

Tarasy rzeczne Nysy Kłodzkiej oraz drobne plejstoceny struktury tektoniczne w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego i przelomu bardzkiego w Janowcu

Janusz Badura*, Bogusław Przybylski*, Antoni Tokarski**, Anna Świerczewska**



J. Badura



B. Przybylski



A. Tokarski



A. Świerczewska

Terraces of Nysa Kłodzka river and small-scale tectonic structures close to the Sudetic Marginal Fault at Janowiec (Bardo Mts.). *Prz. Geol.*, 55: 228–235.

S u m m a r y . New research in the N part of the Bardo Gorge (close to the Sudetic Marginal Fault) evidenced the occurrence of two hitherto unknown Pleistocene river terraces. The terraces were interpreted basing on digital elevation model (DEM) 1:10,000 and radars sweeping of the Earth's surfaces (DETM level 2). Moreover, the results of petrographical analysis of deposits exposed in the 22 high river terrace show two-tier structure of the terrace. This suggest a polygenetic age of the terrace. Within the last terrace fractured clasts and small-scale faults were observed. Fractured clasts were studied in the bottom part of the 22-m-high river terrace where numerous fractured clasts occur. This part of the terrace is composed of gravels containing clasts up to 80 cm across. The matrix is sandy-clayey. The fractures are usually restricted to particular clasts. The fractures compose two sets striking NW-SE and N-S. Gravels exposed in the uppermost part of the terrace are cut by few strike-slip, N-S striking, sub-vertical faults which can be traced along a vertical distance up to 50 cm. These faults cut the gravel matrix but omit clasts. Fractures cutting the clasts do show a well organized architecture which is independent of orientation of a-b surfaces of the host clasts. These features indicate that the fractures were formed in situ within the studied gravels. Furthermore, for the majority of fractures, the angle between the fracture and the a-b surface of the host clast is less than 80°, confirming the in situ origin of fractures. The fractures of one set are parallel to the strike of the Sudetic Marginal Fault. This suggests that the origin of the fractures is related to that of the fault. The fractures of the second set may represent Riedel shears associated with the activity of the Sudetic Marginal Fault. The orientations of minor faults confirm this supposition. Summing up,

we believe that during the Pleistocene, the Sudetic Marginal Fault was a dextral strike-slip fault, at least in the discussed area.

Key words: Nysa Kłodzka River, neotectonics, river terraces, fractured clasts, Pleistocene

Podczas nowych prac prowadzonych w północnej części przelomu bardzkiego stwierdzono występowanie dwóch dodatkowych, wcześniej nie odnotowanych, plejstoceny poziomów tarasowych. Poziomy te zostały zinterpretowane na podstawie cyfrowego modelu terenu (DEM) w skali 1 : 10 000 oraz radarowego odwzorowania powierzchni Ziemi (DETM poziom 2). Wyniki analizy petrograficznej osadów budujących taras Nysy Kłodzkiej, którego powierzchnia leży na wysokości 22 m n.p. rzeki, wskazują na jego dwudzielną budowę, co pośrednio świadczy o jego poligenicznym wieku. W osadach tego tarasu zaobserwowano niewielkie uskoki oraz liczne spękane klasty. Badania spękanych klastów w żwirach i zlepionych są od kilkudziesięciu lat powszechnie stosowane w analizie paleonaprężeń (Tokarski & Świerczewska, 2005 oraz literatura tam cytowana). Opisane w tym artykule badania są próbą zastosowania takiej analizy w celu uzupełnienia wiedzy o plejstoceny kinematyce sudeckiego uskoku brzeźnego, regionalnej struktury obcinającej Sudety od północnego wschodu (ryc. 1).

Material i metody

Badania przeprowadzono w pojedynczym stanowisku w Janowcu, położonym na prawym brzegu Nysy Kłodzkiej, u jej wylotu z Sudetów na obszar przedsudecki. Ponieważ w Janowcu prowadzono badania już wcześniej (Krzysz-

kowski i in., 1997, 1998), proponujemy dla nowego stanowiska nazwę Janowiec 2, a dla starszego Janowiec 1.

Obszar badań obejmował obniżenie Otmuchowskie oraz Przedgórze Sudeckie. Tarasy niskie należą do Obniżenia Otmuchowskiego, a tarasy położone powyżej 10 m n.p. rzeki — do Przedgórze Paczkowskiego. Stanowisko Janowiec 2 znajduje się w odległości 50 m w dół rzeki od stopnia piętrzącego wody Nysy i około 250 m na wschód od wylotu bezimiennego potoku wypływającego z Obniżenia Laskówki, a następnie przecinającego Góry Bardzkie w Janowcu. Badania spękanych klastów przeprowadzono w spągowej i stropowej części tarasu rzeczno-ego o średniej wysokości 22 m nad poziom Nysy Kłodzkiej (ryc. 2, 3). Obserwacjami objęto orientację powierzchni a–b spękanych klastów (powierzchni zawierających najdłuższe i pośrednie osie klastów) oraz orientację spękań. Ponadto zostały pomierzone kąty pomiędzy powierzchniami a–b klastów, a szczelinami tnącymi klasty. W stropowej części tarasu stwierdzono występowanie kilku drobnych uskóków.

Sudecki uskoku brzeźny

Stanowisko Janowiec 2 znajduje się w podcięciu tarasu 22 m n.p. rzeki, w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego (SUB), oddzielającego Sudety od bloku przedsudeckiego (ryc. 1, 2). Uskok ten rozciąga się od rejonu Jesenika w Czechach, skąd biegnie przez Żłoty Stok, Janowiec i Bardo ku NW aż do okolicy Sichowa koło Złotoryi, gdzie zanika jako morfotektoniczna skarpa. W Janowcu morfotektoniczna krawędź Sudetów została zniszczona przez końco-

