

Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie)

Piotr Migoń*

Sudecki uskok brzeżny oddziela teren o rzeźbie górsko-wyżynnej na skrzydle podniesionym od równinnego i pagórkowatego terenu na skrzydle zrzuconym. W rzeźbie manifestuje się on jako brzeżna krawędź Sudetów o zróżnicowanej wysokości 50–500 m. Północny fragment tej krawędzi to niska, dość kręta i silnie zdegradowana skarpa, dla której parametry morfometryczne sugerują śladową aktywność tektoniczną w czasach współczesnych. Cechy rzeźby fluwialnej i jej zapis stratygraficzny, które okazały się najlepszymi wskaźnikami późnoczwartorzędowej reaktywacji sudeckiego uskoku brzeżnego w innych fragmentach uskoku, nie dostarczają jednoznacznych dowodów młodych ruchów tektonicznych. Dywergencja taras ku krawędzi Sudetów jest niewyraźna, zaś przerwanie ciągłości (obcięcie) poziomu tarasy wysokiej rozpoznano tylko w dwóch dolinach, gdzie spłaszczone skarpy nie przekraczają 10 m wys. Sugeruje się, że główne przemieszczenia wzdłuż północnego fragmentu sudeckiego uskoku brzeżnego miały miejsce w pliocenie, natomiast później dominowały procesy erozyjne i denudacyjne, zacierając ewentualne ślady uskokowania po-odrzańskiego.

Słowa kluczowe: sudecki uskok brzeżny, morfotektonika, Sudety, czwartorzęd

Piotr Migoń — **Morphotectonics of the northern part of the Sudetic Marginal Fault (Kaczawa Upland, SW Poland).** Prz. Geol., 47: 946–950.

Summary. Sudetic Marginal Fault (SMF) is the boundary fault of the Sudetes and separates the mountainous and upland terrain of the uplifted part and flat to hilly terrain of the foreland. The SMF finds a clear geomorphic expression as the mountain front of the Sudetes of variable height of 50–500 m. The northern sector of the mountain front is a low, rather sinuous and significantly worn-back scarp, whose morphometric parameters indicate only slight tectonic activity in the recent times. Fluvial morphology and alluvial stratigraphy, which have proved to be best guides to recognise late Quaternary tectonic reactivation of the SMF in its other sectors, do not offer any conclusive evidence. Terrace divergence towards the mountain front is indistinct and truncation of the 'upper terrace' has been found in two valleys only, with corresponding flattened scarps being less than 10 m high. It is proposed that the main uplift in the northern sector of the SMF took place in the Pliocene and it is erosional and denudational processes that have played major geomorphic part since, obscuring any possible signs of post-Odranian fault activity.

Key words: Sudetic Marginal Fault, morphotectonics, Sudetes, Quaternary

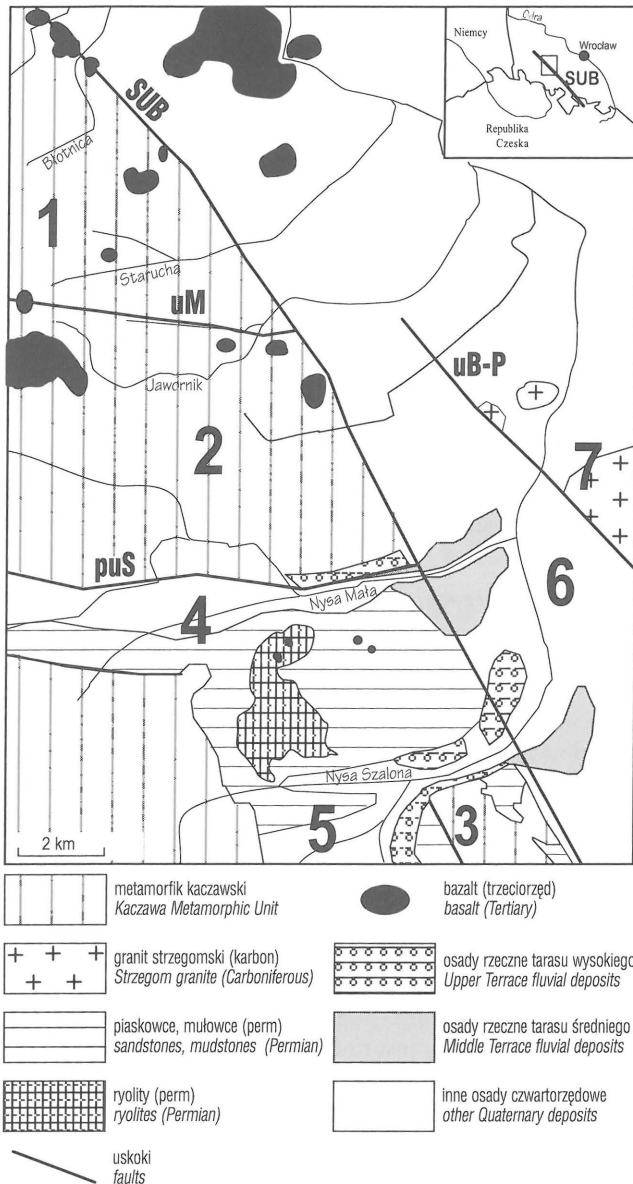
Sudecki uskok brzeżny — jedna z głównych regionalnych struktur tektonicznych południowo-zachodniej Polski — jest przedmiotem bliższego zainteresowania od końca lat 60. (Oberc & Dyjor, 1969). Starsze prace zawierają głównie informacje o geomorfologicznym wyrazie tej dyslokacji, manifestującej się w postaci brzeżnej krawędzi Sudetów o wysokości od 50 do 500 m oraz sugestie czasu jej uaktywnienia, które to zdarzenie odnoszono do różnych epok trzeciorzędu (m.in. Dumanowski, 1961; Walczak, 1968). Zagadnienie czwartorzędowej aktywności sudeckiego uskoku brzeżnego było zwykle pomijane, a dominował pogląd o generalnej tektonicznej stabilności strefy brzeżnej Sudetów, mimo że dużą skalę ruchów blokowych na uskoku w czwartorzędzie sugerował już Zeuner (1928). Sądzono nawet, że ruchy tektoniczne wzdłuż krawędzi wygasły całkowicie, co najmniej od czasu zlodowacenia środkowopolskiego (Dumanowski, 1961). W ostatnich latach poglądy takie zostały poddane istotnej rewizji, w trakcie której udokumentowano liczne przejawy reaktywacji uskoku w plejstocenie. Należą do nich obecność skarp uskokowych o wysokości od kilku do ponad 20 m, przecinających jednowiekowe serie aluwialne, zmieniający się w czasie charakter depozycji na stożkach napływowych, dywergencja taras rzecznych w strefie przyskokowej, załamania w profilach podłużnych potoków opuszczających Sudety oraz skokowe zmiany miąższości aluwii przy przekraczaniu uskoku (Krzyszowski & Pijet, 1993; Krzyszowski i in., 1995, 1998; Krzyszowski &

