dokumentuje terasa rzeczna zbudowana z piasków kwarcowych, prawdopodobnie plioceńskich, występująca na wysokości 90 m nad dzisiejszym poziomem rzeki Bóbr na dnie Kotliny Jeleniogórskiej. Rzeźba dna Kotliny Jeleniogórskiej ujawnia liczne ostańce erozyjne z częściowo zachowanymi pokrywami regolitowymi. Nawiązuje ona do rzeźby utworzonej w ciepłym i wilgotnym klimacie mioceńskim i jest tam najlepiej zachowana w skali całych Sudetów, jako że na szczytowych spłaszczeniach wypiętrzonych grzbietów górskich zachowała się jedynie reliktowo, np. w postaci ostańców skalnych.

Inne kenozoiczne rowy i zapadliska Sudetów

Zapadlisko w synklinorium północnosudeckim (fig. 1) jest częściowo przykryte osadami mioceńskimi. Ograniczone jest od północy i południa przez elewowane wychodnie skał paleozoicznych oraz triasowych. Miąższość osadów miocenu, głównie środkowego, w synklinorium północnosudeckim na ogół nie przekracza 80–100 m. W dolinie Kwisy koło Osiecznicy i Nowogrodźca występują odsłonięcia tzw. kwarcytów bolesławieckich, górnooligoceńskich silkretów. Wskazują one na ówczesną obecność w tym rejonie rzeki, prawdopodobnie płynącej na północ, tj. w poprzek później utworzonego zapadliska, w kierunku morza znajdującego się w NW Polsce. Osady tego morza stwierdzono na południe od Głogowa (Matl, Śmigielska, 1977).

Podobnie w **zapadlisku Mirska** występuje cienka pokrywa osadów mioceńskich. W **rowie Bierkowic** natomiast wiek grubo- do bardzo gruboziarnistych żwirów z blokami skalnymi, reprezentujących okruchy paleozoicznych skał metamorficznych i magmowych, interpretowanych jako osady torencjalnych przepływów rzecznych, początkowo określono na środkowy pliocen (Jahn i in. 1984). Jednakże znaczny stopień zwietrzenia okruchów skalnych w tych osadach, najwyraźniej osiągnięty dopiero po ich depozycji, wskazuje na ich starszy wiek, prawdopodobnie odpowiadający miocenowi środkowemu. Dopiero w stropie omawianych osadów rzecznych występują cienkie osady organiczne wieku plioceńskiego (Jahn i in., 1984), na podstawie których określono początkowo wiek żwirów, nie analizując stopnia zwietrzenia okruchów skał paleozoicznych. Warto dodać, że spąg żwirów w rowie Bierkowic jest położony niżej niż obecne dno Nysy Kłodzkiej w przełomie bardzkim. Potwierdza to tektoniczne założenia tego rowu. Miąższość osadów rzecznych osiąga w nim ok. 10–12 m.

W **zapadlisku synklinorium śródsudeckiego** (fig. 1), podobnie jak w rowie górnej Nysy Kłodzkiej, występują osady plejstoceńskie przykrywające ewentualne dyslokacje w podłożu kredowym lub paleozoicznym, utrudniając ich zlokalizowanie i interpretację.

Rowy i zapadliska tektoniczne na bloku przedsudeckim oraz w basenie kredy opolskiej

Na bloku przedsudeckim, oprócz wydatnych późnokenozoicznych rowów podłużnych o kierunkach NW–SE do WNW–ESE, takich jak **rów Roztoki-Mokrzeszowa** czy **rów Paczkowa**, występują także rowy o przebiegu południkowym (fig. 1). Są one mniej znane, ale odgrywają ważną rolę w rozpoznaniu dawnych form rzeźby terenu. Rowy te były wykorzystywane przez dawną sieć hydrograficzną. W obrębie niektórych z nich miała miejsce sedymentacja i sedentacja[2] osadów organicznych, później przekształconych w węgle brunatne.

