

Krzysztof Grzybowski**, Jan Śniadek***

Przedmiotem artykułu są osady czwartorzędowe znajdujące się w rejonie Świnnej Poręby, około 6,5 km na SSE od Wadowic (ryc. 1), w przełomowym odcinku doliny Skawy, oddzielającym Górę Jaroszewicką (544 m npm) od trzonu Beskidu Małego. W omawianym rejonie dolina Skawy ma kierunek SE–NW; jej dno, o szerokości 350–450 m, stanowi powierzchnia tarasu rędzinnego (2–4 m); w badanym odcinku doliny nie zachowała się powierzchnia tarasu najniższego (łęgowego). Średni stan wody w Skawie („wysokość obecnego koryta”) znajduje się około 272 m npm.

Omawiane osady czwartorzędowe leżą na skałach fliszowych (ryc. 2), należących do serii śląskiej (Książkiewicz, 1951, 1953, 1974) — piaskowcach i łupkach warstw godulskich środkowych oraz piaskowcach z przewarstwieniami mułowców i łupków warstw istebniańskich dolnych, graniczących ze sobą w strefie uskoku Świnnej Poręby (Książkiewicz, 1974), który jest częścią wielkiego uskoku lewoprzesuwczego (uwarunkowanego przez rozłam wgłębny) Wadowice–Jordanów (Żytko, 1981). Około 3 km na północ od Świnnej Poręby przebiega linia nasunięcia płaszczowiny śląskiej na płaszczowinę podśląską.

W 1996 r. lewe zbocze doliny zostało rozcięte przez wykop (ryc. 2) wykonany dla przelewu zapory wodnej budowanej przez Okręgową Dyрекcję Gospodarki Wodnej w Krakowie. W tej części zbocza, na wysokości 305–295 m

npm (33–23 m nad obecnym korytem Skawy), nachylenie powierzchni terenu wynosiło około 10°. W opracowaniach kartograficznych (Książkiewicz, 1953) były tu zaznaczone wychodne warstw istebniańskich dolnych.

Oś wykopu była zorientowana w przybliżeniu południkowo. Utwory geologiczne odsłonięte w wykopie przedstawiamy w 2 profilach (ryc. 3).

W profilu I, obejmującym fragment zachodniej ściany wykopu, ciemnoszare łupki i mułowce warstw istebniańskich dolnych są ścięte na wysokości 292,7 m npm (20,7 m nad obecnym korytem Skawy) przez powierzchnię erozyjną, w przybliżeniu poziomą. Zarówno mułowce i łupki, jak i przeważające w pobliżu piaskowce są silnie zwietrzałe.

Całkowita miąższość osadów czwartorzędowych znajdujących się powyżej warstw istebniańskich dolnych przekracza 10 m, profil I obejmuje jednak tylko dolną część tych osadów. Ustalenie litostratygrafii części górnej, w której osady były zaburzone przez koparkę, wymaga przeprowadzenia dodatkowych badań.

W profilu I wyróżniamy 3 zespoły litostratygraficzne:

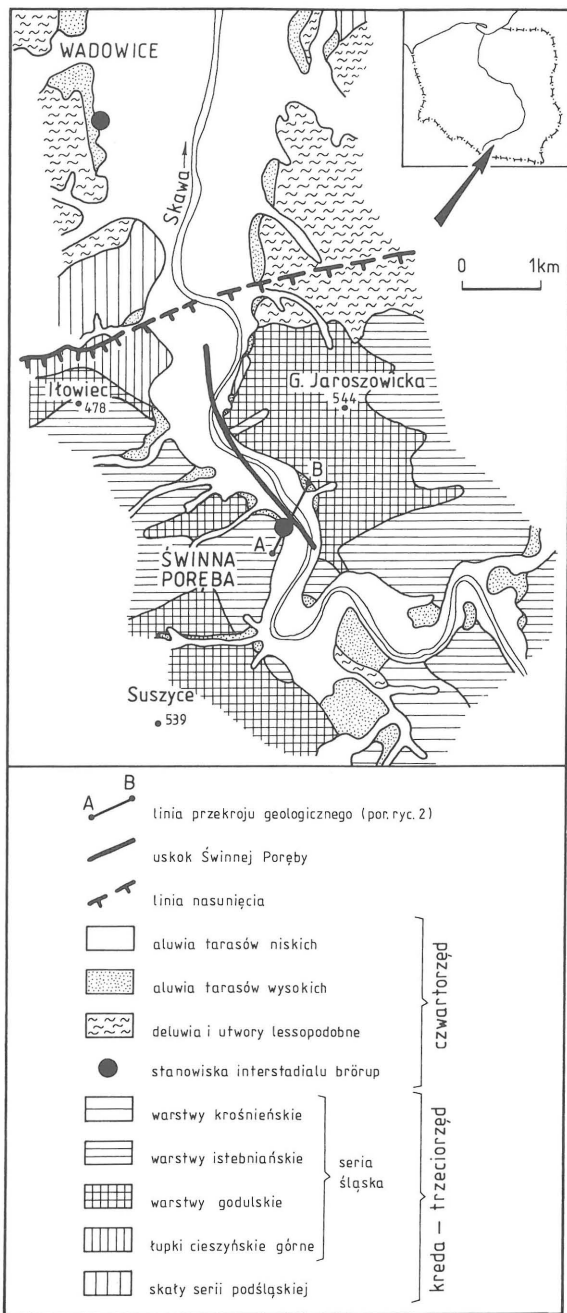
1. Bezpośrednio na łupkach i mułowcach warstw istebniańskich leży cienka (10 cm) warstwa mułku (a), który jest prawdopodobnie redeponowanym materiałem zwietrzelinowym.

2. Wyżej znajduje się zespół złożony z żwirów, piasków i mułków (b) o całkowitej miąższości 1,7 m, określony jako aluwia starsze. Dolną część tego zespołu tworzą żwiry z otoczkami piaskowców, pochodzącymi przeważnie z niszczenia warstw istebniańskich. Otoczki te, do 10 cm długości, są przeważnie słabo obtoczone i obtoczone (2 i 3 stopień obtoczenia według wzorca Roniewicza, 1986). Są one przeważnie lekko nachylone ku E i SE, co może świadczyć o

*Badania zostały wykonane częściowo w ramach tematu badawczego BW 1344/4

**Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

***Okręgową Dyрекcję Gospodarki Wodnej, ul. Piłsudskiego 22, 31-109 Kraków



Ryc. 1. Szkic geologiczny okolic Świnnej Poręby według Książkiewicza (1953, uproszczony i uzupełniony)

kierunku paleoprzepływu ku W lub WNW. Matriks jest żwirowo-piaskowy, złożony głównie z ziarn kwarcu i piaskowca; frakcje drobniejsze stanowią domieszkę nieznaczną. Są to zapewne osady facji korytowej rzeki roztokowej.

W górnej części omawianego zespołu znajdują się przewarstwienia piasków i mułków, a także warstwa drobnego żwirku. Osady te świadczą o zmniejszeniu energii przepływu, być może o zmianie koryta. Część materiału może pochodzić ze splukiwania zbocza.

