



Akademia Górniczo-Hutnicza
im. Stanisława Staszica w Krakowie
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska

JANUSZ OLSZAK

**Poziomy teras fluwialnych
jako zapis ewolucji dolin Kamienicy i Ochotnicy
w Gorcach**

Rozprawa doktorska napisana pod kierunkiem
dr. hab. inż. Grzegorza Haczewskiego

Kraków 2006

1. Wstęp	5
1.1. Wprowadzenie	5
1.2. Teren badań	5
1.3. Metodyka badań	6
1.4. Przegląd badań nad terasami w dolinie Dunajca od Pienin po Kotlinę Sądecką ...	8
1.5. Przegląd badań nad formowaniem się teras w zmiennych warunkach środowiska w czwartorzędzie	12
1.6. Klimat polskich Karpat fliszowych w plejstocenie i jego wpływ na procesy morfogenetyczne	15
1.7. Budowa geologiczna dorzecza Kamienicy i Ochotnicy	18
2. Analiza teras Kamienicy i Ochotnicy	24
2.1. Charakterystyka zachowanych poziomów teras	24
2.1.1. Dolina Kamienicy	24
2.1.2. Dolina Ochotnicy	29
2.1.3. Zboczowe spłaszczenia erozyjno-denudacyjne	32
2.2. Wiek teras	33
2.3. Parametry żwiru w pokrywach aluwialnych teras	36
2.4. Wyniki badań georadarowych GPR	42
3. Rozwój teras w dolinach Kamienicy i Ochotnicy	47
4. Rekonstrukcja ewolucji dolin Kamienicy i Ochotnicy na podstawie zachowanych fragmentów teras fluwialnych	54
4.1. Dolina Kamienicy	54
4.2. Dolina Ochotnicy	59
4.3. Ujęciowe odcinki dolin do Dunajca	62
4.4. Porównanie ewolucji dolin Kamienicy i Ochotnicy	64
5. Wnioski	68
6. Literatura	69

Fig. 1. Doliny objęte badaniami.....	6
Fig. 2. Schematyczny obraz poglądów na wiek i genezę teras w Karpatach Zachodnich – głównie w dolinie Dunajca	9
Fig. 3. Zmiany w stosunku izotopów tlenu w rdzeniu V28-238	16
Fig. 4. Mapa geologiczna terenu badań i okolic	19,20
Fig. 5. Terasy czwartorzędowe Kamienicy i Ochotnicy	załącznik nr 1
Fig. 6. Fragment terasy T ₁ na prawym zboczu doliny Kamienicy w Zabrzeży	25
Fig. 7. Osady terasy T ₃ w Gromalach	26
Fig. 8. Pokrywa żwirowa terasy T ₁ w Tylmanowej.....	29
Fig. 9. Osady terasy T ₃ na lewym zboczu doliny Ochotnicy w Janczurach.....	30
Fig. 10. Żwir w pokrywie osadowej terasy T ₄ na lewym zboczu doliny Ochotnicy w Tylmanowej.....	31
Fig. 11. Korelacja teras dolin Kamienicy i Ochotnicy z terasami w dolinie Dunajca	34
Fig. 12. Stratygrafia późnego plejstocenu Polski wg Lindnera (1992) i Mojskiego (2005) ...	35
Fig. 13. Klasyfikacja nie nadzorowana za pomocą analizy skupień próbek z pokryw aluwialnych teras Kamienicy	40
Fig. 14. Średnie ważone wartości stopnia zwietrzenia i stopnia obtoczenia w próbkach żwiru w dolinie Kamienicy.....	40
Fig. 15. Klasyfikacja nie nadzorowana za pomocą analizy skupień próbek z pokryw aluwialnych teras Ochotnicy	41
Fig. 16. Średnie ważone wartości stopnia zwietrzenia i stopnia obtoczenia w próbkach żwiru w dolinie Ochotnicy.....	41
Fig. 17. Interpretacja echogramu G7 z Kamienicy	44
Fig. 18. Interpretacja echogramu G10 (fragment) z Rzek.....	45
Fig. 19. Fragment echogramu ilustrujący źródła ugięć fali elektromagnetycznej.....	46
Fig. 20. Rozwój teras w dolinach Kamienicy i Ochotnicy.....	48,49
Fig. 21. Eksperymentalny wpływ zmienności klimatu na procesy zachodzące w dolinach rzecznych	50
Fig. 22. Profile podłużne czwartorzędowych teras dolin Kamienicy i Ochotnicy ..	załącznik nr 2
Fig. 23. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P1 w Zabrzeży	55

Fig. 24. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P2 w Kamienicy	56
Fig. 25. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P3 w Kamienicy	57
Fig. 26. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P4 w Szczawie	57
Fig. 27. Interpretacja ewolucji doliny Ochotnicy wzdłuż przekroju nr P5 w Tylmanowej	60
Fig. 28. Interpretacja ewolucji doliny Ochotnicy wzdłuż przekroju nr P6 w Ochotnicy Dolnej	60
Fig. 29. Interpretacja ewolucji doliny Ochotnicy wzdłuż przekroju nr P7 w Ochotnicy Górnej.....	61
Fig. 30. Ujście Ochotnicy do Dunajca	64
Fig. 31. Średnie tempo rozcinania dolin w dolnym i środkowym biegu rzek Kamienicy i Ochotnicy.....	65
Fig. 32. Średnia wysokość względna koryt skalnych dolin w kolejnych etapach formowania się teras	66
Tab. 1. Wiek czwartorzędowych teras Kamienicy i Ochotnicy	33
Tab. 2. Liczebność przedziałów cech próbek żwiru w dolinie Kamienicy	37
Tab. 3. Liczebność przedziałów cech próbek żwiru w dolinie Ochotnicy.....	38

1. WSTĘP

1.1. Wprowadzenie

Niniejsza rozprawa przedstawia charakterystykę teras fluwialnych w dolinach Kamienicy i Ochotnicy, wyjaśnia rozwój tych teras oraz prezentuje ewolucję obu dolin od okresu zlodowacenia Sanu 1 do dziś. Przedstawiony jest tu również efekt wzajemnego oddziaływania ujściowych odcinków bocznych dopływów (Kamienica i Ochotnica) oraz walnej doliny tranzytowej (Dunajec), do której uchodzą.