Biernat, 1998). Większość badań była prowadzona na odcinku Gór Sowich i Gór Bardzkich oraz Pogórza Wałbrzyskiego; dostępny jest także materiał porównawczy z odcinka Gór Rychlebskich na terytorium Republiki Czeskiej (Ivan, 1997). Równocześnie jednak stopień poznania pozostałych odcinków krawędzi brzeżnej był niewielki, co utrudniało uzyskanie wiarygodnego obrazu regionalnego. Luka obejmowała m.in. północny odcinek krawędzi, od wylotu doliny Nysy Szalonej na północ po dolinę Błotnicy, obejmujący jednostkę fizycznogeograficzną Pogórza Kaczawskiego (ryc. 1), dla którego istnieją bardzo skąpe i fragmentaryczne dane (Piasecki, 1964; Kowalski, 1978). Jej częściowe wypełnienie jest zadaniem niniejszego artykułu i posłuży do przeprowadzenia porównania między północnym, a położonymi dalej ku południowi odcinkami krawędzi Sudetów.

Budowa geologiczna

Północny (kaczawski) odcinek sudeckiego uskoku brzeżnego oddziela od siebie wyraźnie odmienne jednostki strukturalne. Na skrzydle podniesionym występują dwie główne jednostki: zróżnicowany wewnętrznie metamorfik kaczawski, ostatecznie ukształtowany w trakcie orogenezy waryscyjskiej (Baranowski i in., 1982, 1998) oraz należące do laramijskiego piętra strukturalnego skały osadowe dolnego permu, występujące w pobliżu uskoku w południowej części badanego obszaru (ryc. 1). Na skrzydle zrzuconym w bezpośredniej bliskości uskoku występuje neogeńska struktura rowu tektonicznego Roztoki–Mokrzeszowa (Grocholski, 1977; Dyjor & Kuszell, 1977; Kowalski,

*Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław



1977), a za nią zachodnie zakończenie masywu granitowego Strzegom–Sobótka.

W skład metamorfiku kaczawskiego w części przyuskokowej wchodzi cztery jednostki: Złotoryi–Luboradza na północy, Chełmca, Rzeszówka–Jakuszowej, oddzielone od siebie uskokami o przebiegu WNW–ESE oraz izolowana od nich jednostka Dobromierza w części południowej. W ich budowie dominują staropaleozoiczne (kambry–sylur) zieleńce i fylity, w mniejszym stopniu kwarcyty, diabazy, łupki ilaste i łupki serycytowo-kwarcowe; udział zieleńców wzrasta ku południowi, a we wschodniej części jednostki Rzeszówka–Jakuszowej jest zdecydowanie dominujący. Permskie skały osadowe występują we wschodnim zakończeniu tektonicznego rowu Świerzawy o przebiegu WNW–ESE i w przylegającym do niego od południa zapadlisku Wolbromka, o nieregularnym zarysie. Są to wyłącznie skały klastyczne: zlepieńce, piaskowce i mułowce.

Rów Roztoki–Mokrzeszowa powstał u schyłku oligocenu lub na początku miocenu i rozwijał się przez cały neogen jako wąskie zapadlisko przedgórskie, podlegające stałej subsydencji. Grubość osadów w północnej części rowu, przyległej do Pogórza Kaczawskiego, wynosi do 200 m, przy szerokości rowu 2–6 km. Są to głównie piasz-

Ryc. 1. Budowa geologiczna obszaru badań

Jednostki strukturalne: 1 — jednostka Chełmca, 2 — jednostka Rzeszówka–Jakuszowej, 3 — jednostka Dobromierza, 4 — rów Świerzawy, 5 — zapadlisko Wolbromka, 6 — rów Roztoki–Mokrzeszowa, 7 — zrab Strzegomia; uskoki: SUB — sudecki uskoc brzeżny, uM — uskoc Myślinowa, puS — północny uskoc Świerzawy, uB-P — uskoc Bagieniec–Paszowice