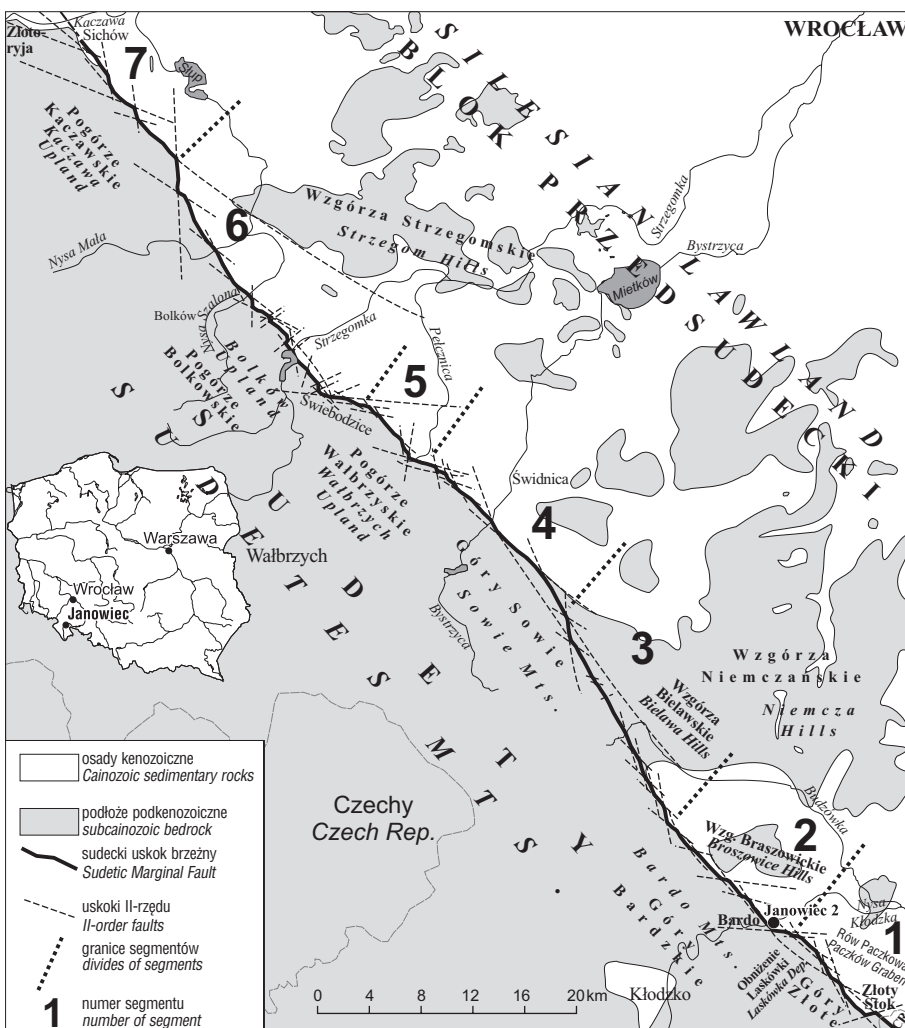
*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

**Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków

wy odcinek doliny Nysy Kłodzkiej, tworzącej przełom bardzki.

W rejonie Janowca SUB oddziela Góry Bardzkie od bloku przedsudeckiego z rowem Paczkowa (ryc. 1). W skrzydle wiszącym odstawiają się mułowce, piaskowce oraz dolnokarbońskie zlepionce fliszowe, popularnie nazywane kulmowymi. Na wschód od wychodni skał kulmowych w Obniżeniu Laskówki występują granodiority kłodzko-złotostockie (ryc. 1). W skrzydle zrzuconym znajdują się osady neogeńskie formacji poznańskiej i gozdnickiej oraz osady glacialne i rzeczne Nysy Kłodzkiej. Bezpośrednio do morfotektonicznej krawędzi uskoku dochodzą żwiry plioceniczne fm. Gozdniczy oraz osady wodnolodowcowe i gliny zwałowe. Wiek osadów mezoplejstoceniowych w przełomie bardzkim nie jest ściśle określony. W zależności

go Smf (Bull, 1977, 1978). Wartość Smf dla SUB wynosi 1,054 (Badura i in., 2003). Prostolinijne czoła masywów górskich o wartościach Smf wahających się w granicach 1,0–1,6 są charakterystyczne dla obszarów o młodej tektonice ekstensyjnej. Wskaźnik Smf dla SUB wskazuje zatem na jego neotektoniczną aktywność. Największą wysokość skarpa morfotektoniczna SUB ma w jego SE części — do doliny Bystrzycy. Miejscami skarpa osiąga wysokość do 500 m. Dalej ku NW wysokość skarpy maleje nawet do 100 m. Całkowita amplituda zrzutu SUB lokalnie dochodzi do 1000–1300 m, w miejscach, gdzie SUB obcina rowy i zapadliska tektoniczne położone na bloku przedsudeckim. W rejonie Janowca SUB oddziela Góry Bardzkie od rowu Paczkowa. W tym miejscu szacunkowa amplituda jest trudna do określenia, ze względu na brak rozpoznania wierni-



Ryc. 1. Szkic tektoniczny sudeckiego uskoku brzeżnego; uskoki II-rzędu interpretowane na podstawie cyfrowego modelu terenu (Badura i in., 2003)

Fig. 1. The tectonic map of the Sudetic Marginal Fault; second-order faults interpreted on the basis of the digital elevation model (Badura et al., 2003)

od przyjmowanych kryteriów raz jest on oceniany na jedno ze zlodowaceń południowopolskich, a raz na zlodowacenie odry (Krzyszowski i in., 1997, 1998, 2000; Badura & Przybylski, 1998; Badura i in., 2001). W czasie maksymalnych zasięgów lądolodów plejstoceniowych w dolinach i obniżeniach położonych w strefie krawędzi Sudetów tworzyły się jeziora zastoiskowe. Prawdopodobnie jedno z takich jezior utworzyło się w Obniżeniu Laskówki. Po podniesieniu się poziomu wód powyżej 400 m n.p.m. wody jeziora zaczęły spływać ku NW. Śladem tego przepływu jest dolina potoku płynącego przez Janowiec do Nysy Kłodzkiej. Jednym z parametrów charakteryzujących skarpe uskoku jest wskaźnik krętości czoła masywu górskie-

czego. Na podstawie interpretacji badań elektrooporowych (Cwojdzński & Jodłowski, 1978; Badura i in., 2004) można przypuszczać, że maksymalne przemieszczenia pionowe w rejonie Złotego Stoku dochodzą do 1200 m. W rejonie Janowca rów Paczkowa jest płytszy. Różnica wysokości położenia powierzchni podłoża podkenozoicznego w rowie Paczkowa wynosi około 80–150 m, licząc od dolnego załomu stoku, lub ok. 450 m, licząc od górnego załomu Gór Bardzkich. Sudecki uskoku brzeżny tworzy miejscami system uskoku schodowych, stromo zapadających ku NE (Badura i in., 2002). Wyniki badań elektrooporowych, potwierdzone przez wyniki rozpoznania wierniczego, wykazały, że od SW pierwszy z tych uskoku znajduje się pod dolną