Terasy fluwialne są formami powszechnymi w dolinach rzecznych niezależnie od strefy klimatycznej. Mogą występować w kilku poziomach, świadcząc o zmianach wysokości położenia dna doliny. Zachowane do dziś fragmenty teras możemy zatem wykorzystać przy rekonstrukcji ewolucji dolin rzecznych.

Zmienność warunków klimatycznych, pionowe ruchy skorupy ziemskiej oraz wpływ działalności człowieka, to czynniki, które głównie kształtują system fluwialny i obraz teras na danym obszarze. Odseparowanie roli każdego z tych czynników jest trudne, gdyż w wielu przypadkach oddziaływały one na dolinę równocześnie. W ostatnich latach wykonywane są symulacyjne i modelowe badania, które pozwalają na testowanie hipotez dotyczących rozwoju systemu fluwialnego. Łatwiejsza do wyjaśnienia wydaje się historia odcinków dolin, mających ujście bezpośrednio do oceanu. W tej strefie dominujący wpływ na ewolucję dolin wywarły wahania poziomu morza uwarunkowane zmianami klimatu w plejstocenie. Ewolucja dolin znajdujących się w głębi lądu, w obrębie na przykład polskich gór średnich wymaga uwzględnienia większej ilości czynników. Tutaj zmiany poziomu oceanu światowego nie miały już znaczenia, ale istotne były procesy wywołane zróżnicowanymi warunkami klimatycznymi i pionowymi ruchami skorupy ziemskiej. W takim obszarze znajdują się doliny Kamienicy i Ochotnicy (polskie Karpaty Zewnętrzne). W dolinach tych zachowały się do dziś fragmenty siedmiu poziomów teras fluwialnych powstałych w plejstocenie i holocenie. Najstarsze fragmenty teras powstały w okresie zlodowacenia Sanu 1 i mają do 74 m wysokości względnej.

1.2. Teren badań

Doliny rzek Kamienicy i Ochotnicy są usytuowane w środkowej części polskich Karpat Zewnętrznych. Zlewnie tych rzek odwadniają zachodnią część Gorców i fragment południowej części Beskidu Wyspowego (Kondracki 1998; Fig. 1). Wchodzą one w skład



Fig. 1. Doliny objęte badaniami (linia ciągła oznacza fragmenty dolin objęte kartowaniem).

lewostronnej części dorzecza Dunajca i na odcinku od Pienin po Kotlinę Sądecką są jego największymi dopływami. Dolina Dunajca, zwłaszcza jej odcinek od Pienin po Kotlinę Sądecką, jest jedną z lepiej zbadanych dolin w polskich Karpatach Zewnętrznych pod względem budowy i wieku teras rzecznych. Taki stan wiedzy jest dobrym odniesieniem dla badań w dolinach bocznych i pozwala na lepsze zbadanie relacji między doliną Dunajca i jej dopływami.

1.3. Metodyka badań

Podjęcie powyższego zadania wymagało szczegółowego geomorfologicznego kartowania dolin Kamienicy i Ochotnicy. Kartowanie polegało na wyznaczeniu zachowanych teras z uwzględnieniem ich: budowy wewnętrznej, stanu zachowania, względnej wysokości (ponad współczesny poziom koryta rzeki), położenia i wysokości cokołu skalnego, miąższości pokrywy aluwialnej. Wyniki obserwacji terenowych nanosiłem na mapę topograficzną w skali 1:5 000 (otrzymaną poprzez powiększenie mapy topograficznej w skali 1: 10 000). Wysokości teras i cokołów skalnych wyznaczyłem za pomocą odbiornika GPS (Global Positioning System) lub za pomocą wysokościowych punktów geodezyjnych na mapie. Kartowaniem został objęty odcinek doliny Kamienicy od ujścia po granicę Gorczańskiego Parku Narodowego (25 km) oraz odcinek doliny Ochotnicy od ujścia po przysiółek Forędówki (17 km). Górne odcinki obu dolin pominąłem ze względu na bardzo słabe zachowanie teras lub ich brak. Na podstawie powyższych obserwacji

terenowych wykonałem wielkoformatową mapę rozmieszczenia teras rzecznych w obu dolinach oraz profile podłużne dolin z uwzględnieniem wysokości teras.

W dolinie Kamienicy na powierzchniach wybranych teras wykonano kilka sondażowych profili GPR (Ground Penetrating Radar) georadarem RAMAC. Badania te wykonałem we współpracy z dr. inż. J. Karczewskim (Zakład Geofizyki, WGGiOŚ AGH). Zastosowanie metody georadarowej było próbą możliwości wykorzystania tej metody dla wyznaczenia miąższości i budowy pokryw aluwialnych teras.