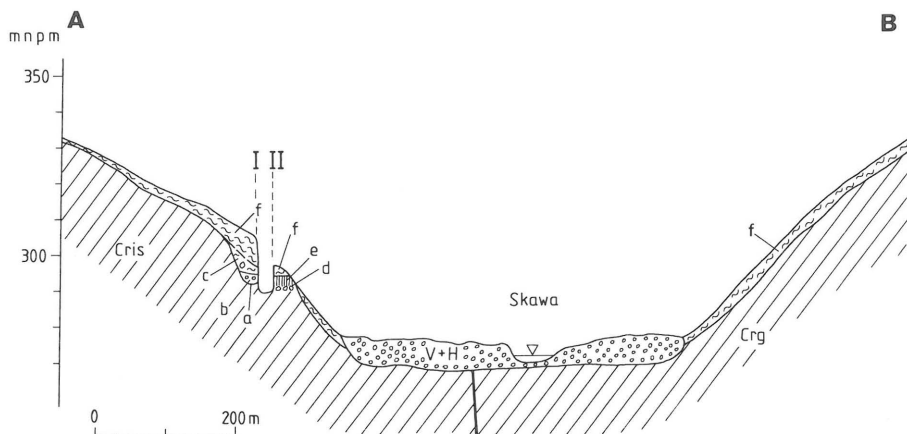
3. Zespół górny (c) obejmuje gliny żółte i szare, w których tkwią równoległoboczne, kanciaste okruchy i bloki (do 0,5 m) zwierzęcych piaskowców warstw istebniańskich. Znaczna część tych bloków wykazuje łagodne nachylenie ku E. Omawiany zespół jest niewątpliwie osadem stokowym. Przypomina on piaski z okruchami piaskowców, łączone w Wadowicach (Sobolewska i in., 1964) z gromadzeniem osypisk u podnóża skarpy, może też jednak być uznany za koluwia osuwiskowe.

Profil II (około 25 m na E od profilu I) jest reprezentatywny dla wschodniej ściany wykopu. W profilu tym piaskowce (z licznymi przeławieniami mułowców i łupków) warstw istebniańskich dolnych są również ścięte przez subhoryzontalną powierzchnię erozyjną, która jednak znajduje się o 2,4 m niżej niż powierzchnia opisana w profilu I (290,3 m n.p.m., tzn. 18,3 m nad Skawą. W leżących nad tą powierzchnią osadach czwartorzędowych wyróżniamy również 3 zespoły litostratigraficzne — różniące się znacznie od zespołów z profilu I.

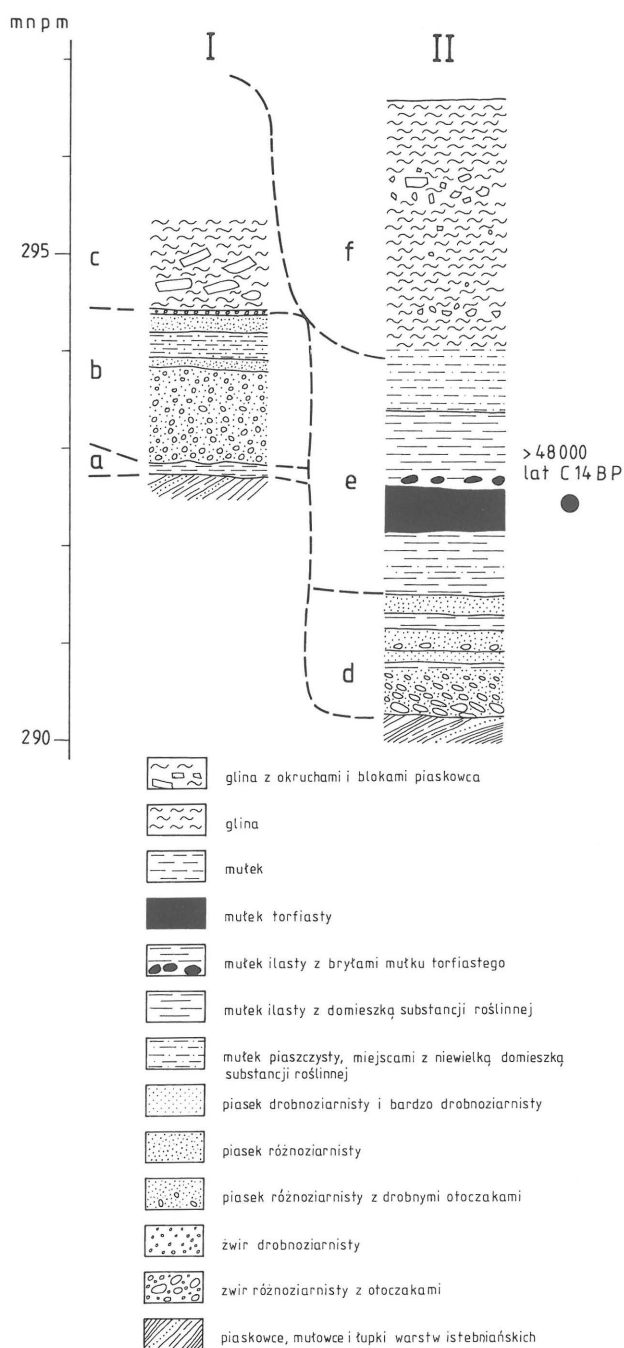
1. W zespole dolnym (d), o miąższości całkowitej 1,25 m, przeważają żwiry i piaski.