W neogenie blok przedsudecki uległ rozbiciu na szereg struktur blokowych niższego rzędu. Utworzone wtedy rowy tektoniczne o orientacji południkowej (fig. 1) występują między Kaczawą na zachodzie a miejscem wypływu Nysy Kłodzkiej z Sudetów na wschodzie. W częściach zachodniej i wschodniej bloku przedsudeckiego rowy te nie zaznaczają się na powierzchni terenu z powodu przykrycia osadami górnoneogeńskimi i plejstoceńskimi. Zostały one rozpoznane głównie przy okazji poszukiwań węgli brunatnych lub też na podstawie analiz petrograficznych frakcji piaszczysto-żwirowych i minerałów ilastych. W mniejszym stopniu do ich wykrycia przyczyniły się badania geofizyczne (głównie wskutek niemożności rozróżnienia mieszczących się w tych samych zakresach elektrooporności regolitów, tj. silnie zwietrzałych chemicznie skał paleozoicznych podłoża, od ilastych skał osadowych stanowiących wypełnienia potencjalnych rowów). Pośrednią przesłanką umożliwiającą rozpoznanie takich rowów było natomiast występowanie węgli brunatnych w profilach otworów wiertniczych posadowionych w obrębie stosunkowo wąskich i długich struktur głębszych o 20 do nawet 250 m od swego otoczenia. W dawnym krajobrazie rowy te pełniły rolę dolin tranzytowych odprowadzających wody z podnoszonych Sudetów na północ, do dużej doliny rzeki Eridanos płynącej ze wschodniej Fennoskandii, przez obszar dzisiejszego Bałtyku w rejonie Estonii, do pra-Morza Północnego (Bijlsma, 1981).

Wiek powstawania wspomnianych rowów był zróżnicowany, mieszcząc się pomiędzy wczesnym miocenem a pliocenem. Najwcześniej, w zachodniej części bloku przedsudeckiego utworzył się **rów Legnicy** (fig. 1). Na jego dnie licznie występują bazalty oraz ostańce gnejsów podłoża, tworzące pogrzebany pagórkowaty relief (etchplenę, ang. *etchplain*; por. Migoń, 2004), przykryty III pokładem węgla brunatnego (pokładem ścinawskim; Słodkowska, Kasiński, 2016), którego wiek określa się na ok. 20 mln lat.

Następny ku wschodowi południkowy rów tektoniczny na bloku przedsudeckim stanowi **rów Mrowin** (fig. 1). Jest to wąski rów o głębokości ok. 100 m, oddzielający masyw Wzgórz Strzegomskich od Masywu Ślęży. Występujące w nim węgle reprezentują najmłodszy pokład, I (środkowopolski), który powstał pomiędzy 12 a 13 mln lat temu, a więc na pod koniec mioceńskiego optimum klimatycznego.

Kolejne **rowy** – **Ślęzy** i **Oławy** zawierają tylko lokalne wystąpienia węgli brunatnych. Głębokość tych rowów zwiększa się ku północy, rzadko jednak przekracza 100 m. Jedynie w rejonie Strzelina głębokość rowu Oławy wynosi więcej niż 200 m (Kościówko, 1982).

Rów Grodkowa (fig. 1) położony jest w na peryferii basenu kredy opolskiej, mającego także charakter tektonicznego zapadliska (por. rozdział 8.4). Pod osadami kredy przebiega tam tektoniczna granica między blokiem przedsudeckim a monokliną przedsudecką. Jest to najmłodszy południkowy rów tektoniczny związany z blokiem przedsudeckim. W jego obrębie nie stwierdzono pokładów węgla brunatnego, z wyjątkiem cienkich decymetrowych wkładek. Często w osadach ilastych zachowane są natomiast odciski blaszek liściowych (Biernat, 1964; Badura i in., 2006b). W osadach wypełniających ten rów naprzemianlegle występują litosomy piaszczyste, pylaste i ilaste, co pośrednio wskazuje, że utworzył się on już po mioceńskim optimum klimatycznym. Ten stosunkowo słabo rozpoznany rów dokumentuje jeden z gwałtowniejszych epizodów tektonicznych na Śląsku. Przed powstaniem rowu okoliczny obszar stanowił zachodnią część wału przedkarpackiego tworzącego wododział między Paratetydą a Atlantykiem. Wał ten łączył się z wypiętrzonym blokiem przedsudeckim i Sudetami, w ramach długiego na ponad 1300 km, wypiętrzonego peryferycznego wału przedalpejskiego. Następnie, zgodnie z popularnym modelem neotektonicznej regionalizacji szeroko rozumianego obszaru wokółbałtyckiego, wypracowanym w ramach projektu IGCP nr 346 (Garetsky i in., 2001; Aizberg i in., 2001; Stackebrandt,