Prace terenowe objęły również badania wskaźnikowe żwirów z różnowiekowych pokryw aluwialnych teras. Pobrałem 45 próbek żwiru wzdłuż całego badanego odcinka każdej z dolin. Rozmieszczenie miejsc pobrania próbek było na tyle równomierne, na ile pozwalała na to ilość odkrywek. Każda próbka żwiru liczyła 100 klastów. Miejsce pobrania w profilu pionowym odkrywki było przypadkowe, ale zazwyczaj w miejscu gdzie jakość odsłonięcia była najlepsza. Po pobraniu, żwir został rozsiany na sitach o rozmiarach oczek zgodnych z układem Φ . Do analiz wyselekcjonowałem tylko klasty o frakcji 16-32 mm, gdyż zdaniem Rutkowskiego (1995) jest ona najkorzystniejsza dla badań wskaźnikowych. Klasty wchodzące w skład każdej próbki poddałem analizie uwzględniając następujące cechy: typ petrograficzny, stopień obtoczenia i stopień zwieterzenia klastów. Typ petrograficzny określiłem po rozbiciu młotkiem każdego otoczaka. Wydzieliłem grupy petrograficzne: piaskowiec drobnoziarnisty, piaskowiec średnioziarnisty, piaskowiec gruboziarnisty, zlepieniec oraz skały inne. Na podstawie skali obtoczenia żwirów według Krumbeina (1941) wydzieliłem pięć przedziałów stopnia obtoczenia klastów: ostrokrawędziste (w skali Krumbeina klasty o współczynniku obtoczenia 0,1 i 0,2; ostre wszystkie krawędzie klastów), słabo obtoczone (współczynnik obtoczenia 0,3 i 0,4; lekko starte krawędzie), obtoczone (współczynnik obtoczenia 0,5 i 0,6; znacznie starte krawędzie, ale pozostają jeszcze powierzchnie płaskie), dobrze obtoczone (współczynnik obtoczenia 0,7 i 0,8; powierzchnie płaskie są już nieznaczne), bardzo dobrze obtoczone (współczynnik obtoczenia 0,9 w skali Krumbeina; brak zupełnie powierzchni płaskich). Stopień zwieterzenia określiłem w czterostopniowej skali: nie zwieterzały (brak jakichkolwiek przebarwień w klastach), słabo zwieterzały (płytkie przebarwienia od zewnątrz klastów i wzdłuż spękań), dobrze zwieterzały (zupełnie przebarwiony), zupełnie zwieterzały (rozpada się poddany lekkiemu naciskowi). Otrzymane dane posłużyły do dalszych analiz matematycznych. Została wykonana między innymi analiza skupień, czyli konstrukcja dendrogramu i wyznaczenie podobieństwa między obiektami (żwirem w próbkach). W tym celu wykorzystałem program Statistica firmy StatSoft w wersji 6.1.

Według międzynarodowej tabeli stratygraficznej (Gradstein i in. 2004) zaleconej do użytku przez Międzynarodową Unię Nauk Geologicznych (IUGS) w roku 2004 nie ma już jednostki o nazwie *czwartorzęd*. Propozycja ta nie znalazła jednak powszechnego uznania wśród naukowców (Marks 2005). Ciągłe trwają dyskusje nad zachowaniem *czwartorzędu*, a ich rozstrzygnięcie ma zapisać podczas Światowego Kongresu Geologicznego (IGC) w 2008 r. w Oslo. W rozprawie tej stosuję tradycyjny podział ery kenozoicznej i w dalszym tekście używam nazwy *czwartorzęd* w dotychczasowym rozumieniu.

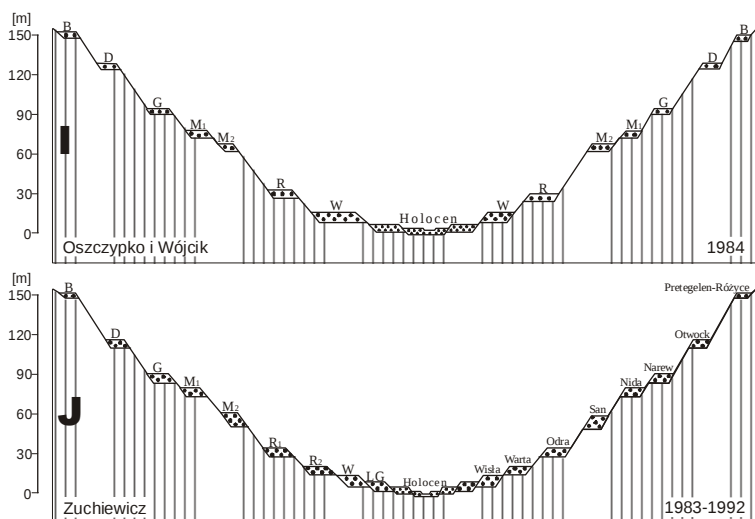
1.4. Przegląd badań nad terasami w dolinie Dunajca od Pienin po Kotlinę Sądecką

Terasy rzeczne są formami, które w dolinie Dunajca były najwcześniej rozpoznane i badane. Problem teras rzecznych jako pierwszy poruszył Alth (1877). Opisywał on terasy Kotliny Sądeckiej i Zakliczyńskiej zbudowane ze żwirów i glin. Kilka lat później Uhlig (1888) wyróżnił dwie terasy osadowe: wyższą (10-20 m ponad dno doliny) wieku dyluwialnego (plejstocénskiego) i niższą (3-5 m) aluwialną, czyli holocénską (Fig. 2A). Wyższą terasę opisywał jako żwirowo-piaszczystą, niższą jako terasę gliniastą.