Żwiry tworzą warstwę najniższą, o miąższości 0,4 m. Zawierają one otoczaki skał fliszowych, głównie piaskowców, w większości nie pochodzących z warstw istebniańskich dolnych, lecz z serii fliszowych znajdujących się w dolinie Skawy powyżej Świnnej Poręby (warstw godulskich i krośnieńskich). Rozmiary tych otoczków mieszczą się przeważnie w granicach 4–10 cm, ale długość wielu z nich sięga 40–50 cm. Są one w znacznej części (30–50%) dyskowate, przeważnie obtoczone i słabo obtoczone (obtoczonych jest więcej niż w zespole b), ułożone dość gęsto, poziomo lub z łagodnym nachyleniem ku S i w kierunkach zbliżonych. Przestrzenie między nimi wypełnia matrix złożona z drobnego żwiru, piasku oraz materiału frakcji drobniejszych, których udział jest wyraźnie większy niż w zespole b; w górnej części omawianej warstwy matrix stanowi lokalnie szary mułek.

Wyżej znajdujące się piaski są reprezentowane przez dwie odmiany: piaski różnoziarniste z domieszką żwiru oraz dość dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste. W obu tych odmianach przeważają ziarna kwarcu,



Ryc. 2. Uproszczony przekrój geologiczny przez dolinę Skawy w rejonie Świnnej Poręby (por. ryc. 1); I, II — profile osadów młodoplejstocenijskich, Crg — warstwy godulskie, Cris — warstwy istebniańskie (uskoki rozdzielający te warstwy symbolizuje strefę uskoku), a–e — osady wczesnego glacjału zlodowacenia wiśły: a — zwierzelina, b — aluwia starsze, c — koluwia, d — aluwia młodsze, e — osady starorzecza, f — osady soliflukcyjne



Ryc. 3. Profile osadów młodoplejstocenijskich w wykopie dla przelewu zapory wodnej w Świnnej Porębie: I — fragment ściany zachodniej, II — fragment ściany wschodniej, a–e — osady wczesnego glacjału zlodowacenia wisły; V+H — młodzi pleniglacjał zlodowacenia wisły, w części przypowierzchniowej — holocen

ale znaczącą domieszkę stanowią skalenie i minerały ciemne.

Warstwy piasku są rozdzielone przez cienkie warstwy mułku, zawierające niewielką domieszkę rozproszonej substancji roślinnej, a sporadycznie również makroszczałki flory (gałązki).

Opisane wyżej osady przypisujemy rzece roztokowej. Początkowo miejsce profilu znajdowało się w strefie czynnego koryta; później koryto to zostało opuszczone i było zalewane tylko podczas wezbrań. Epizodycznie materiał był donoszony przez spłukiwanie.

Pozycja hipsometryczna oraz cechy petrograficzne i strukturalno-teksturalne nie pozwalają na bezpośrednią ko-

relację omawianych osadów z zespołem b z profilu I (od którego osady te są z pewnością młodsze).