Fig. 1. Geological structure of the study area

Structural units: 1 — Chełmiec Unit, 2 — Rzeszów–Jakuszowa Unit, 3 — Dobromierz Unit, 4 — Świerzawa Graben, 5 — Wolbromek Basin, 6 — Roztoka–Mokrzeszów Graben, 7 — Strzegom Horst; faults: SUB — Sudetic Marginal Fault, uM — Myślinów Fault, puS — North Świerzawa Fault, uB-P — Bagieniec–Paszowice Fault

czysto-ilaste osady mioceńskie; gruboklastyczne osady plioceniczne, tradycyjnie korelowane z główną fazą dźwignia Sudetów, mają stosunkowo skromną miąższość, do 40 m, a tylko lokalnie do 80 m.

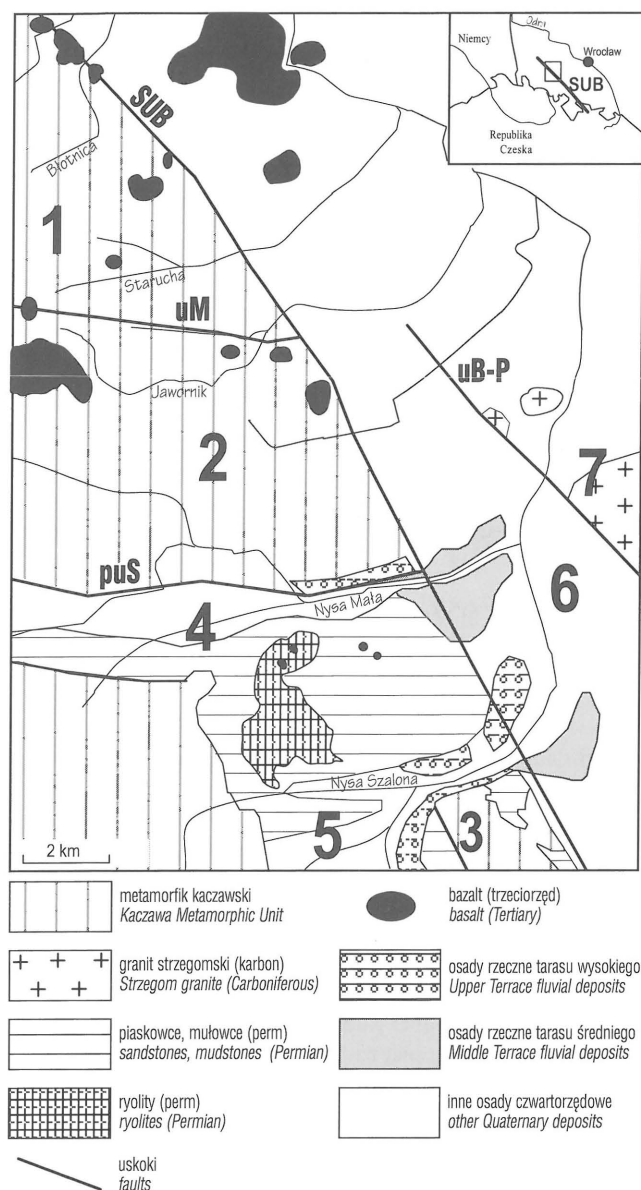
Formacją skalną, wspólną dla obu skrzydeł uskoku brzeżnego, są trzeciorzędowe wulkanity, wykształcone głównie jako bazalty i ich tufy (Jerzmański, 1965). Na skrzydle podniesionym przeważają punktowo występujące bazalty, będące odsłoniętymi przez denudację głębszymi partiami kominów wulkanicznych. Na przedpolu Sudetów wystąpienia powierzchniowe na zachód od Jawora są relikami rozległej pokrywy lawowej, erozyjnie rozczłonkowanej na kilka wzniesień (Birkenmajer, 1967), pokrywy lawowe były także stwierdzane na różnych głębokościach w rowie Roztoki–Mokrzeszowa (Kowalski, 1977). Większość bazaltów nie jest datowana, natomiast nieliczne określenia wieku wskazują na wczesno- i środkowomioceński wiek wulkanizmu (Birkenmajer i in., 1977).

Sudecki uskoc brzeżny jest powszechnie uważany za stromo nachy-

lony uskoc normalny, z amplitudą zrzutu na odcinku kaczawskim wynoszącą 130–190 m i głównym czasem aktywności w górnym miocenie i pliocenie (Oberc & Dyjor, 1969). Według alternatywnego poglądu uskoc brzeżny jest strukturą przesuwczą o znacznej aktywności jeszcze w początkach czwartorzęd, zaznaczającej się m.in. sięgającym 2 km przesunięciem nasady preglacjalnego stożka napływowego Kaczawy (Mastalerz & Wojewoda, 1990), spotkał się on jednak z krytyką jako nie w pełni udokumentowany (Krzyszowski & Migoń, 1991), a badania w innych sektorach uskoku nie dostarczyły dowodów czwartorzędowych przesunięć poziomych.