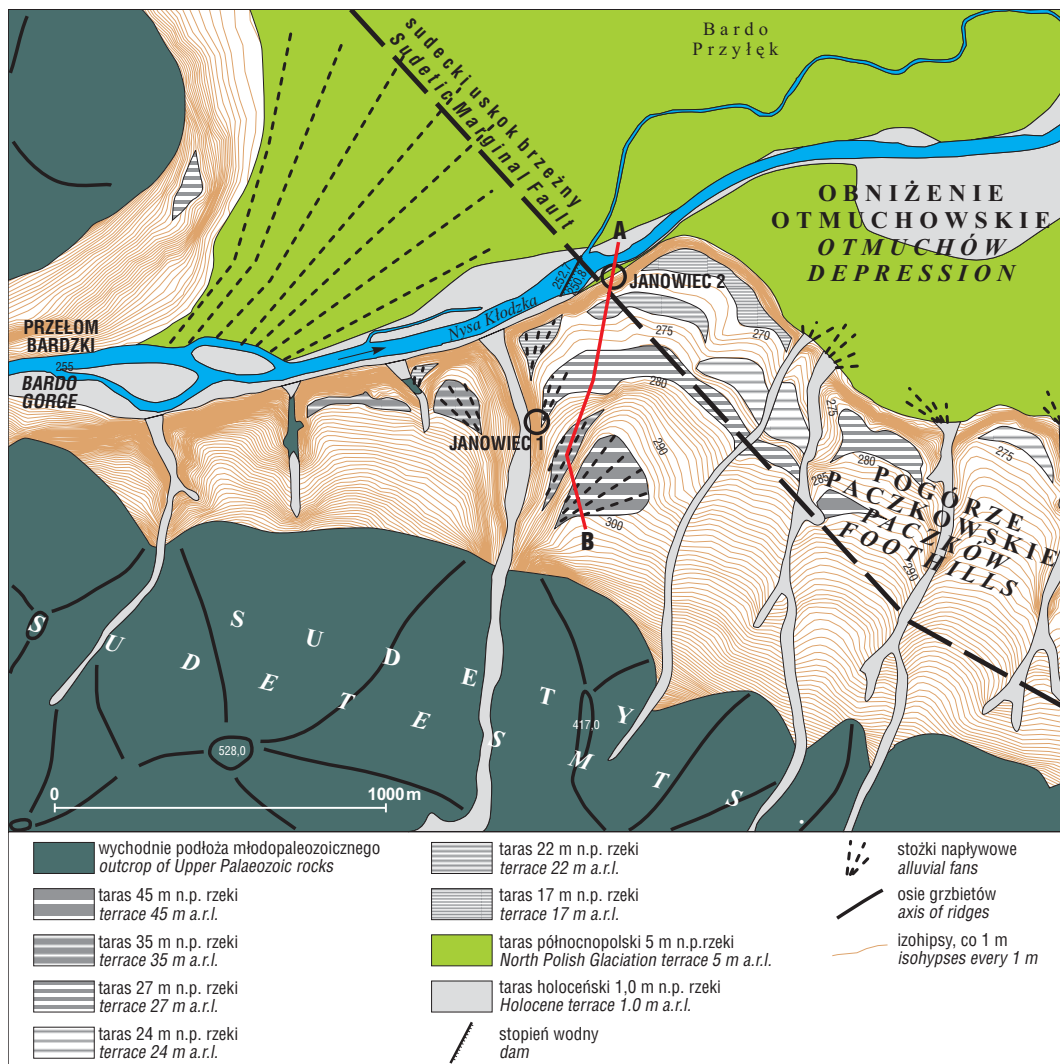
częścią skarpy morfotektonicznej SUB (Badura i in., 2002). Badania te nie potwierdzają poglądów o erozyjnym cofnięciu krawędzi SUB o około 250 m (por. Gaździk, 1960; Cwojdzński, 1976), lecz wskazują na obecność kilku powierzchni zrutowych (por. Oberc i in., 1996). W Brzeźnicy, położonej około 4 km na NW od Barda Przyłęk, w odległości 400 m ku NE od dolnego załomu skarpy znajdują się jeszcze 2 uskoki schodowo zrzucające ku NE blok przedsudecki. Z kolei w Dzbanowie, położonym 4 km na SE od Janowca, SUB jest pojedynczym, stromo nachylnym uskokiem, tworzącym ponad 100-metrowej wysokości skarpy morfotektoniczną.

Na podstawie wyników analizy morfotektonicznej polską część morfotektonicznej skarpy SUB podzielono na 7 segmentów (Badura i in., 2003). Segmenty te różnią się rozciągłością i są względem siebie poprzecznie przesuwane, zapewne wzdłuż uskoku przesuwczego. Uskoki przemieszczające czoło masywu górskiego występują na całym dolnośląskim odcinku SUB. Morfotektoniczna krawędź Sudetów jest przesunięta między innymi: w rejonie Złotego Stoku, w rejonie Świebodzic oraz na NW od Dobromierza. Również między segmentami 1 i 2 występuje przesunięcie krawędzi Sudetów, o około 1500 m. Strefa ta jest położona około 1 km na SE od Janowca. Przelomowy odcinek Nysy Kłodzkiej znajduje się w segmencie 2