Trochę odmienny pogląd na wykształcenie teras przedstawili Łomnicki (1903) i Friedberg (1903) (Fig. 2B). Wyróżnili oni starodyluwialną terasę skalno-osadową (30-50 m) oraz trzy terasy osadowe włożone: młododyluwialną (20-30 m), staroaluwialną – rędziną (5-8 m) i młodoaluwialną – łęgową (1-3 m). Uważali, że wiek terasy rędzinnej jest holocénski, ale jej spągowe osady są wieku plejstocénskiego.

Dalsze badania nad terasami w Karpatach prowadził Łoziński (1909). Wyróżnił dwie terasy osadowe: dyluwialną (20-30 m) i aluwialną (do 8 m), które budują dna dolin (Fig. 2C). Podobny pogląd wyraził Pawłowski (1915), który w przełomie Dunajca przez Pieniny wyróżnił aluwialną terasę wysokości 2-5 m i terasę dyluwialną o wysokości 12-30 m (Fig. 2D). Zdaniem Pawłowskiego tylko terasa niższa (aluwialna) była osadowa, natomiast dyluwialną terasę uważał za skalno-osadową, gdzie warstwa aluwiów spoczywa na cokole skalnym. Pawłowski uważał, że obecne dno doliny leży niżej niż dno preglacjalne.

Inny pogląd na temat wieku i pochodzenia teras czwartorzędowych w Karpatach Zachodnich wyraził Smoleński (1918). Jego zdaniem Kotlina Sądecka wraz z doliną Dunajca zostały wysoko zasypane (do 90 m ponad dno preglacjalne) osadami rzecznyymi podczas zlodowacenia krakowskiego. Smoleński wiązał to wysokie zasypanie doliny z lądolodem, który podczas zlodowacenia krakowskiego sięgał aż po Czychów (Klimaszewski 1936) i zabarykadował dolinę Dunajca od północy. Powstanie kilku poziomów teras Smoleński interpretował jako efekt stopniowego rozcinania tej pokrywy osadów. Wtedy



Dalsze badania nad terasami doliny Dunajca prowadził Klimaszewski. W 1934 roku wyróżnił trzy poziomy teras (Fig. 2F), które wiązał z trzema okresami glacialnymi na Niżu Polskim. Podczas zlodowacenia maksymalnego (południowopolskie), jego zdaniem, miało miejsce wysokie zasypanie doliny (30-50 m) ponad dno preglacjalne. W trakcie zlodowacenia Varsovien I (środkowopolskie) powstała pokrywa terasy 10-15 m. Natomiast powstanie terasy 4-6 m Klimaszewski wiązał ze zlodowaceniem ostatnim Varsovien II (bałtyckie).

Linia przerywana (czerwona) - dno doliny preglacialnej lub wczesnoplejstoceńskiej.

Wysokie zasypanie tłumaczył nie tyle zabarykadowaniem doliny przez lądolód, co warunkami klimatu peryglacjalnego (soliflukcja), które spowodowały zwiększenie dostawy materiału stokowego do koryta (Klimaszewski 1934).

Klimaszewski (1937) na podstawie późniejszych badań w dolinie Dunajca od Pienin po ujście, stwierdził wysokie zasypanie doliny, sięgające 90 m, a nawet do 120 m koło Czchowa. W okresie interglacjału mazowieckiego większość zdeponowanego materiału została wyprątnięta z doliny Dunajca, a rzeka osiągnęła co najmniej dzisiejszy poziom. Niższe terasy o wysokości 40-15 m i 15-8 m autor wiązał z kolejnymi dwoma zlodowaceniami: Riss i Würm. W okresie holoceniście powstały terasy 4-6 m i 2-3 m „związane z wyższymi wodostanami rocznymi”.

Wyniki dalszych badań nad terasami w dolinie Dunajca Klimaszewski (1948) zamieścił w pracy pt. *„Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym”*. Wydzielił on w dolinach zachodniokarpackich (także Dunajca) cztery różnowiekowe pokrywy akumulacyjne, często spoczywające na cokołach skalnych. Trzy wyższe pokrywy teras powiązał z okresami zlodowaceń, zaś najniższą z okresem holoceniście. Terasę wysoką (90-60 m) powiązał ze zlodowaceniem krakowskim. Dwie niższe terasy o wysokości 50-15 m i 20-3 m paralelizował odpowiednio z zlodowaceniami Riss i Würm. Osady stropowe terasy niskiej (rędzinnej) oraz pokrywę terasy łęgowej (najniższej) uważał za holoceniście (Fig. 2G). Klimaszewski okresom glacialnym przypisywał wzmożoną aggradację w dolinach, a rozcinanie i wyprątnianie osadów odnosił do interglacjałów.

Inny pogląd na wiek terasy niskiej (rędzinnej) wyrazili Środoń (1952) i Jahn (1957), którzy przyjmowali wzmożoną akumulację w holocenie i terasę rędzinną zaliczali właśnie do tego okresu. Pogląd Klimaszewskiego (1948) na genezę i wiek teras czwartorzędowych podzielał Starkel (1960), jednakże terasę rędzinną uznał za holoceniście, zwracając uwagę na jej dwudzielność: spagową część plejstoceńską i stropowe osady holoceniście.