Morfologia

Krawędź morfologiczna Sudetów. Rzeźba krawędzi Sudetów na odcinku Pogórza Kaczawskiego jest dość wyraźnie zróżnicowana, mimo że wysokość samej krawędzi zmienia się w niewielkim przedziale, od około 50–60 m w międzyrzeczu Nysy Szalonej i Nysy Małej po około 120 m w okolicy wzniesienia Dębica (ryc. 2). Biorąc pod uwagę morfologiczny wyraz strefy krawędziowej można ją podzielić na trzy sektory, odpowiadające strukturalnemu



Ryc. 1. Budowa geologiczna obszaru badań

Jednostki strukturalne: 1 — jednostka Chełmca, 2 — jednostka Rzeszówka–Jakuszowej, 3 — jednostka Dobromierza, 4 — rów Świerzawy, 5 — zapadlisko Wolbromka, 6 — rów Roztoki–Mokrzeszowa, 7 — zrab Strzegomia; uskoki: SUB — sudecki uskoc brzeżny, uM — uskoc Myślino-

wa, puS — północny uskoc Świerzawy, uB-P — uskoc Bagieniec–Paszowice

Fig. 1. Geological structure of the study area

Structural units: 1 — Chełmiec Unit, 2 — Rzeszów-
wek–Jakuszowa Unit, 3 —
Dobromierz Unit, 4 — Świe-
rzawa Graben, 5 — Wolbro-
mek Basin, 6 —
Roztoka–Mokrzeszów
Graben, 7 — Strzegom Horst;
faults: SUB — Sudectic Mar-
ginal Fault, uM — Myślino-
wa Fault, puS — North Świe-
rzawa Fault, uB-P — Bagie-
niec–Paszowice Fault

czysto-ilaste osady mioceńskie; gruboklastyczne osady pliocenijskie, tradycyjnie korelowane z główną fazą dźwignienia Sudetów, mają stosunkowo skromną miąższość, do 40 m, a tylko lokalnie do 80 m.

Formacją skalną, wspólną dla obu skrzydeł uskoku brzeżnego, są trzeciorzędowe wulkanity, wykształcone głównie jako bazalty i ich tufy (Jerzmański, 1965). Na skrzydle podnieśnionym przeważają punktowo występujące bazalty, będące odsłoniętymi przez denudację głębszymi partiami kominów wulkanicznych. Na przedpolu Sudetów wystąpienia powierzchniowe na zachód od Jawora są relikami rozległej pokrywy lawowej, erozyjnie rozczłonkowanej na kilka wzniesień (Birkenmajer, 1967), pokrywy lawowe były także stwierdzane na różnych głębokościach w rowie Roztoki–Mokrzeszowa (Kowalski, 1977). Większość bazaltów nie jest datowana, natomiast nieliczne określenia wieku wskazują na wczesno- i środkowomioceński wiek wulkanizmu (Birkenmajer i in., 1977).

Sudecki uskoc brzeżny jest powszechnie uważany za stromo nachy-

1977), a za nią zachodnie zakończenie masywu granitowego Strzegom–Sobótka.

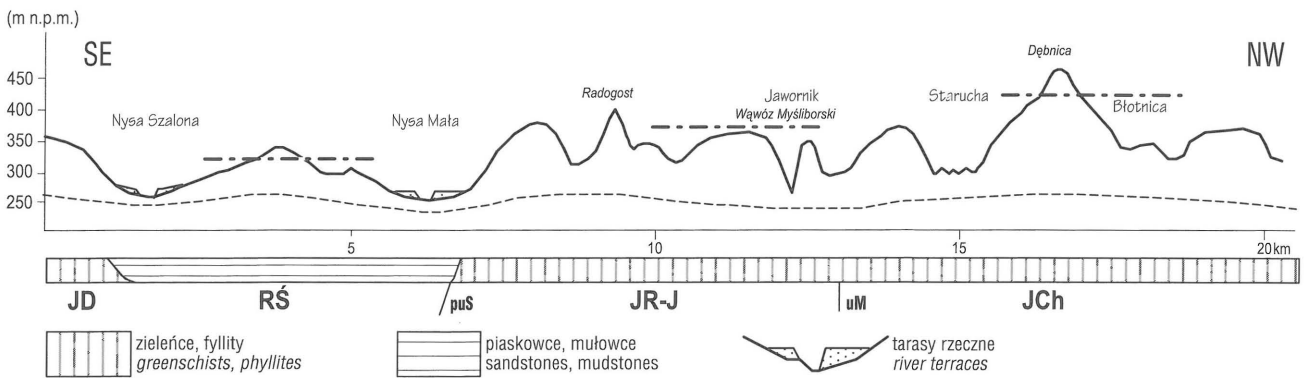
W skład metamorfiku kaczawskiego w części przyuskokowej wchodzi cztery jednostki: Złotoryi–Luboradza na północy, Chełmca, Rzeszówka–Jakuszowej, oddzielone od siebie uskokami o przebiegu WNW–ESE oraz izolowana od nich jednostka Dobromierza w części południowej. W ich budowie dominują staropaleozoiczne (kambr–sylur) zieleńce i fylity, w mniejszym stopniu kwarcyty, diabazy, łupki ilaste i łupki serycytowo-kwarcowe; udział zieleńców wzrasta ku południowi, a we wschodniej części jednostki Rzeszówka–Jakuszowej jest zdecydowanie dominujący. Permskie skały osadowe występują we wschodnim zakończeniu tektonicznego rowu Świerzawy o przebiegu WNW–ESE i w przylegającym do niego od południa zapadlisku Wolbromka, o nieregularnym zarysie. Są to wyłącznie skały klastyczne: zlepieńce, piaskowce i mułowce.