2. W zespole środkowym (e), o miąższości 3,45 m, główną część osadu stanowią szare i ciemnoszare mułki ilaste, zawierające zmienną, ale na ogół znaczącą domieszkę rozproszonej substancji roślinnej; tylko w górnej części tego zespołu przeważają jasnoszare mułki piaszczyste, miejscami przechodzące w gliny. W mułkach tych dominuje kwarc, a zawartość zwietrzałych skaleni i minerałów ciemnych jest wyraźnie mniejsza niż w osadach zespołu dolnego, co świadczy zapewne o bardziej intensywnym wietrzeniu chemicznym i o cieplejszym klimacie.

W środkowej części zespołu znajduje się warstwa czarnego mułku torfiastego o miąższości sięgającej 0,5 m; w górnej części tej warstwy wyróżniają się dwa poziomy zawierające liczne, poziomo ułożone szczątki drewna o długości do 40 cm. Osad ten nie zawiera przewarstwień materiału detrytycznego. Wyżej, w ciemnoszarym mułku ilastym tkwią bryły mułku torfiastego, świadczące o rozmywaniu dna.

7,5 m na północ od profilu I, w zespole środkowym znajdują się cztery warstwy czarnego mułku torfiastego (miąższości od dołu: 11 cm, 10 cm, 20 cm i 20 cm), przedzielone warstwami mułku piaszczystego i mułku ilastego, a także warstwy piasku drobnoziarnistego i bardzo drobnoziarnistego. Do tego miejsca docierały zapewne częściowej dostawy materiału ze zbrocza.

Przedstawiona wyżej charakterystyka litologiczna i sytuacja geologiczna zespołu środkowego pozwalają związać te osady ze środowiskiem starorzecza.

Na podstawie wstępnych wyników analizy palinologicznej próbek pobranych z omawianego zespołu K. Bińka stwierdza obecność roślinności wodnej oraz traw i turzyc. Próbkę mają jednak charakter zdecydowanie leśny. Pełny profil jest w toku opracowania, ale według K. Bińki (informacja ustna) już wyniki wstępne pozwalają na korelację omawianych osadów z osadami interstadiału brörup opisanymi w odległym o 5 km profilu „cegielni południowej” w Wadowicach (Sobolewska i in., 1964, zob. ryc. 1) oraz w Kątach (Mamakowa i in., 1975).

Wiek próbki mułku torfiastego z warstwy odpowiadającej górnej części 0,5-metrowej warstwy z omawianego profilu został określony metodą C-14 (Gd 11276) jako starszy niż 48 000 lat BP. Ten wynik datowania nie wyklucza przedstawionej wyżej korelacji — a raczej wzmacnia przemawiające za nią przesłanki.

3. Zespół górny (f), o całkowitej miąższości 2,65 m, tworzą gliny szarozółte (w dolnej części brunatnozółte), piaszczyste (miejscami przechodzące w mułki), zawierające cienkie i nieciągłe smugi ilaste i piaszczyste oraz nieobtoczone okruchy piaskowców pochodzące z niszczenia warstw istebniańskich; okruchy te są przeważnie słabiej zwietrzałe niż w zespole górnym w profilu I. Są one szczególnie liczne 0,75–1,05 m i 2,15–2,20 m poniżej obecnej powierzchni terenu; w tych poziomach rozmiary okruchów sięgają 20 cm. We frakcjach drobniejszych zawartość skaleni i minerałów ciemnych jest większa niż w zespole środkowym. Wymienione cechy glin i okruchów wskazują na zmniejszenie intensywności wietrzenia chemicznego, związane zapewne z pogorszeniem się warunków klimatycznych.

Dolna część omawianego zespołu zawiera niewątpliwe ślady działalności procesów iluwalnych, były to jednak procesy epigenetyczne.

Osady zespołu górnego są z pewnością efektem przemieszczenia materiału na zboczu. W nawiązaniu do wielu karpackich profili osadów czwartorzędowych (Sobolewska

i in., 1964; Starkel, 1969, 1984, 1988) przemieszczenie to można związać z soliflukcją. Z tego m. in. powodu osady zespołu górnego z profilu II można uznać za młodsze od osadów zespołu górnego z profilu I (c); mogą się one znajdować ponad profilem I, w tej części osadów stokowych, której zaburzenia antropogeniczne uniemożliwiły nam tymczasowo opracowanie wiarygodnej litostratygrafii.