[2] Termin *sedentacja* (od łac. *sedere* – siadać), lub *akumulacja sedentacyjna*, używany przez botaników, palinologów, torfoznawców i geologów zajmujących się złożami węgla brunatnego, odnosi się do stopniowego przyrastania *in situ* materii organicznej kosztem obumarłych w miejscu swej wegetacji roślin na bagnach i torfowiskach (por. Drzymulska, 2003).

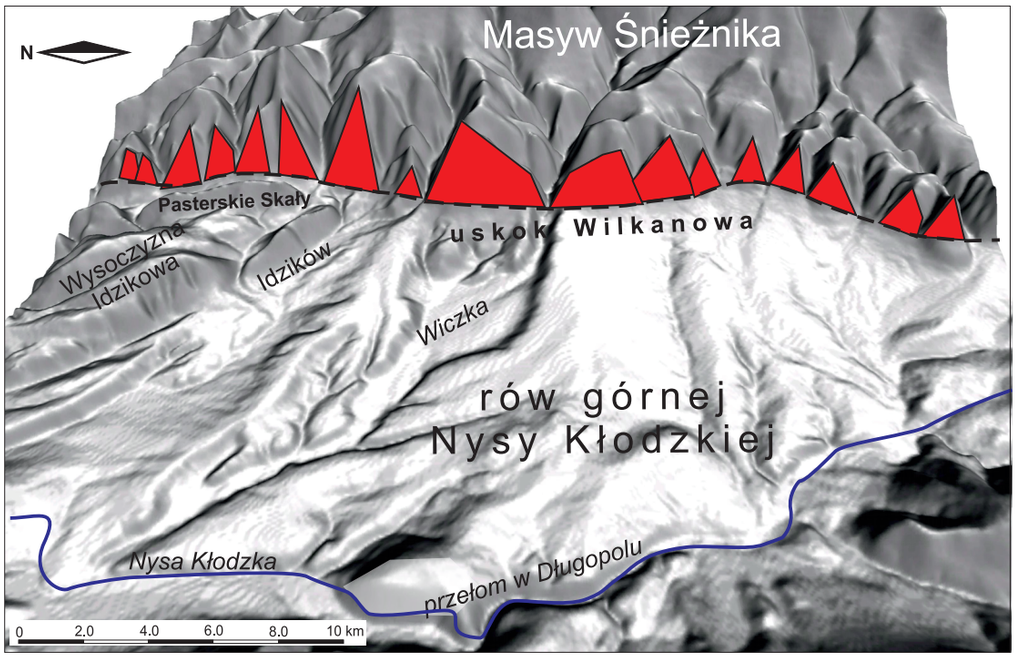

FIG. 6. Trójkątne i trapezowe lica frontu Masywu Śnieżnika na uskoku Wilkanowa, zamykającym od wschodu rów górnej Nysy Kłodzkiej, oraz sytuacja przełomu Nysy Kłodzkiej w Długopolu