Rów Roztoki–Mokrzeszowa powstał u schyłku oligocenu lub na początku miocenu i rozwijał się przez cały neogen jako wąskie zapadlisko przedgórskie, podlegające stałej subsydencji. Grubość osadów w północnej części rowu, przyległej do Pogórza Kaczawskiego, wynosi do 200 m, przy szerokości rowu 2–6 km. Są to głównie piasz-

lony uskoc normalny, z amplitudą zrzutu na odcinku kaczawskim wynoszącą 130–190 m i głównym czasem aktywności w górnym miocenie i pliocenie (Oberc & Dyjor, 1969). Według alternatywnego poglądu uskoc brzeżny jest strukturą przesuwczą o znacznej aktywności jeszcze w początkach czwartorzędu, zaznaczającej się m.in. sięgającym 2 km przesunięciem nasady preglacjalnego stożka napływowego Kaczawy (Mastalerz & Wojewoda, 1990), spotkał się on jednak z krytyką jako nie w pełni udokumentowany (Krzyszukowski & Migoń, 1991), a badania w innych sektorach uskoku nie dostarczyły dowodów czwartorzędowych przesunięć poziomych.

Morfologia

Krawędź morfologiczna Sudetów. Rzeźba krawędzi Sudetów na odcinku Pogórza Kaczawskiego jest dość wyraźnie zróżnicowana, mimo że wysokość samej krawędzi zmienia się w niewielkim przedziale, od około 50–60 m w międzyrzeczu Nysy Szalonej i Nysy Małej po około 120 m w okolicy wzniesienia Dębica (ryc. 2). Biorąc pod uwagę morfologiczny wyraz strefy krawędziowej można ją podzielić na trzy sektory, odpowiadające strukturalnemu



Ryc. 2. Przekrój topograficzny przez przykrawędziową część Pogórza Kaczawskiego poprowadzony w odległości 1,5 km od podstawy krawędzi. Linia gruba — hipsometria na linii przekroju, linia cienka — położenie podstawy krawędzi, linia kropkowana — położenie zrównań wododziałowych; JD — jednostka Dobromierza, RŚ — rów Świerzawy, JR-J — jednostka Rzeszówka–Jakuszowej, JCh — jednostka Chełmca

Fig. 2. Topographic cross-section of marginal part of the Kaczawa Upland, located 1.5 km back from the base of the mountain front. Thick line — hypsometry along the cross-section, thin line — altitude of the base of the mountain front, dotted line — altitude of watershed surfaces. JD — Dobromierz Unit, RŚ — Świerzawa Graben, JR-J — Rzeszówek–Jakuszowa Unit, JCh — Chełmiec Unit

zróznicowaniu skrzydła podniesionego uskoku. Sektor południowy, pomiędzy wylotem doliny Nysy Szalonej i Nysy Małej, cechuje się wysokością do 60 m, znacznym spłaszczeniem krawędzi i nachyleniami około 10° , nieobecnością wyraźnego dolnego załomu stoku i szeroką powierzchnią podstokową oraz brakiem rozcięcia strefy krawędziowej przez mniejsze doliny. Szerokości den głównych dolin dochodzą do 2 km. Na skrzydle podniesionym występują permskie skały osadowe. Sektor środkowy, odpowiadający jednostce Rzeszówka–Jakuszowej, ma wysokość 70–90 m, dominujące nachylenie krawędzi w jego obrębie wynosi zaś $5\text{--}15^\circ$. Uwagę zwraca niewielki stopień rozcięcia krawędzi, dochodzenie zrównań wododziałowych w bezpośrednie pobliże górnego załomu stoku oraz zatokowe cofnięcie podstawy krawędzi w okolicy wsi Kłonicze. W sektorze północnym wysokość krawędzi osiąga swoje maksimum i przekracza 100 m, przy przeważających nachyleniach $10\text{--}25^\circ$. Cechą wyróżniającą jest tu wysoki stopień rozcięcia strefy krawędziowej przez gęstą sieć wciósowych dolin, wyrażający się m.in. znaczną redukcją zasięgu zrównań wododziałowych, aczkolwiek rozcięcie to nie ma wpływu na istotny wzrost krętości podstawy krawędzi. Na północ od wylotu Błotnicy krawędź szybko się obniża i skręca na WNW, podczas gdy strefa sudeckiego uskoku brzeżnego kontynuuje się ku NW pod przykryciem utworów trzecio- i czwartorzędowych. Odcinek ten jest położony poza granicami niniejszego opracowania.

Powierzchnia wierzchowinowa. Bezpośrednio na zapleczu krawędzi morfologicznej, związanej z uskokiem brzeżnym rozciągają się wyrównane powierzchnie wododziałowe, opisywane zwykle jako zrównania wieku mioceńskiego i plioceńskiego (Piasecki, 1964; Kowalski, 1978). Ich wysokość bezwzględna jest zróżnicowana, od 310–340 m n.p.m. w międzyrzeczu Nysy Szalonej i Nysy Małej do 450 m n.p.m. w północnej części Chełmów i przede wszystkim rośnie wraz z oddaleniem od krawędzi. Różnice wysokościowe w położeniu zrównań przynajmniej częściowo odzwierciedlają heterogeniczność podłoża, gdyż najniższe położenie notuje się na permskich skałach

osadowych, a najwyższe na zieleńcach i ryolitach, korelacja taka nie jest jednak doskonała. Nie stwierdzono piętrowego występowania zrównań w skali całego badanego odcinka krawędzi, co upoważniać mogło do wyróżniania kilku różnowiekowych poziomów (Migoń & Łach, 1998; Migoń i in., 1998). Wiek zrównań denudacyjnych pozostaje nierozstrzygnięty, ale obecność zdenudowanych neków mioceńskich wulkanitów sugeruje, że nie są one starsze niż środkowy miocen.