Nowe światło na wiek i budowę teras młodoplejstoceńskich rzuciły badania nad florami kopalnymi w Karpatach. Środoń (1952) wykazał, że terasa, którą Klimaszewski (1948) wiązał ze zlodowaceniem środkowopolskim (Riss), pochodzi prawdopodobnie ze zlodowacenia bałtyckiego (Würm). W profilu osadów terasy bałtyckiej (17-20 m) Stupnicka i Szumański (1956) stwierdzili występowanie wkładek osadów organogenicznych (zdeponowanych w ciepłym okresie klimatycznym), co przemawia za dwuetapowością sedymentacji pokrywy tej terasy. Podobne zdanie wyraził Jahn (1957) pisząc: „utwory ostatniego zlodowacenia w Karpatach dadzą się podzielić na dwie serie zimne, rozgraniczone pasem osadów ciepłych, pochodzących prawdopodobnie z oryniaku”. Z tegoż

oryniaku, głównego interstadiału zlodowacenia bałtyckiego (Rühle 1973), pochodzą również torfy z okolic Czorsztyna (Birkenmajer, Środoń 1960), które tworzą wkładkę w osadach zwirowych. Także z okresu zlodowacenia bałtyckiego pochodzi flora z dwudziestodwumetrowej terasy w Krościenku n/Dunajcem, datowana na dryas (Klimaszewski i in. 1950). W Krościenku terasa z okresu zlodowacenia bałtyckiego jest nadbudowana kilkumetrową pokrywą osadów soliflukcyjnych. Może to wskazywać na dużą intensywność soliflukcji w okresach zlodowaceń (Klimaszewski in. 1950).

Dalsze badania w Karpatach Zachodnich skłoniły Klimaszewskiego (1967) do zakwestionowania tezy o wysokim zasypaniu doliny Dunajca ponad dno preglacjalne. Stwierdził, że plejstocieńskie pokrywy zwirowe spoczywają na cokołach skalnych (Fig. 2H) o wysokości nawet do 60 m ponad poziom rzeki (zlodowacenie krakowskie). Pogląd Klimaszewskiego potwierdził później Starkel (1972), wyróżniając w dolinie Dunajca cztery plejstocieńskie pokrywy akumulacyjne. Trzy młodsze paralelizowali oni ze zlodowaceniami tatrzańskimi, natomiast najstarszej pokrywie przypisali wiek zlodowacenia Günz.

Badania w Kotlinie Sądeckiej prowadził Oszczypko (1973), zwracając uwagę na dwa stopnie terasowe, które wiązał ze zlodowaceniem krakowskim (południowopolskim). W przełomie Dunajca przez Beskid Sądecki i na Pogórzu Łącko-Podegrodzkim Oszczypko i Wójcik (1984) wyróżnili dziewięć różnowiekowych teras Dunajca (Fig. 2I). Dwa najniższe (do 4-6 m) poziomy uważali za holocieńskie. Powstanie pozostałych (starszych) poziomów wiązali z plejstocenem, a najwyższe paralelizowali z alpejskimi zlodowaceniami Biber i Donau, które odpowiadają zlodowaceniowi pretegeleńskiemu i otwockiemu na Niżu Polskim (Mojski, Rühle 1965). Oszczypko i Wójcik (1984) uważali, że wszystkie pokrywy plejstocieńskie spoczywają na cokołach skalnych o wysokości nawet do 150-155 m ponad współczesne dno Dunajca. Według nich w rejonie Wietrznicy także pokrywa wyższej terasy holocieńskiej leży na cokole skalnym o wysokości do 2 m.

Szczegółowe badania w dolinie Dunajca prowadził również Zuchewicz (1978, 1983, 1984, 1985a, 1985b, 1992). Uznał on, że wysokie cokoły skalne teras to efekt młodych ruchów wypiętrzających (Zuchewicz 1978, 1981, 1984, 1999a, 1999b). Podobną sytuację w Pieninach i Kotlinie Nowotarskiej obserwowali Birkenmajer (1979) i Baumgart-Kotarba (1978), przypisując neotektonice znaczącą rolę w procesie kształtowania teras czwartorzędowych. W środkowej części dorzecza Dunajca Zuchewicz (1983, 1985a) wydzielił osiem teras plejstocieńskich, które powiązał z alpejskim piętrami: Biber, Donau, Günz, Mindel I, Mindel II, Riss I, Riss II, Würm. Wiek teras odniósł również do podziału na Niżu Polskim, do pięter: pretegeleńskiego, otwockiego, Narwi, Nidy, Sanu, Odry, Warty

oraz Wisły (Zuchiewicz 1992). W celu określenia wieku utworów rzecznych i stokowych w Kotlinie Sądeckiej wykonano datowania termoluminescencyjne – TL (Butrym, Zuchiewicz 1985) osadów z pokryw deluwialnych i soliflukcyjnych. Wyniki tych datowań wykazały interglacjalny lub interstadialny okres depozycji utworów pylasto-piaszczystych przykrywających różnowiekowe pokrywy aluwialne. W ujęciu allostratygraficznym teras Dunajca Zuchiewicz (1988, 1991, 1992) wydzielił dziewięć plejstocénskich teras oraz dwie do czterech teras holocénskich, które powiązał z piętrami klimatostratygraficznymi stosowanymi na Niżu Polskim (Fig. 2J).

W dolinie Dunajca, ze względu na odmienny obszar źródłowy (Tatry) w stosunku do pozostałych dolin karpackich, wiele uwagi poświęcono badaniom nad petrografią żwirów. Żwiry pozostałych rzek karpackich zbudowane są głównie z piaskowców fliszowych (Rutkowski 1977, 1987). Badania przeprowadzone w dolinie Dunajca przez Rutkowskiego i Zuchiewicza (1987) wykazały brak wskaźnikowych różnic w petrografii żwirów z różnowiekowych pokryw teras rzecznych. Podobny brak zróżnicowania wykazała analiza zaokrąglenia i spłaszczenia żwirów (Kucharska-Słupikowa 1964). Różnice w petrografii pokryw aluwialnych związane są jedynie z selektywnym wietrzeniem żwirów, co sprawia, że w pokrywach teras starszych występuje przewaga odpornych kwarcytów nad granitami (Rutkowski, Zuchiewicz 1987). Dominują piaskowce fliszowe dostarczane głównie przez beskidzkie dopływy Dunajca. Mało odporne na transport i ługowanie wapienie z Pienińskiego Pasa Skałkowego pojawiają się tylko w pokrywach z późnego glacjału i holocenu (Rutkowski, Zuchiewicz 1986, 1992; Rączkowski, Zuchiewicz 1986).