2004), przyszły rejon Grodkowa został objęty oddziaływaniem tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji, co pomiędzy dzisiejszym Brzegiem a Kędzierzynem miało spowodować utworzenie się szerokiego, tektonicznie uwarunkowanego przejścia zmieniającego układ rzeczny na przedpolu wschodnich Sudetów i zachodnich Karpat. Rzeki, które z tego obszaru uprzednio kierowały się na południe do ówczesnej Morawy, a następnie do Dunaju, popłynęły wtedy na północ, do Morza Północnego. Powstanie takiego odpływu dokumentuje mikrofauna otwornic z okolic Nysy, typowa dla formacji skawińskiej, a więc morza w pełni zasolonego. Otwornice redeponowane z dolnobadeńskiej (środkowomioceńskiej) formacji skawińskiej (por. Alexandrowicz, 1963), o wieku ok. 18 mln lat, związanej ze zbiornikiem Paratetydy, stwierdzono w kilku otworach położonych między Brzegiem i Wołowem w osadach górnomioceńskiej formacji poznańskiej (Łuczkowska, Dyjor, 1971), której wiek określa się na 5–11 mln lat. Obecność starszej, redeponowanej w młodszych osadach mikrofauny pośrednio wskazuje, że ówczesny NW brzeg zbiornika Paratetydy, znajdujący się na północ od dzisiejszego miasta Nysa, został przecięty południkowym kanałem odpływu (rowem tektonicznym?) umożliwiającym przepływ wód ku północy. Wraz z powstaniem tego kanału, osady ówczesnego paratetydzkiego morza, złożone na jego brzegu zostały rozmyte i zredeponowane w obrębie nowej sieci rzecznej. Należy jednak przy tym wspomnieć, że w pracy Łuczkowskiej i Dyjora (1971) obecność mikrofauny otwornicowej w osadach formacji poznańskiej została zinterpretowana inaczej. Według cytowanych autorów wspomniana mikrofauna miała dokumentować hipotetyczną ingresję morską na Niżu Polskim. Ingresja nie została jednak potwierdzona późniejszymi badaniami.

Uwagi końcowe

W regionie sudeckim najwcześniej uformowały się struktury rowów Ohrzy, Legnicy i górnej Nysy Kłodzkiej. Początek ich rozwoju przypada na wczesny miocen lub nawet na późny oligocen. Następnie, od miocenu środkowego po pliocen, tworzyły się kolejne rowy i zapadliska, dokumentujące coraz młodsze fazy blokowego rozpadu bloków sudeckiego i przedsudeckiego. Węgle brunatne lub iły węgliste występujące w tych strukturach w przybliżeniu datują czas ich powstania i funkcjonowania.

W Sudetach na podstawie analiz głównie morfometrycznych, w tym z wykorzystaniem techniki LiDAR, a w latach wcześniejszych stosując metodę zagęszczonych poziomic, udało się wykazać istnienie kilku dużych struktur zapadliskowych, które nie są jeszcze dotychczas wystarczająco przebadane pod względem stratygraficznym i geologiczno-strukturalnym. Dotyczy to zapadlisk Mirska, Jeleniej Góry, Kamiennej Góry, a także szeregu rowów tektonicznych, w których zachowały się osady permomezozoiku.

LITERATURA

Aizberg R., Garetsky R.G., Karabanow A.K., Kockel F., Levkov E.A., Ludwig A.O., Lykke–Anderson H., Ostaficzuk S., Palijenko V., Schwab G., Śliaupa A., Stackenbrandt, W., 2001. Neotectonic structural subdivision (beginning of Oligocene until the Recent). Map No. 8, IGCP Project 346 "Neogeodynamica Baltica". Supplement to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8 (1), respectively to Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins (Neue Folge 35). Geological Survey of Brandenburg, Kleinmachnow.

Alexandrowicz S.W., 1963. Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. Prace Instytutu Geologicznego, 39: 1–147.

Alibert C., Letterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.-L., 1987. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. Lithos, 20: 311–321.

Badura J., 1996. Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. Przegląd Geologiczny, 12: 1239–1243.