Na podstawie zbadanych profili odtwarzamy następujące etapy kształtowania odcinka zbocza doliny Skawy:

1. Wietrzenie mułowców, piaskowców i łupków warstw istebniańskich.

2. Erozja rzeczna boczna (wcześniej zapewne wgłębna). Efektem tej erozji jest cokoł erozyjny wcięty w skałach warstw istebniańskich; fragment tego cokołu jest odsłonięty w profilu I 20,7 m nad obecnym korytem Skawy.

3. Epizod wyścielania cokołu erozyjnego materiałem zwietrzelinowym (zespół a w profilu I).

4. Akumulacja aluwiów starszych (żwirów, piaski i mułki — zespół b w profilu I) co najmniej do 22,4 m nad obecnym korytem Skawy (w pierwszym okresie tej akumulacji towarzyszyła jeszcze erozja boczna).

5. Erozja rzeczna wgłębna do 18,3 m nad obecnym korytem Skawy (profil II). Erozja ta (głębokość wcięcia ok. 4 m) doprowadziła do utworzenia niższego cokołu erozyjnego oraz listwy tarasu zbudowanego z aluwiów starszych. Jej efektem było też zmniejszenie stępczości zbocza doliny: na powierzchni tarasu zaczęły gromadzić się koluwia (c).

6. Akumulacja aluwiów młodszych (żwirów, piasków i mułków zespołu d) częściowo z udziałem procesów stokowych.

7. Utworzenie starorzecza i wypełnienie tego starorzecza przez osady bagienne (e) co najmniej do 22 m nad obecnym korytem Skawy.

8. Przykrycie osadów starorzecza przez młodsze osady stokowe (f).

Na podstawie dotychczasowych wyników badań palinologicznych i korelacji z osadami młodopлейstocenijskimi zbadanymi w glinianie „cegielni południowej” w Wadowicach (Sobolewska i in., 1964), osady starorzecza można związać z interstadiem brörup zlodowacenia wisły. Najprawdopodobniej aluwia młodsze (d), znajdujące się bezpośrednio poniżej osadów starorzecza, pochodzą z bezpośrednio starszej części tego samego interstadiu. Co więcej, niewielkie wcięcie erozji, która poprzedziła akumulację aluwiów młodszych i sytuacja geologiczna aluwiów starszych (b) pozwalają związać i te aluwia z przeszłością niezbyt odległą — z początkiem interstadiu brörup lub z niewiele starszym epizodem wczesnego glacjału zlodowacenia wisły.

Z interstadiem brörup można również związać koluwia (c) przykrywające aluwia starsze. Natomiast młodsze osady stokowe (f) zostały zapewne utworzone podczas starszego lub młodszego pleniglacjału.

W świetle przedstawionych wyżej danych można uznać, że w zbadanym odcinku zbocza doliny Skawy znajdują się osady dwóch tarasów akumulacyjnych, których powierzchnie (przykryte przez osady stokowe) rozciągają się ponad 22 m powyżej obecnego koryta Skawy. Związek tych tarasów z wczesnym glacjałem zlodowacenia wisły potwierdza znany już fakt, że osady tarasów wysokich i średnich, łączone dawniej w dolinie Skawy ze zlodowaceniem krakowskim i śródkowopolskim (Klimaszewski, 1948; Książkiewicz, 1951) są w rzeczywistości znacznie młodsze.