Przedpole. Przedpole Sudetów na północnym odcinku ich krawędzi brzeżnej jest równiną akumulacyjną w poziomie 200–260 m, w budowie której udział biorą zróznicowane genetycznie i wiekowo osady: gliny morenowe oraz piaski i żwiry fluwio-glacialne, pochodzące prawdopodobnie z dwóch odrębnych zlodowaceń, a także piaszczysto-żwirowe serie fluwialne rzek sudeckich. Kilkupoziomowe płaskie przedgórskie stożki napływowe występują tylko u wylotu z gór Nysy Szalonej i Nysy Małej (Migoń i in., 1998), na przedpolu Pogórza Kaczawskiego brak form stożkowych, a potoki nieznacznie wcinają się w wykształconą w glinach zwałowych powierzchnię przedgórską.

Aktywność tektoniczna w czwartorzędzie

Parametry morfometryczne i dane archiwalne. Wyniki analizy morfometrycznej strefy sudeckiego uskoku brzeżnego, przeprowadzonej przy zastosowaniu wskaźników aktywności tektonicznej zaproponowanych przez Bulla i McFaddena (1977) sugerują niski stopień aktywności na odcinku kaczawskim. Jest to widoczne zwłaszcza w wartościach współczynnika wydłużenia zlewni (powyżej 0,54) i stosunku szerokości do głębokości doliny (powyżej 2; Krzyszkowski i in., 1995). Żadnych przejawów współczesnych ruchów skorupy ziemskiej nie stwierdzono porównując dane z niwelacji precyzyjnych prowadzonych w poprzek linii uskoku (Gierwielaniec & Woźniak, 1983). Z obrazem tym kontrastują wyniki regionalnej analizy map izobaz i pochodnych, na których także północny odcinek uskoku brzeżnego zaznacza się jako wyraźna (aktywna)

struktura (Badura & Przybylski, 1993), a na podnoszenie Pogórza Kaczawskiego wskazywałyby także dane hydrogeologiczne (Badura & Wojtkowiak, 1983).

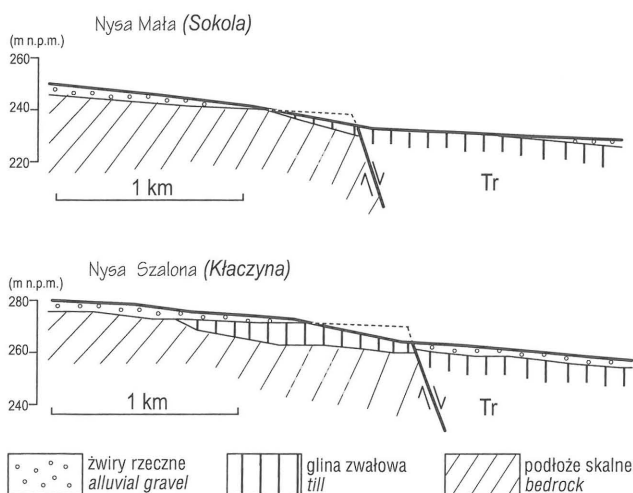
Rzeźba fluwialna. Badania prowadzone w różnych odcinkach sudeckiego uskoku brzeżnego wykazały, że czwartorzędowe ruchy tektoniczne zostały najlepiej zarejestrowane w cechach rzeźby fluwialnej, a zwłaszcza w charakterze i stosunkach wysokościowych taras rzecznych oraz morfologii przedgórskich stożków napływowych. Szczególne znaczenie posiadają tu skokowe zmiany ciągłości powierzchni tarasowych na linii uskoku, interpretowane jako zdegradowane skarpy uskokowe. Na odcinku kaczawskim wpływ czynnika endogenicznego na charakter taras i stożków jest słabo widoczny. Jedynie w dolinach Nysy Szalonej i Nysy Małej istnieje rozbudowany system tarasowy, w którym możliwe było stwierdzenie dywergencji taras, pojawiającej się jednak na niedługich odcinkach i nie w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku brzeżnego (Migoń i in., 1998). W obu tych dolinach żwiry tarasy wysokiej, czyli najstarszej z uformowanych po ustąpieniu lądolodu w zlodowaceniu Odranian, tworzą w strefie uskoku brzeżnego cienkie pokrywy (1–2 m), spod których odsłaniają się cokoły taras, zbudowane z glin lodowcowych (Nysa Szalona) lub zieleńców (Nysa Mała). Silnie spłaszczone skarpy prostopadłe do osi dolin mają 5–10 m wysokości i mogą być interpretowane jako zdegradowane skarpy uskokowe (ryc. 3). Na północ od doliny Nysy Małej systemy tarasowe są słabo rozwinięte, a załomy stokowe zaburzające ciągłość pokrywy aluwialnej nie występują. Interpretacja spłaszczeń przydolinnych, występujących na wysokościach do 12 m i dochodzących do linii krawędzi jest niepewna, gdyż brak pokrywy aluwialnej utrudnia uznanie ich za tektonicznie obcięte starsze poziomy tarasowe (Migoń & Łach, 1998).