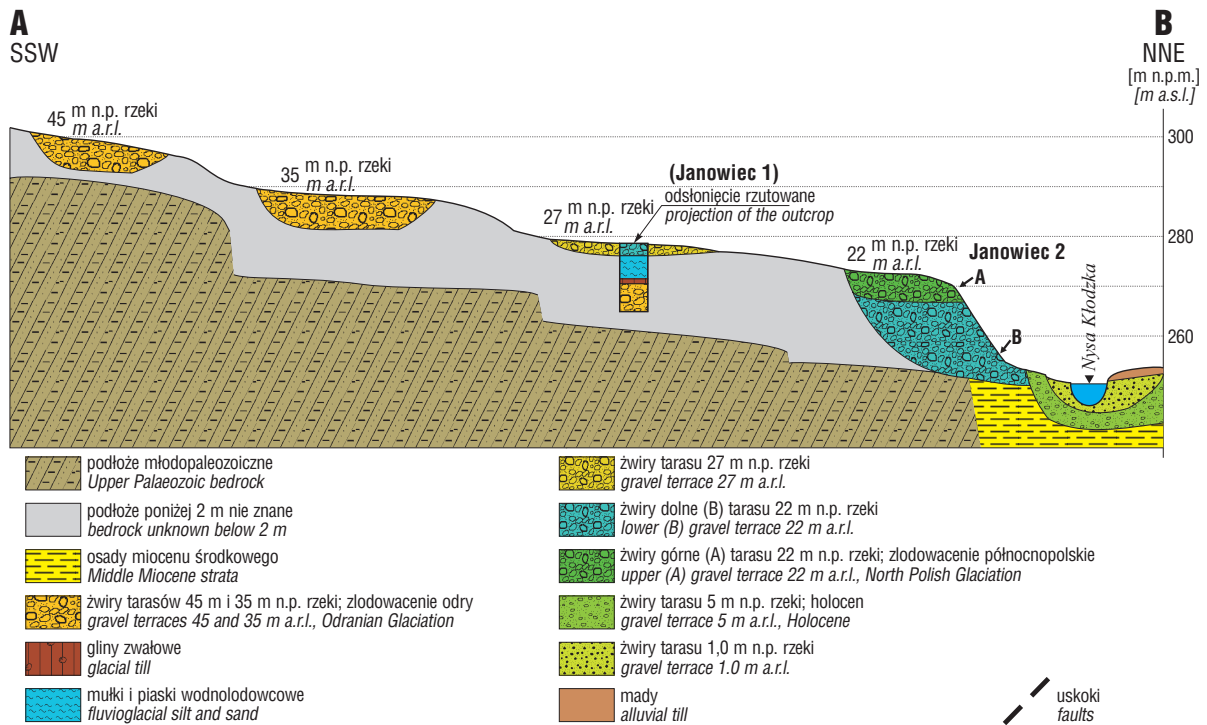
(ryc. 1), mającym rozciągłość NW-SE. W przełomie Nysy Kłodzkiej wysokość podłoża skarpy SUB ulega obniżeniu do 250 m, podczas gdy dalej ku NW i SE podstawa skarpy podnosi się stopniowo do 320 m n.p.m.

Przyjmuje się, że SUB jest uskokiem normalnym (Oberc & Dyjor, 1969). Brak jest przekonujących, geologicznych dowodów na ewentualną przesuwczość SUB. Opisana przez Mastalerza i Wojewodę (1993) lewoprzesuwczość SUB prawdopodobnie odnosi się do uskoku usytuowanego poprzecznie względem SUB. W świetle wyników morfometrycznej analizy krawędzi SUB (Badura i in., 2003) można przypuszczać, że w Sichowie, położonym na wschód od wylotu Kaczawy z Sudetów, SUB zanika jako morfotektoniczna skarpa lub że uskoki brzeżny jest przesunięty o około 5 km na zachód wzdłuż uskoku biegnącego równoległe do nasunięcia Jerzmanic. Wydaje się zatem, że postulowana lewoprzesuwczość nie odnosi się do samego SUB, lecz do uskoku poprzecznego, równoległego do nasunięcia Jerzmanic. Nowe światło na to zagadnienie rzuci analiza spēkanych klastów, niedawno stwierdzonych w tym rejonie.

Wyniki pomiarów geodezyjnych metodami GPS wskazują na obecność przemieszczeń poziomych zachodzących w strefie SUB (Kontny, 2004). Wyniki tych badań świadczą o lewostronnym przemieszczeniu SUB. Jednak



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny doliny Nysy Kłodzkiej w przełomie bardzkim koło Janowca
Fig. 2. Geomorphological sketch of the Nysa Kłodzka valley in the Bardo Gorge near Janowiec



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez prawy brzeg doliny Nysy Kłodzkiej koło Janowca
Fig. 3. Geological cross-section through the right bank of Nysa Kłodzka river near Janowiec

usytuowanie reperu pomiarowego w Bardzie, ok. 1 km na SW od Janowca, może wskazywać na ruchy poziome zachodzące w strefie uskoku poprzecznego do SUB, a nie w strefie samego SUB.

Taras Nysy Kłodzkiej

Płynąc przełomem bardzkim, Nysa Kłodzka skośnie przecina front Gór Bardzkich. Powoduje to asymetrię ujęciowego odcinka przełomu bardzkiego. Dotyczy ona niesymetrycznego rozmieszczenia tarasów zarówno w profilu pionowym, jak i w planie. Na prawym brzegu występuje większa liczba tarasów niż na lewym brzegu. Z kolei niskie tarasy po lewej stronie koryta Nysy Kłodzkiej są znacznie szersze niż po prawej stronie koryta. Analizę poziomów tarasowych wykonano posługując się modelami cyfrowymi opracowanymi na podstawie map topograficznych w skali 1 : 10 000 oraz radarowego odwzorowania powierzchni Ziemi wykonanego w ramach misji SRTM. Przetworzone i skorygowane dane radarowe odpowiadają cyfrowemu modelowi terenu (DTEM poziom 2).

U wylotu Nysy Kłodzkiej na prawym brzegu występuje 7 poziomów tarasowych na szerokości około 700 m (ryc. 2). Natomiast na lewym brzegu tarasy występują w odległości do 1,8 km od rzeki. Najniższy taras występuje do 1 m n.p. rzeki, a najwyższy 45–50 m n.p. rzeki. Na prawym brzegu rzeki, na długości 1 kilometra, tarasy mają układ wachlarzowy, następnie przechodzą w klasyczny układ półek równoległych do rzeki. Wachlarzowy układ tarasów u wylotu Nysy jest wynikiem przejścia akumulacji w stożku napływowym w system tarasowy oraz zmiany kierunku rzeki z ENE na E. Dodatkowo układ tarasowy zaburza potok płynący przez Janowiec. Potok ten jest wcięty na głębokość 25 m i usypał stożki nawiązujące do tarasów Nysy Kłodzkiej. W ramach badań prowadzonych w Janowcu (Krzyszczkowski i in., 1997, 1998) nad systemem tarasów Nysy Kłodzkiej zakładano, że potok rozcina wyłącznie

osady Nysy Kłodzkiej i nie brano pod uwagę możliwości, że odślonięcie Janowiec 1 jest zlokalizowane w osadach zarówno Nysy, jak i potoku płynącego przez Janowiec. Obecność stożków wykazał dopiero model cyfrowy terenu, opracowany na podstawie mapy topograficznej w skali 1 : 10 000 (ryc. 2).