1.5. Przegląd badań nad formowaniem się teras w zmiennych warunkach środowiska w czwartorzędzie

Czwartorzęd charakteryzuje duża zmienność warunków środowiskowych w różnych strefach klimatycznych. Ma to związek z globalnymi ociepleniami i oziębieniami klimatu, pionowymi ruchami tektonicznymi, jak i działalnością człowieka (ten aspekt będzie tu pominięty, gdyż z punktu widzenia tej pracy ma on znaczenie marginalne – okres istotnych oddziaływań człowieka jest relatywnie krótki). Zmienność warunków środowiska, a w przypadku klimatu cykliczność, znacząco wpływa na rozwój teras fluwialnych.

W obszarach nadmorskich podczas ocieplenia klimatu (interglacjału) dochodzi do aggradacji aluwioów w dolnym odcinku doliny. Jest to skutek podniesienia się poziomu morza. Natomiast w okresie oziębienia klimatu (glacjału) następuje obniżenie poziomu morza, a co za tym idzie obniżenie bazy erozyjnej i dochodzi do rozciągnięcia doliny i powstania terasy

(Veldkamp, van Dijke 2000; Tebbens i in. 2000). Inny model przyjmuje się dla obszarów oddalonych od wybrzeża, na przykład polskich Karpat Zewnętrznych (Klimaszewski 1967; Starkel 2003). W okresach zlodowaceń następuje aggradacja i podwyższenie poziomu dna doliny, a w czasie interglacjalów dochodzi do rozcięcia i pogłębienia doliny.

W czwartorzędzie polskie Karpaty Zewnętrzne znalazły się parokrotnie w strefie oddziaływania klimatu peryglacjalnego. Było to wynikiem ochłodzeń klimatu i transgresji lądolodu skandynawskiego, który podczas swego maksymalnego zasięgu sięgnął czoła Karpat. Czwartorzęd to również okres, kiedy Karpaty podlegają pionowym ruchom neotektonicznym (np. Zuchiewicz 2001; Forma, Zuchiewicz 2002), związanym z aktywacją tektoniczną orogenu alpejskiego (Starkel 2003). Dziewański i Starkel (1962) przyjęli pogląd, że wypiętrzanie Karpat w czwartorzędzie jest względnie stałe i mogło trwać nieprzerwanie podczas glacialów i interglacjalów. Zuchiewicz (1998) wydzielił trzy etapy wzmożonego wypiętrzania Karpat przypadające na lata: 800-472 ka, 130-90 ka i 15-0 ka BP. Pionowe ruchy wypiętrzające sprawiły, że doliny rzek karpaccich zostały znacznie rozcięte w przeciągu ostatniego prawie 1 mln lat. Szacuje się, że doliny zostały wówczas pogłębione o 100-160 m (Zuchiewicz 1984). W tak rozciętych dolinach powszechną cechą jest system teras rzecznych ukształtowanych schodowo.

Schodowy system teras tłumaczy się cyklicznym rozwojem dna doliny (Klimaszewski 1967, Starkel 2003). W każdym cyklu wyraźnie zaznaczają się fazy erozji i akumulacji, przedzielone okresami erozji bocznej, która według Hancocka i Andersona (2002) trwa przez większą część cyklu. Dziewański i Starkel (1962) wiązali fazy akumulacji w dolinie Sanu z okresami glacialnymi (na podstawie ząbienia się pokryw soliflukcyjnych z aluwiami). Intensywna dostawa materiału stokowego do koryta nie sprzyjała wówczas pogłębianiu doliny. Erozja wgłębna i boczna następowała w okresach ociepleń klimatu (interglacjalny). Wtedy w korycie występowały większe przepływy niż w okresach glacialnych i zachodziła niska dostawa materiału stokowego do koryta. Natomiast w okresach przejściowych (glacial-interglacial i interglacial-glacial) dochodziło głównie do erozji bocznej w związku z rozwojem meandrów ześlizgowych (Dziewański, Starkel 1962). Wielkoskalowe rozcinanie den dolin w okresach interglacjalnych przyjmuje wielu badaczy, uważając to za skutek znacznej redukcji dostawy materiału stokowego do koryta (np.: Birdgland 2000; Huisink 2000; Maddy i in. 2001). To rozcięcie i poszerzanie dna doliny powoduje powstanie powierzchni erozyjnej. Jest ona podłożem dla późniejszej aggradacji osadów terasy podczas okresu glacialnego, kiedy dostawa materiału stokowego jest wysoka. (Maddy i in. 2001). W tym szerokim dnie doliny depozycja osadów wzdłuż i w poprzek

doliny jest diachroniczna (Hancock, Anderson 2002). Erozja i agradacja są bezpośrednio zależne od wielkości przepływu w korycie rzeki i dostawy materiału stokowego do koryta (Boggart, van Ballen 2000). Jeżeli pomiędzy tymi dwoma parametrami występuje równowaga, tzn. wielkość przepływu jest na tyle duża, że zdolność transportowa rzeki pozwala na wyniesienie dostarczonego materiału stokowego z dna doliny, to wówczas rzeka nie wykazuje względnej tendencji do erozji ani agradacji (Blum, Törnqvist 2000). Inna sytuacja ma miejsce wówczas, gdy równowaga ta zostanie zachwiana przez fazy opóźnień (ang., – *time lags*; wzrost wartości jednego z parametrów następuje wcześniej) pomiędzy tymi parametrami lub przewagi jednego z nich (Boggart, van Balen 2000). Na przykład w okresie przejściowym interglacjał-glacjał następuje opóźnienie wzrostu ilości dostarczanego materiału stokowego w stosunku do szybkiego wzrostu wartości przepływu (Boggart, van Balen 2000). Dochodzi wówczas do erozji.