Badura J., Aleksandrowski P., 2013. On the northern termination of the Eger (Ohře) Graben. W: Basalt 2013 (red. J. Büchner et al.): 70–71. Cenozoic magmatism in Central Europe. Abstracts & Excursion Guides. The Czech Geological Survey, Prague.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Badura J., Białek D., Kasiński J.R., Przybylski B., Wiśniewski J., Zagożdżon, P.P., 2003. Wendyjskie podłoże i kenozoiczna pokrywa pogranicza łużycko-izerskiego. W: Przewodnik 74 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Cieplice Zdrój, 11–13 września. Wycieczka 5: 26–39. Wydaw. Wind, Wrocław.

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Krzyszkowski D., Sroka W., Jamroz O., 2004. Post-Alpine Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: A Reply. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 1, 3 (135): 183–193.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006a. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegląd Geologiczny, 54: 145–153.

Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2006b. Sedymentologiczny i paleobotaniczny zapis zmian klimatu w plioceńskich osadach rzecznych południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 421: 1–14.

Berezowska B., Berezowski Z., 1968. Geology of the Zittau-Siekierczyn subsiding zone. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 222: 7–32.

Biernat S., 1964. Trzeciorzęd okolic Korfantowa (Śląsk Opolski). Kwartalnik Geologiczny, 8: 297–305.

Bijlsma S., 1981. Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. Geologie en Mijnbouw, 60: 337–345.

Brause H., 1989. Miozäne tektonische Bewegungen in der SE-Lausitz. Wissentschaftliche-technische Informationsdienst des Zentr Geol. Inst., A, 30: 31–34.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Coubal M., Málek J., Adamovič J., Stěpančíková P., 2015. Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massifinferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. Journal of Geodynamics 87: 26–49.