Stanowisko Janowiec 2

W stanowisku Janowiec 2 wewnętrzna budowa tarasu wznoszącego się 22 m n.p. rzeki jest dwudzielna (ryc. 3, 4 i 5). W dolnej części tarasu, od podstawy do wysokości 3 m, występują żwiry i głazy o wielkości 30–40 cm, a nawet bloki do 80 cm (ryc. 5B). Matriks tworzą zaglinione piaski (ryc. 5A). Cały osad ma strukturę masywną, tylko lokalnie są widoczne drobne struktury prądowe lub kilka klastów tworzących imbrykacje. We frakcji żwirowej dominują mułowce i piaskowce Gór Bardzkich. Oprócz klastów skał występujących w przełomie bardzkim widoczne są wulkany pochodzące z niecki śródsudeckiej, gnejsy bystrzyckie i śnieżnickie, kwarcy i lidyty sudeckie oraz nieliczne skały krystaliczne pochodzące ze Skandynawii i Morza Bałtyckiego (krzemienie). Powierzchnie a–b klastów są zorientowane poziomo bądź zapadają stromo ku NNW (ryc. 6).

Cechą wyróżniającą omawiany osad od innych osadów tarasowych, w tym wcześniej badanych w Janowcu (Krzyszczkowski i in., 1997, 1998), jest obecność głazów granodiorytowych (ryc. 5). Głazy te są zarówno kanciaste, jak i częściowo obtoczone. Cechuje je silny stopień chemicznego zwietrzenia. Mniejsze głazy są całkowicie zwietrzałe. Z pierwotnej skały pozostały jedynie ziarna kwarcu, a skalenie, biotyty i hornblenda uległy przekształceniu w minerały ilaste. W większych głazach niezwiertzałe pozostały tylko ich części centralne (ryc. 5B). W górę profilu liczba głazów granodiorytowych maleje. Ostatnie

granodioryty zaobserwowano około 4 m poniżej stropowej powierzchni tarasu.

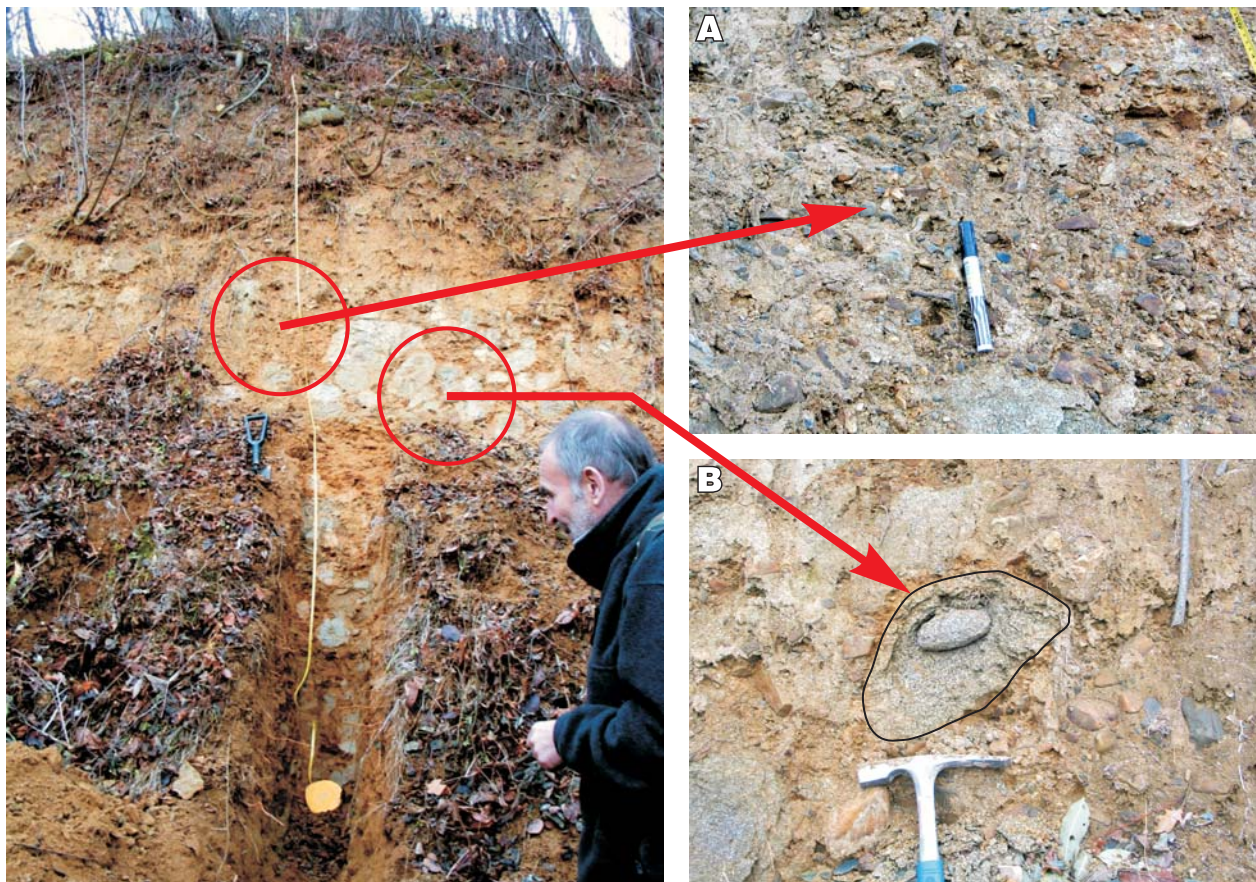
Środkową część skarpy przykrywają osady stokowe. Górny, 2–3-metrowej wysokości, odcinek krawędzi tarasu 22 m n.p. rzeki jest zbudowany głównie ze żwirów pochodzących z Gór Bardzkich (ryc. 4). W tej części nie występują już granodioryty. Występują za to klasty pochodzące z Kotliny Kłodzkiej oraz z rozmytych osadów glacialnych. Różnice w budowie tarasu wznoszącego się 22 m n.p. rzeki mogą być związane ze zmienną ilością materiału dostarczanego przez boczny potok lub z odsłonięciem cokołów wyższych tarasów.