Podczas holocenu w wielu dolinach rzecznych obok erozji ma miejsce również agradacja (Vanderberge 2002, Starkel 2003). Efektem tego jest obecność paru holocenijskich teras osadowych jak i z cokołami skalnymi. Potwierdzałoby to pogląd, że erozyjna aktywność systemu fluwialnego dominuje głównie w okresach przejściowych (Vanderberge 2002; Starkel 2003). Obecność tych faz erozji, na początku i na końcu interglacjału, tłumaczyłaby brak „ciepłych”, czyli interglacjałnych osadów w wielu seriach osadowych dolin rzecznych (Vanderberge 2002). Erozja w okresie przejściowym interglacjał-glacjał powoduje, że znaczna część osadów jest wyprzątana z dna doliny.

Zmiany klimatyczne nie są czynnikiem, który może doprowadzić do powstania rzeźby schodowej doliny z terasami o cokołach skalnych. Niezbędne jest także wypiętrzanie obszaru (Birgland 2000; Maddy i in. 2001; Starkel 2003). Każdy ze stopni terasowych wskazuje na dłuższą przerwę w rozcinaniu doliny, kiedy dochodziło do jej poszerzania. Mogło to być efektem wzrostu w dostawie materiału stokowego i zmianą w reżimie i rozwinięciu rzeki (Hancock, Anderson 2002; Starkel 2003). Poszerzanie doliny mogło być również spowodowane zmniejszeniem spadku rzeki, co można by powiązać z mniejszym tempem wypiętrzania (Starkel 2003). Starkel (2003) uważa, że powierzchnie erozyjne, które są podłożem dla późniejszych osadów teras, powstawały w okresach przejściowych interglacjał – glacjał. Erozja ta miała być wynikiem działalności rzeki roztokowej lub przejściowej (ang., – *transitional river*) o wysokim przepływie i z dużą dostawą materiału stokowego. Natomiast Hancock i Anderson (2002) uważają, że faza erozji bocznej przypada na okres glacjałny i jest wynikiem erozji zboczy przez rzekę roztokową.

Zmienność systemu fluwialnego w wielu przypadkach jest bezpośrednio zależna od klimatu. W okresie plejstocenu klimat był bardzo niestabilny i oprócz długookresowych zmian (glacjały, interglacjały) cechował się również krótkookresowymi wahaniami (stadiały, interstadiały). Na te drugie system fluwialny może nie reagować (Vanderberge 2002), gdyż występuje opóźnienie w czasie jego reakcji na zachodzące zmiany klimatu. Wartości progowe czynników kształtujących system fluwialny mogą wówczas nie zostać przekroczone (Mol i in. 2000). Istotną rolę w dynamice systemu fluwialnego odgrywają procesy, które są pochodną klimatu: wielkość przepływu, obecność i parametry (głębokość, sezonowość) wieloletniej zmarzliny, możliwość infiltracji wód opadowych, gęstość pokrywy roślinnej, zwięzłość gleby lub zwietrzliny (Mol i in. 2000). Wpływ wszystkich czynników klimatycznych na erozyjno-agradacją działalność systemu fluwialnego nie jest jednakowy i zależy od miejsca w profilu podłużnym doliny (Veldkamp, van Dijke 2000) oraz od frakcji klastów dostarczanego materiału stokowego i konfiguracji dorzecza (Mol i in. 2000).

Gruboklastyczne osady teras (takie najczęściej obserwujemy w polskich Beskidach) związane są z okresami glacialnymi (Vandenberghe 2002), które trwały dziesiątki tysięcy lat. Duża dostawa materiału stokowego podczas glacialów nie odbija się jednak na miąższości pokryw teras, które zazwyczaj nie przekraczają kilku metrów. Osad o takiej miąższości może zostać zdeponowany w relatywnie krótkim czasie w stosunku do długości trwania glacialu. Uważa się, że znaczna ilość materiału stokowego dostarczanego podczas glacialów do koryta jest transportowana i odprowadzana z dna doliny w czasie okresowych wezbrań (van Balen i in. 2000). W grubych pokrywach teras miejscami występują wkładki flory i fauny charakterystycznej dla ciepłego klimatu (np. Klimaszewski i in. 1950; Stupnicka, Szumański 1956; Birkenmajer, Środoń 1960). Jest to rezultat niestałości, czyli ociepleń klimatu podczas okresów glacialnych.

1.6. Klimat polskich Karpat Fliszowych w plejstocenie i jego wpływ na procesy morfogenetyczne

Plejstoceńskie skrajne zmiany klimatu (Fig. 3) od umiarkowanego po polarny, od wilgotnego po suchy decydowały między innymi o zmianach szaty roślinnej i przebiegu procesów denudacji na danym obszarze. Wahania klimatu wyrażały się głównie w zmianach średniej rocznej temperatury powietrza oraz ilości i typie opadów. Zmiany klimatu były przyczyną parokrotnego rozwoju i zaniku lodowców górskich oraz rozrostu i regresji lądolodów na półkuli północnej. Transgresja lądolodów była daleka i kilkakrotnie objęła obecną umiarkowaną strefę klimatyczną, w tym również obszar naszego kraju (skandynawski lodowiec kontynentalny).