Don B., Don J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.
Don J., Wojewoda J., 2004. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy. Przegląd Geologiczny, 52: 883–886.
Don J., Wojewoda J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.
Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 40: 51–63.
Drzymulska D., 2003. Znaczenie analizy subfosylnych makroszczątków roślinnych i stopnia rozkładu torfu dla rekonstrukcji paleośrowiska. Kosmos, 52: 299–306.
Dyjor S., 1975. Późnotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim. W: Materiały I Krajowego Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 121–132. Wydaw. Geol., Warszawa.
Dyjor S., 1981. Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów. W: III krajowe sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 155–181. Ossolineum, Wrocław.
Dyjor S., 1997. A. Neotektonika. W: Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego (red. W. Pawlak). Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Uniwersytet Wrocławski.
Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1977. Neogeńska i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych Rowów Paczkowa i Kędzierzyna. Geologia Sudetica, 13: 31–65.
Eissmann L., 2002. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews, 21: 1275–1346.
Garetsky R.G., Aizberg R.Y., Karabanow A.K., Kockel F., Ludwig A.O., Lykke–Andersen H., Ostaficzuk S., Palijenko V.P., Sim L.S., Šliaupa A., Stackenbrandt, W., 2001. The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas – some conclusions from the IGCP-Project 346 "Neogeodynamica Baltica". Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8: 43–47.
Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.
Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologia Sudetica, 18: 7–43.
Jerzykiewicz T., 1971. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geologia Polonica, 21: 165–199.
Jerzykiewicz T., 1975. Pozycja geologiczna osadów górnokredowych depresji śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej. W: Przewodnik XLVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. A. Grocholski): 225–254. Wydaw. Geol., Warszawa.
Jodłowski S., 1999. Utwory kredy i jej podłoże w Kotlinie Kłodzkiej w świetle badań geofizycznych. I. Rów górnej Nysy Kłodzkiej. Szczeliniec, 3: 21–40.
Kasiński J.R., 1991. Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohře rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia. W: Lacustrine facies analysis (red. P. Anadón i in.). Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, U.K., 13: 93–107.
Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żytawskiej. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Kasiński J.R., Panasiuk M., 1987. Geneza i ewolucja strukturalna niecki Żytawskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 357: 5–35.
Kasiński J.R., Badura J., Przybylski B., 2003. Kenozoiczne zapadliska przedgórza Sudetów Północno-Zachodnich. W: Sudety Zachodnie od wendu do czwartorzędu (red. A. Ciężkowski i in.): 183–196. Wydaw. Wind, Wrocław.
Kasiński J.R, Badura J., Pańczyk M., Pecskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żytawskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 295–324.
Kopecký L., 1979. Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif in relationship to the deep fault tectonics, to the geologic evolution and ore mineralization. W: Czechoslovak geology and global tectonics (red. M. Mahel, P. Reichwalder): 167–181. Veda, Bratislava.
Kościówko H., 1982. Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 336: 7–52.
Krzyszkowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). Geomorphology, 33: 149–166.
Leppla A., 1900. Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse (oberhalb der Steinemündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000. Abhandlungen Preussischen Geologisches Landesamts, Neue Folge, 32. Berlin
Łuczkowska E., Dyjor S., 1971. Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 337–358.
Malkovský M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. Tectonophysics, 137: 31–42.
Matl K., Śmigielska T., 1977. Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia-Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 11–25.
Migoń P., 1993. Geneza Kotliny Jeleniogórskiej. Opera Corcontica 30: 85–115.
Migoń P., 2004. Etching, etchplain and etchplanation. W: Encyclopedia of Geomorphology (red. A.S. Goudie): 345–347. Routledge, Abingdon-on-Thames.
Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 236: 41–142.
Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on 40Ar/39Ar step-heating data. International Journal of Earth Sciences, 112: 725–740.
Ranoszek W., 1998. Morfologia progów tektonicznych obramowujących Rów Górnej Nysy. Acta Universitatis Wratislaviensis 2061, Prace Instytutu Geograficznego, ser. A, 9: 23–35.
Reicherter K., Froitzheim N., Jarosiński M., Badura J., Franzke H-J., Hansen M., Hübscher C., Müller R., Poprawa P., Reinecker J., Stackebrandt W., Voigt T., v. Eynatten H., Zuchiewicz W., 2008: Alpine tectonics north of the Alps. W: The Geology of Central Europe, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann). Geological Society, London: 1233–1285.
Růžička M., 1973. Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. Sbornik geologickych věd, Antropozoikum, 9: 7–43.
Scupin H., 1936. Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 88:213-256.
Skoček V., Valečka J., 1983. Palaeogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 44: 71–92.
Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. Przegląd Geologiczny, 64: 15–25.
Smulikowski K., Teisseyre H., 1957. Rów górnej Nysy. W: Regionalna Geologia Polski. T. III. Sudety, Z. 1. Utwory przedtrzeciorzędowe (red. H. Teisseyre): 39–43. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73: 804–912.
Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): Insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.
Sobczyk A., Worobiec E., Olkowicz M., Szczygieł J., 2024. Mid-Miocene onset of the NE Bohemian Massif (SW Poland, Europe) growth, landscape evolution and paleoenvironmental changes unraveled using paleokarst sediment palynology. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 640: 121127.
Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 29: 239–249.
Sroka W., 1997. Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfomeryczno-statystycznej. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 68: 1–97.
Sroka W., Kowalska A., 1998. The preglacial fluvial deposits in the southern part of the Upper Nysa Depression, central Sudetes Mts., south-western Poland. Geologia Sudetica, 31: 157–170.
Stackebrandt W., 2004. Zur Neotektonik in Nord-Deutschland. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 32: 85–96.
Tietz O., Czaja A., 2010. Die Stratigrafie des Berzdorfer Beckens in der Oberlausitz (Ostdeutschland) – eine Ergänzung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 161: 459–463.
Uličný D, Čech S., 2008. Bohemian Cretaceous Basin. W: The Geology of Central Europe, V. 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann). Geological Society, London: 953–959.
Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balogh K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123: 133–144.
Valečka J., 1988. Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králíky Graben (NE Bohemia). Sbornik geologickych věd, 43: 147–191.
Wilson M., Downes H., 1991. Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. Journal of Petrology, 32, 811–850.
Wojewoda J., 1997. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. W: Obszary źródłowe – Zapis w osadach, tom I (red. J. Wojewoda): 81–96. Wydaw. Wind, Wrocław.
Ziegler P.A., Dèzes P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change, 58: 237–269.
Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.