W stanowisku Janowiec 1 (ryc. 3) stwierdzono trójdzielną budowę tarasu o wysokości 25 m n.p. Nysy Kłodzkiej. W środkowej części utwory tarasu są przedzielone osadami glacialnymi, zastoisowymi i stokowymi (Krzyszowski i in., 1997, 1998). Część dolną uznano za preglacialną, część środkową (z glinami zwałowymi) za powstałą w czasie zlodowaceń południowopolskich, a część górną za pochodzącą z okresu zlodowacenia warty. Wówczas taras o wysokości 22 m połączono razem z tarasem o wysokości 25 i 40 m w jeden system, a ich wiek określono na zlodowacenie warty. Preglacialny wiek określono wyłącznie na podstawie braku materiału skandynawskiego w badanych próbkach. Ponieważ u podstawy stanowiska Janowiec 2 występują żwiry pochodzące z rozmytych osadów glacialnych, to wiek tej części profilu musi być mezoplejstoceni. Pozostaje kwestia otwarta, czy taras o wysokości 22 m należy łączyć z jednym ze zlodowaceń południowopolskich, czy zlodowaceniem odry. Wcześniejsze przypisywanie



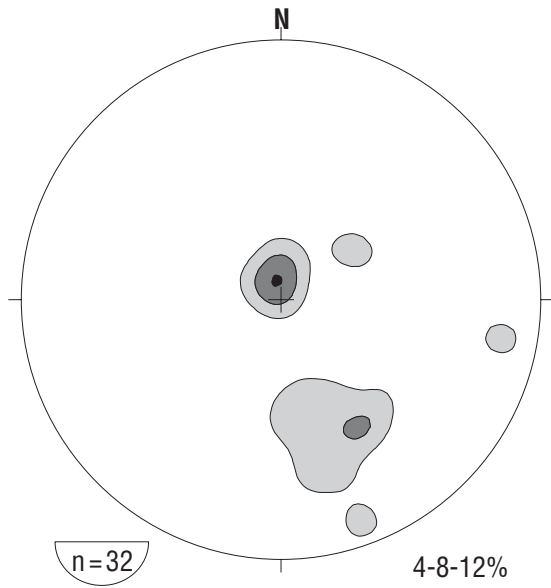
Ryc. 4. Stanowisko Janowiec 2, taras o wysokości 22 m n.p. rzeki, część górna (A) zbudowana wyłącznie z materiału pochodzącego z Gór Bardzkich i Kotliny Kłodzkiej

Fig. 4. Janowiec 2 locality, upper part (A) of, terraces 22 m a.r.l., consists only of material from the Bardo Mts. and Kłodzko Basin



Ryc. 5. Stanowisko Janowiec 2, taras 22 m n.p. rzeki, część dolna (B), żwiry rzeczne (A) z dużymi głazami zwięzralych *in situ* granodiorytów (B) pochodzących z sąsiedniego Obniżenia Laskówki

Fig. 5. Janowiec 2, terrace 22 m a.r.l., lower part (B); A — river gravels, B — weathered granodiorites



Ryc. 6. Powierzchnie a-b klastów; projekcja na dolną półkulę

Fig. 6. Orientation of a-b clasts surfaces; lower hemisphere plot

temu tarasowi wieku zlodowacenia warty jest błędne. Tarasy formowały się zaraz po ustąpieniu lądolodu, a więc podczas zlodowacenia odry. Wniosek taki potwierdzają obserwacje Przybylskiego (1998), który wykazał, że taras wznoszący się 25 m n.p. rzeki koło Grodkowa przykrywa glina zwałowa związana z lokalną oscylacją lądolodu zlodowacenia odry. Ponieważ w Janowcu 2 powyżej tarasu o wysokości 22 m są jeszcze wyższe tarasy, to można założyć, że to właśnie one powstały po recesji lądolodu zlodowaceń południowopolskich, a zatem taras leżący 22 m n.p. rzeki powstał w czasie zlodowacenia odry, w fazie deglacjacji przedpola sudeckiego. Nowa interpretacja nie wyklucza, że tarasy o wysokości od 17 do 45 m mogły powstać w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia odry. Przed czołem transgredującego lądolodu utworzyło się duże jezioro zaporowe (Brodzikowski, 1987; Salamon & Badura, 2005). Zmianom poziomu wody w tym jeziorze mogły odpowiadać półki tarasowe tworzące się u wylotu Nysy Kłodzkiej z Sudetów. Pośrednio wnioski te potwierdzają obserwacje w głęboko wciętych dolinach położonych na południe od Janowca. Znalezione w nich osady wodnolodowcowe rozdzielające żwiry rzeczne. Wskazuje to raczej na zmiany dynamiki procesów geologicznych zachodzących w czasie oscylacji lądolodu, a nie na różnicowanie stratygraficzne osadów rzecznych i fluwioglacjalnych, wyznaczających odrębne zlodowacenia.



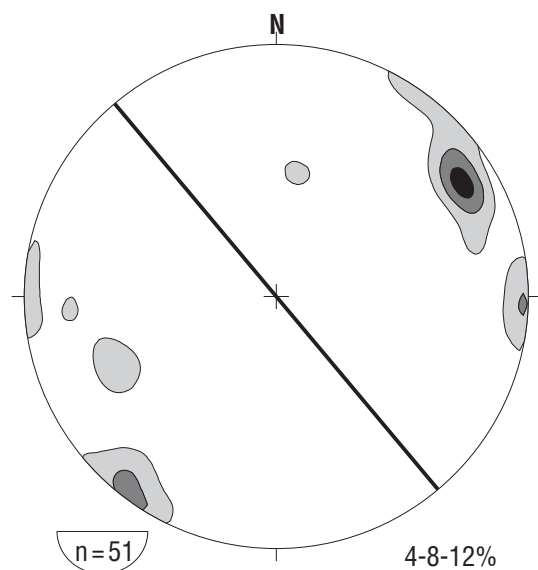
Ryc. 7. Spękane klasty w stanowisku Janowiec 2

Fig. 7. Fractured clasts at Janowiec 2

Struktury

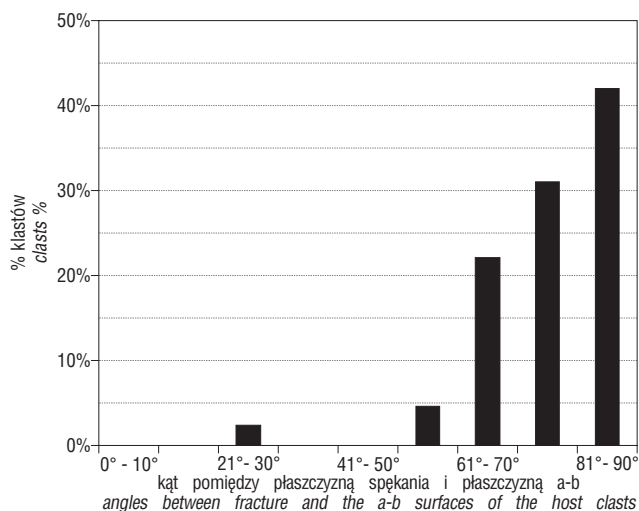
W dolnej części profilu występują liczne spękanе klasty (ryc. 7). Są to głównie klasty mułowców i piaskowców, wyjątkowo klasty granodiorytów. Szczeliny są przeważnie ograniczone do pojedynczych klastów. Orientacja szczelin tnących klasty jest uporządkowana (ryc. 8), większość szczelin jest zorientowana prawie pionowo. Szczeliny są zgrupowane w dwa zespoły o rozciągłości odpowiednio NW-SE i N-S. Udział szczelin zorientowanych prostopadle i prawie prostopadle (80–90°) do powierzchni a–b klastów wynosi 43% (ryc. 9).