Stożki aluwialne, dobrze wykształcone na wylotach większych dolin, są kolejno włożone jedne w drugie, co dokumentuje przewagę erozji w strefie przedgórskiej i jest uważane za wskaźnik wygasających ruchów tektonicznych. Uwagę zwraca natomiast asymetria w kierunkach rozbudowy stożków i preferencja kierunku południowego, co będąc wspólną cechą stożków Strzegomki, Nysy Szalonej i Nysy Małej może wskazywać na pewien wpływ czyn-

nika endogenicznego (ryc. 1). Z wyjątkiem niewielkiej doliny Paszówki profile podłużne potoków nie wykazują załomów (zestromień) przy przekraczaniu krawędzi Sude-tów.

Porównanie z pozostałymi odcinkami uskoku

Aktywność tektoniczna zarejestrowana w formach rzeźby obecnych w kaczawskim odcinku sudeckiego uskoku brzeżnego jest wyraźnie niższa, niż na odcinkach położonych bardziej na południe. Wysokość względna krawędzi, która może być uznana za zbliżoną do skumulowanej wielkości względnego wypiętrzenia w trzeciorzędzie, jest nawet trzy- i czterokrotnie niższa od wysokości w odcinkach o największej wyrazistości krawędzi (Góry Sowie i Złote). Międzyrzecze Nysy Szalonej i Nysy Małej cechuje się najniższą wysokością krawędzi na całej długości uskoku, na co zapewne złożyły się cechy zarówno struktury (obecność tektonicznego rowu Świerzawy dochodzącego do linii uskoku brzeżnego), jak i litologii (jedynie miejsce występowania skał osadowych laramijskiego piętra strukturalnego). Niejednoznaczne są dowody młodoczwartorzędowej reaktywacji uskoku, gdyż poza dolinami Nysy Szalonej i Nysy Małej nie stwierdzono wyraźnej dywergencji taras i skokowych zmian ich pozycji wysokościowej, co jest typowe dla dolin rozcinających krawędź Sudetów na odcinku Pogórza Wałbrzyskiego, Gór Sowich i Gór Bardzkich (Krzyszowski & Pijet, 1993; Krzyszowski & Stachura, 1998; Krzyszowski i in., 1998; Krzyszowski & Biernat, 1998). Wysokości zdegradowanych skarp uskokowych w poziomie tarasy wysokiej w tych dwóch dolinach są 2–3 razy niższe, niż w obszarze Gór Sowich i Bardzkich. Nie zanotowano wzrostu spadków podłużnych potoków w strefie uskoku, także w małych dolinach będących potencjalnie najczulszymi wskaźnikami ruchów tektonicznych podłoża. Odmienność litologiczna odcinka kaczawskiego może być tylko częściowo odpowiedzialna za mniejszą wyrazistość form tektonicznych, gdyż fyllity i zieleńce występują także między wylotami dolin Strzegomki i Pełcznicy (Pogórze Wałbrzyskie), gdzie aktywność endogeniczna w czwartorzędzie



Ryc. 3. Przerwanie ciągłości pokrywy aluwialnej tarasy wysokiej na linii sudeckiego uskoku brzeżnego w dolinach Nysy Małej i Nysy Szalonej, interpretowane jako silnie zdegradowane skarpy uskokowe. Linia przerywana wyznacza prawdopodobną powierzchnię terenu bezpośrednio po uskokuwaniu. Tr — trzeciorzęd

Fig. 3. Breaks in continuity of alluvial surfaces of the 'upper terrace' at the Sudetic Marginal Fault in the Nysa Mała and Nysa Szalona valleys, interpreted as strongly degraded fault scarps. Dotted line approximates topographic surface immediately after faulting. Tr — Tertiary

jest dobrze udokumentowana (Krzyszowski & Stachura, 1998).

Mniejszy udział czynnika endogenicznego umożliwił odegranie większej roli egzogenicznym procesom denudacyjnym. Zmiany wysokości krawędzi i położenie powierzchni zrównania pozostają w większej zgodności ze zróżnicowaniem litologicznym skrzydła podnoszonego, niż w pozostałych częściach uskoku. Nachylenie krawędzi sporadycznie przekracza 15° i jest wyraźnie niższe niż w Górach Sowich, Bardzkich i Żółtych, denudacyjne cofnięcie jej podstawy od linii uskoku miejscami przekracza 500 m, zaś nierównomierność cofnięcia zaowocowała wyraźnym podwyższeniem wskaźnika krętości, wynoszącego tu 1,5–1,6, podczas gdy w sektorach południowych jego wartość nie przekracza 1,3, a miejscami spada poniżej 1,2.

Fakty powyższe są zgodne z regionalnym obrazem morfometrycznym (Krzyszowski i in., 1995), sugerującym spadek aktywności strefy brzeżnej ku północnemu zachodowi i niewielkie znaczenie po-odrzańskie reaktywacji uskoku brzeżnego na odcinku Pogórza Kaczawskiego. Nie wydaje się natomiast uzasadniony wniosek, że ruchy tektoniczne w tym okresie wygasły całkowicie, co na podstawie badań w Górach Sowich sugerował Dumanowski (1961).