Na podstawie rozmieszczenia osadów znajdujących się w dnie doliny (ryc. 2) do wymienionych wyżej etapów można dopisać dwa następne:

9. Erozja rzeczna wgłębna do 4 m poniżej obecnego koryta Skawy (głębokość wcięcia co najmniej 26 m!).

10. Akumulacja głównej części osadów tarasu rędzinnego (żwirów z otoczkami, V + H).

Wiek tych dwóch etapów rozwoju doliny Skawy jest trudny do ustalenia. W opracowaniach regionalnych dotyczących rozwoju rzeźby Polski Południowej (Starkel, 1984, 1995) przyjmuje się zazwyczaj, że erozja rzeczna wgłębna była aktywna w interglacjale eemskim i we wczesnym glacjałem zlodowacenia wisły oraz w interpleniglacjale i w późnym glacjałem, a w okresach pleniglacjałnych w dnach dolin rzecznych przeważała agradacja. Głębokie rozcięcie aluwiów interstadiu brörup w dolinie Skawy koło Graboszyca (8 km na NNW od Wadowic)m, Bober i in. (1980) związali jednak z tym samym interstadiem, a znajdujące się w tym odcinku doliny listwy tarasów niewiele wyższych od tarasu rędzinnego (*op. cit.*, ryc. 3) mogą świadczyć o akumulacji rzecznej w starszym pleniglacjale w dolinie wyciętej już do głębokości zbliżonej do obecnej. O erozji niewiele młodszej od interstadiu brörup i starszej od starszego pleniglacjału można też wnioskować na podstawie przekroju przez dolinę Skawy w Wadowicach (Grzybowski & Bińka, 1997). Można zatem przypuszczać, że głębokie wcięcie erozyjne w Świnnej Porębie (ryc. 2), miało miejsce na przełomie wczesnego glacjału i starszego pleniglacjału, że w przełomowym odcinku doliny osady starszego pleniglacjału nie zachowały się na powierzchni terenu i że główna część osadów tarasu rędzinnego reprezentuje młodszy pleniglacjał.

Głębokie wcięcie erozyjne mogłoby być związane z działalnością młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych. Na działalność tych ruchów w omawianej części doliny Skawy wskazywali Rączkowski i in. (1984) i Zuchiewicz (1991, 1995). Można by z nimi łączyć „eemski i wczesnovistulański etap intensywnej erozji” (Zuchiewicz, 1995), ale erozja (i powodujące tę erozję ruchy) trwała w dolinie Skawy dłużej niż w innych dolinach karpackich (według Zuchiewicza, 1995 — 130–90 ka).

Autorzy dziękują Pani Profesor dr hab. Annie Pazdur za datowanie osadów metodą C-14.

L i t e r a t u r a

- BOBER L., NOWICKA D. & WÓJCIK A. 1980 — Rocz. Pol. Tow. Geol., 50: 119–137.
- GRZYBOWSKI K. & BIŃKA K. 1997 — Kwart. Geol., 41 (w druku).
- KLIMASZEWSKI M. 1948 — Pr. Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 7: 1–235.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951 — Objaśnienia arkusza Wadowice. Państw. Inst. Geol.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1953 — Mapa geologiczna arkusza Wadowice, 1 : 50 000. Inst. Geol.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1974 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Sucha Beskidzka. Wyd. Geol.
- MAMAKOWA K., MOOK W.G. & ŚRODOŃ A. 1975 — Acta Palaeobot., 16: 147–172.
- RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A. & ZUCHIEWICZ W. 1984 — Tectonophysics, 108: 51–69.
- RONIEWICZ P. 1986 — [W:] Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej. Wyd. Geol.
- SOBOLEWSKA M., STARKEL L. & ŚRODOŃ A. 1964 — Fol. Quater., 16: 1–64.
- STARKEL L. 1969 — Biul. Perygl., 18: 349–379.
- STARKEL L. 1984 — [W:] Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, kenozoik, czwartorzęd. Wyd. Geol.
- STARKEL L. 1988 — Quater. Stud. Pol., 8: 49–60.
- STARKEL L. 1995 — Stud. Geom. Carpat.-Balcan., 29: 5–40.
- ZUCHIEWICZ W. 1991 — Episodes, 14: 116–124.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Fol. Quater., 66: 145–204.
- ŻYTKO K. 1981 — Kwart. Geol., 25: 428–429.