W górnej części odsłonięcia żwiry są przecięte kilkoma uskokami (ryc. 10), które można prześledzić na dystansie do 50 cm. Uskoki te przecinają matriks żwirów, nie przeci-



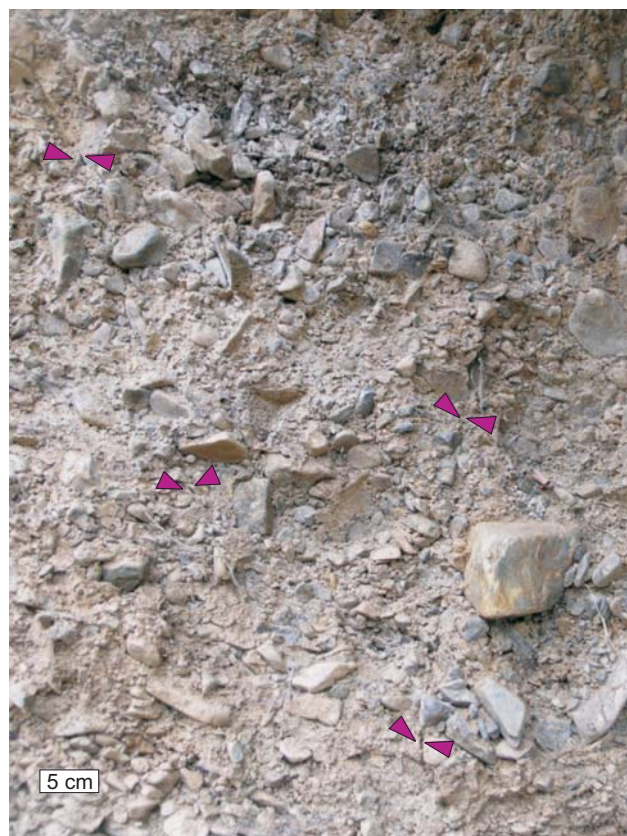
Ryc. 8. Orientacja szczelin tnących klasty; projekcja na dolną półkulę; wielki krąg przedstawia rozciągłość sudeckiego uskoku brzeżnego

Fig. 8. Orientation of clasts-cutting fractures; lower hemisphere plot; large circle denotes the strike of the Sudetic Marginal Fault

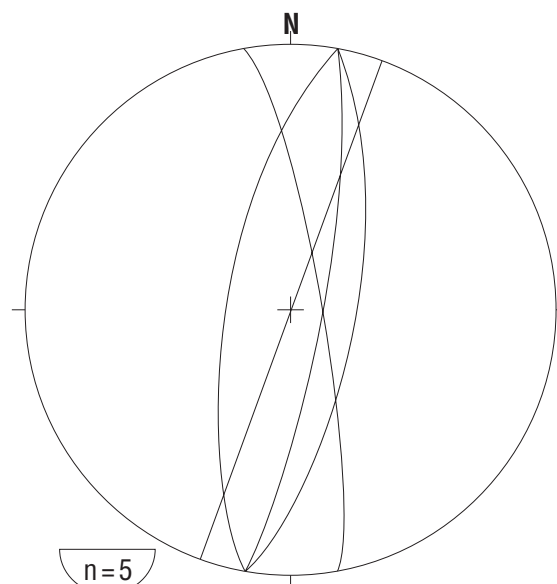


Ryc. 9. Histogram ilustrujący wielkość kąta pomiędzy szczelinami tnącymi klasty a powierzchniami a–b tych klastów

Fig. 9. Histogram showing value of the angle between fracture and the host clast a–b surface



Ryc. 10. Drobne uskoki w górnej (A) części odsłonięcia Janowiec 2
Fig. 10. Small-scale faults in the upper (A) part of the outcrop Janowiec 2



Ryc. 11. Uskoki w żwirach w górnej części odsłonięcia Janowiec 2; projekcja na dolną półkulę

Fig. 11. Faults in gravels in the upper part of outcrop Janowiec 2; lower hemisphere plot

nając klastów. Niektóre z klastów, znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie uskoczków, są zrotowane do pozycji, w której ich powierzchnie a–b są równoległe do powierzchni uskoczków. Uskoki o rozciągłościach N-S zapiadają pionowo lub prawie pionowo (ryc. 11).

Dyskusja i wnioski

Wiek tarasu o wysokości 22 m nad poziom Nysy Kłodzkiej pozostaje otwarty. Na pewno górna część tego tarasu powstała w mezoplejstocenie, prawdopodobnie podczas zlodowacenia odry. Jest ona nieznacznie młodsza od tarasu o wysokości 25 m n.p. rzeki, odrzańskiego, stwierdzonego w stanowisku Janowiec I. Wiek dolnej części może być starszy i związany ze zlodowaczeniami południowopolskimi. Obecność gładów granodiorytowych jednoznacznie wskazuje na ich dostawę z Obniżenia Laskówki w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu lub w pierwszych fazach regresji czoła lądolodu. Prawie kompletne zwietrzenie granodiorytów wskazuje, że wietrzenie zachodziło już po ich depozycji. Warunki do dostawy granodiorytów z obniżenia do Janowca istniały w czasie obu zlodowaceń. Także wietrzenie mogło zachodzić zarówno w czasie interglacjału wielkiego, jak i eemskiego.

Szczeliny tnące klasty są zorientowane w sposób uporządkowany jednak niezależnie od orientacji powierzchni a–b klastów. Cechy te świadczą o tym, że szczeliny tnące klasty powstały w studiowanych żwirach *in situ*. Ponadto, szczeliny tnące klasty są zorientowane w większości (57%) pod kątami mniejszymi niż 80° do powierzchni a–b klastów. Taka orientacja szczelin potwierdza to, że powstały one *in situ* (por. Tokarski & Świerczewska, 2005; Tokarski i in., 2005). Szczeliny jednego z zespołów (NW-SE) są równoległe do rozciągłości sudeckiego uskoku brzeżnego. Cecha ta wydaje się świadczyć o pokrewieństwie genetycznym uskoku i szczelin oraz o aktywności sudeckiego uskoku brzeżnego podczas plejstocenu. Szczeliny drugiego zespołu (N-S) mogą stanowić odpowiednik niskokątnych ścież riedlowskich (R) przy SUB, zakładając dekstralny ruch wzdłuż SUB. Orientacja drobnych uskoczków, występujących w górnej części odsłonięcia, przemawia za przyjęciem takiej hipotezy. Wyniki przedstawionej analizy orientacji spękań tnących klasty dostarczyły pierwszych danych świadczących o tym, że podczas plejstocenu sudecki uskuk brzeżny był (przynajmniej w omawianym rejonie) dekstralnym uskukiem przesuwczym.