Podsumowanie

Szczegółowe terenowe badania morfotektoniczne północno-zachodniego odcinka krawędzi Sudetów, związanej z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, potwierdziły hipotezę o jego stosunkowo niskim stopniu aktywności tektonicznej w czwartorzędzie, stawianą na podstawie analizy regionalnej. Główny etap zróżnicowanych ruchów tektonicznych miał miejsce w pliocenie i ewentualnie wczesnym czwartorzędzie, a jego efektem było powstanie krawędzi tektonicznej o wysokości 60–120 m. Od tego czasu podstawową rolę morfogenetyczną odgrywały procesy egzogeniczne, które spowodowały spłaszczenie i cofnięcie krawędzi oraz jej erozyjne rozcięcie, natomiast postodrzańska regionalna reaktywacja tektoniczna zaznaczyła się w nikłym stopniu lub jej przejawy są niejednoznaczne.

Autor dziękuje Dariuszowi Krzyszowskiemu za liczne dyskusje o neotektonicznej aktywności sudeckiego uskoku brzeżnego oraz Januszowi Badurze za krytyczne uwagi do pierwszej wersji artykułu.

Literatura

BADURA J. & PRZYBYLSKI P. 1993 — Próba zastosowania wybranych metod morfometrycznych dla określenia wielkości ruchów neotektonicznych w Sudetach i na ich przedpolu. *Folia Quat.*, 64: 43–53.
 BADURA J. & WOJTKOWIAK A. 1983 — Współczesne pionowe ruchy neotektoniczne na Dolnym Śląsku w świetle interpretacji danych hydrogeologicznych. [W:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 4. Ossolineum, Wrocław: 239–250.
 BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A. & URBANEK Z. 1982 — Aktualne kierunki badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych metamorfiku Gór Kaczawskich. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 141–161.
 BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A. & URBANEK Z. 1998 — Litologia i geneza zmeta-

morfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmska (Góry Kaczawskie). *Geol. Sudet.*, 31: 33–60.
 BIRKENMAJER K. 1967 — Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Ochrona Przyrody*, 32: 225–276.
 BIRKENMAJER K., JELEŃSKA M., KĄDZIOŁKO-HOFMOKL M. & KRUCZYK J. 1977 — Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K–Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47: 545–552.
 BULL W. B. & MCFADDEN L. D. 1977 — Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. [In:] D. O. Doehring (ed.), *Geomorphology of Arid Regions*, Allen and Unwin, London: 115–138.
 DUMANOWSKI B. 1961 — Krawędź Sudetów na odcinku Gór Sowich. *Z. Nauk. Univ. Wrocław*, B, 8: 1–61.
 DYJOR S. & KUSZELL T. 1977 — Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki–Mokrzeszowa. *Geol. Sudet.*, 12: 113–132.
 GIERWIELANIEC J. & WOŹNIAK J. 1983 — Ocena współczesnej aktywności tektonicznej uskoku sudeckiego brzeżnego w świetle archiwalnych materiałów niwelacyjnych. [W:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 4. Ossolineum, Wrocław: 109–123.
 GROCHOLSKI A. 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 378, Pr. Geol.–Miner., 6: 89–103.
 IVAN A. 1997 — Topography of the Marginal Sudetic Fault in the Rychlebské hory (Mts.) and geomorphological aspects of epiplatform orogenesis in the NE part of the Bohemian Massif. *Moravian Geogr. Rep.*, 5: 3–17.
 JERZMAŃSKI J. 1965 — Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. *Biul. Inst. Geol.*, 185: 109–193.
 KOWALSKI B. 1977 — Podłoże trzeciorzędu przedpola Sudetów Zachodnich w rejonie Jawora. *Prz. Geogr.*, 49: 99–118.
 KOWALSKI B. 1978 — Osady cykliczne na przedpolu kaledonidów kaczawskich a rozwój powierzchni zrównania i sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku ich wschodniej części. *Pr. Geogr. WSP w Kielcach*, 1: 34–50.
 KRZYSZKOWSKI D. & BIERNAT J. 1998 — Terraces of the Bystrzyca river valley and their deformation along the Sudetic Marginal Fault. *Geol. Sudet.*, 31: 241–258.
 KRZYSZKOWSKI D. & MIGOŃ P. 1991 — Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedimentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety: dyskusja. *Prz. Geol.*, 39: 404–407.
 KRZYSZKOWSKI D. & PIJET E. 1993 — Morphological effects of Pleistocene fault activity in the Sowie Mts., southwestern Poland. *Z. Geomorph., N. F., Suppl.–Bd.*, 94: 243–259.
 KRZYSZKOWSKI D. & STACHURA R. 1998 — Neotectonically controlled fluvial features, Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts., southwestern Poland. *Geomorphology*, 22: 73–91.
 KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P. & SROKA W. 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quat.*, 66: 73–98.
 KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1998 — Late Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodzko and Kamieniec Żąbkowicki, Sudetes Mts, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, 31: 133–156.
 MASTALERZ K. & WOJEWODA J. 1990 — Stożek aluwialny pra-Kaczawy — przykład sedimentacji w czynnej strefie przesuwczej, plio-plejstocen, Sudety. *Prz. Geol.*, 38: 363–370.
 MIGOŃ P., KRZYSZKOWSKI D. & GOGÓL K. 1998 — Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas, with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sudet.*, 31: 289–305.
 MIGOŃ P. & ŁACH J. 1998 — Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, 31: 307–316.
 OBERC J. & DYJOR S. 1969 — Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, 236: 41–142.
 PIASECKI H. 1964 — Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego. Niepubl. praca doktorska, Inst. Geogr. Univ. Wrocław.
 WĄLCZAK W. 1968 — Sudety. PWN, Warszawa.
 ZEUNER F. 1928 — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Universitätsverlag von Robert Noske, Borna-Leipzig.