Literatura

- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 1998 — Zasięg lądolodów plejstocen-
skich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. Biul.
Państw. Inst. Geol., 385: 9–28.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., KRZYSZKOWSKI D., ZUCHIEWICZ W.,
FARBISZ J. & SROKA J. 2002 — Morphotectonic properties of the
Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin faults, SW Poland, in the
light of geoelectrical resistivity studies. [In:] V. Schenk & Z. Schenk-
ová (Eds.), Recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent
areas. Acta Montana, A, 20(124), Geodynamics: 57–65.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B. & SALAMON T. 2001 — Stanowisko
Skrzypiec strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Odry na przedpolu
Gór Opawskich. [W:] Z. Jary & J. Kida (red.), Osady plejstocen-
skie przedpola Sudetów – XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów
i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław-Jarnołtówek,
23–28. IX.2001, Inst. Geogr. Uniw. Wroc.: 61–66.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B. & ZUCHIEWICZ W. 2004 — Caino-
zoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the

- light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. Acta Geodyna-
mica et Geomaterialia, 1, 3(135): 7–29.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GÓRECKI A. & PRZYBYLSKI B. 2003 —
Sudecki uskuk brzeżny w świetle badań morfometrycznych. [W:] W.
Zuchiewicz (red.), Mater. V Ogólnopol. Konf. „Neotektonika
Polski” Neotektonika a morfotektonika: metody badań, Kraków,
26–27. 09. 2003. Komisja Neotekt. Kom. Bad. Czwart. PAN, ING UJ,
Galicia T. Group, Kraków: 7–14.
- BRODZIKOWSKI K. 1987 — Środowiskowe podstawy analizy i inter-
pretacji glaciektonizmu Europy Środkowej. Acta Universitas Wrat-
słaviensis, 934, Stud. Geogr., 63: 331.
- BULL W.B. 1977 — Tectonic geomorphology of the Mojave Desert.
U.S. Geol. Surv. Contract Rep. 14-08-001-G-394. Office of Earthqu-
akes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif.: 188.
- BULL W. B. 1978 — Geomorphic tectonic activity classes of the south
front of the San Gabriel Mountains, California. U.S. Geol. Surv. Con-
tract Rep. 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and
Engineering, Menlo Park, Calif.: 59.
- CWOJDZIŃSKI S. 1976 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów
w skali 1:25 000 ark. Złoty Stok. Wyd. Państw. Inst. Geol.
- CWOJDZIŃSKI S. & JODŁOWSKI S. 1978 — Ukształtowanie
powierzchni podłoża i geologia kenozoiku południowo-wschodniej
części bloku przedsudeckiego. Kwart. Geol., 22: 181–193.
- GAŹDZIK J. 1960 — Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali
1:25 000 ark. Przyłęk. Wyd. Państw. Inst. Geol.
- KONTNY B. 2003 — Geodezyjne badania współczesnej kinematyki
głównych struktur tektonicznych polskich Sudetów i bloku przedsudec-
kiego na podstawie pomiarów GPS. Z. Nauk. AR we Wrocławiu, 468,
Rozprawy, 202: 1–146.
- KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1997 —
Ewolucja systemu fluwialnego Nysy Kłodzkiej w późnym kenozoiku
na obszarze pomiędzy Kłodzkiem a Kamieńcem Żąbkowickim. [W:] D.
Krzyżkowski & B. Przybylski (red.), Problemy zlodowaceń śród-
kopoloskich w Polsce południowo-zachodniej. Przewodnik IV Konfe-
rencyj Stratygrafia Plejstocenu Polski. Wrocław: 19–54.
- KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1998 — Late
Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodz-
ko and Kamieniec Żąbkowicki, Sudetes Mts, Southwestern Poland.
Geol. Sudetica, 31: 133–155.
- 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).
Elsevier, Geomorphology, 33(2000): 149–166.
- OBERC J., BADURA J., PRZYBYLSKI J. & JAMROZIK L. 1996 —
Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, arkusz Bar-
do Śląskie. Wyd. Państw. Inst. Geol.
- OBERC J. & DYJOR S. 1969 — Uskuk sudecki brzeżny. Biul. Inst.
Geol., 236: 41–142.
- PRZYBYLSKI B. 1998 — Glacial and neotectonic constraints on the
Quaternary evolution of the Fore-Sudetic reach of the Nysa Kłodzka
River. Geol. Quart., 42: 221–238.
- SALAMON T. & BADURA J. 2005 — Stanowisko 5: Potworów. Mor-
fologiczne uwarunkowania depozycji glaciomarginalnej w strefie przed-
pola Gór Bardzkich. [W:] A. Kowalska (red.), Terenowe Warsztaty
Sedymentologiczne Sudety 2005, Specyfika plejstocenijskiej sedymenta-
cji gór i przedgórza. Przew. do wycieczek terenowych, Sudety, 5–9
września 2005: 73–78.
- TOKARSKI A. K. & ŚWIERCZEWSKA A. 2005 — Neofractures ver-
sus inherited fractures in structural analysis: A case study from Quater-
nary fluvial gravels (Outer Carpathians, Poland). Ann. Soc. Geol.
Polon., 75: 95–104.
- TOKARSKI A. K., ŚWIERCZEWSKA A. & ZUCHIEWICZ W. 2005 —
Zastosowanie analizy spękań klastów dla rekonstrukcji neotek-
tonicznych: przykład z Kotliny Sudeckiej (polski segment Karpat zew-
nętrnych). [W:] W. Zuchiewicz, B. Przybylski & J. Badura (red.),
2005. Mater. VI Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski”
Aktywne uskoki Europy Środkowej. Komisja Neotektoniki Komitetu
Badań Czwartorzędu PAN, Oddz. Dolnośląski Państw. Inst. Geol., ING
UJ, Galicia T. Group, Wrocław: 90–97.

Praca wpłynęła do redakcji 20.03.2006 r.
Akceptowano do druku 12.12.2006 r.