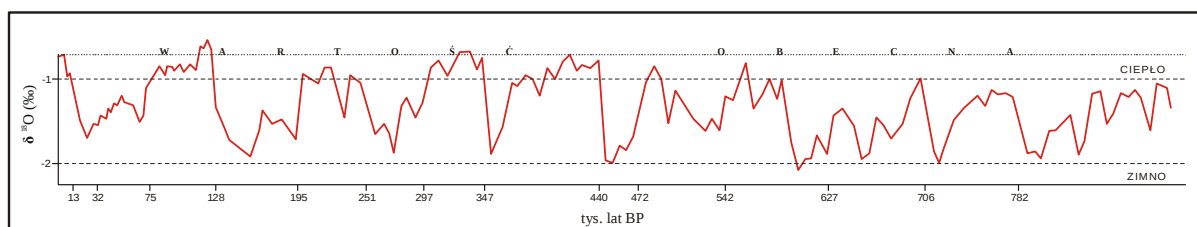


Fig. 3. Zmiany stosunku izotopów tlenu w rdzeniu V28-238 (na podstawie Shackleton, Opdyke 1973)

Globalne oziębienia klimatu miały różne nasilenie, co miało odzwierciedlenie w zasięgu poszczególnych lodowców kontynentalnych. Na terytorium Polski najdalszy na południe zasięg miało zlodowacenie Sanu 1 (Lindner 2001), natomiast najmniejszy zasięg zlodowacenie Wisły. W związku z wahaniami zasięgu lądolodu, różna była odległość jego czoła od Karpat. Odległość ta wpływała na klimat Gorców, które podczas glacjałów znajdowały się w strefie klimatu peryglacjalnego o różnych cechach. Klimat ten miał cechy dzisiejszego klimatu polarne lub subpolarne (zależnie od zasięgu lądolodu). Obecne strefy peryglacjalne są obszarami mroźnymi i suchymi, gdzie średnia roczna temperatura powietrza wynosi poniżej -1°C , dominuje wietrzenie mrozowe, działalność lodu gruntowego i występuje wieloletnia zmarzlina. Są to nie tylko obszary okołobiegunowe, czy w bezpośrednim sąsiedztwie lądolodów, ale także od nich znacznie oddalone np. teren tundry syberyjskiej. Podczas ostatniego zlodowacenia (Wisły) niższe partie Karpat, do około 500 m n.p.m. (przebieg górnej granicy lasu), pokrywała roślinność zielna i krzewinkowa z płatami lasu iglasto-liściastego (lasotundra). Wyższe partie Karpat, w zasadzie bezleśne (niewielkie płaty krzewinek i pojedyncze drzewa), znajdowały się w strefie klimatu o charakterze wysokogórskim (Środoń 1977). Biorąc pod uwagę, że zlodowacenie Wisły miało najmniejszy zasięg, można przypuszczać, że warunki klimatyczne we wcześniejszych okresach zlodowaceń były surowsze. Wówczas górna granica lasu w Karpatach przebiegała niżej, a doliny Kamienicy i Ochotnicy były na całej długości w strefie klimatu wysokogórskiego.

Rodzaj i przebieg procesów morfogenetycznych jest uwarunkowany typem klimatu. W czasie glacjałów, w warunkach klimatu zimnego i suchego oraz skąpej pokrywy roślinnej (dzisiejszy klimat wysokogórski) panowało w Gorcach powszechne wietrzenie mrozowe. Działa ono poprzez zamarzanie wody w szczelinach litych skał. Woda zamarzając zwiększa

swoją objętość o 9% i powoduje rozpadanie skał i rozdrabnianie bloków skalnych. Intensywność tego zjawiska oraz kilku innych (np. lód gruntowy) zależy od ilości cykli zamarzania i odmarzania oraz od głębokości do jakiej sięga ten proces. Z procesami zamarzania i odmarzania gruntu, oprócz wietrzenia, duży związek ma działalność lodu gruntowego. Może on występować w postaci soczewek, żył oraz tzw. lodu włóknistego, którego igły mogą sięgać nawet 40 cm długości (Mycielska-Dowgiałło i in. 2001).

Działalność lodu gruntowego w czasie zamrozu powoduje pęcznienie przypowierzchniowej warstwy gruntu. Kierunek tego pęcznienia jest prostopadły do powierzchni stoku. Natomiast podczas odmarzania tej warstwy kierunek opadania cząstek gruntu jest pionowy – zgodny z siłą grawitacji. Proces ten powoduje przemieszczanie się czynnej, nie objętej wieloletnią zmarzliną warstwy gruntu w dół stoku – soliflukcja. Jest to najbardziej powszechny proces w strefie peryglacjalnej, który pojawia się na każdym stoku o nachyleniu większym niż 2° (Jahn 1970), a mniejszym niż 20° - 30° (Klimaszewski 1981; Mycielska-Dowgiałło i in. 2001).

Na stokach o większym nachyleniu dominuje odpadanie. Obecność w podłożu wieloletniej zmarzliny, która uniemożliwia wsiąkanie wód roztopowych i opadowych, intensywne wietrzenie, a także ograniczone występowanie stabilizatora powierzchniowej warstwy gruntu, jakim jest szata roślinna, powodują intensywne procesy denudacyjne. Karpaty we wszystkich okresach zlodowaceń (poza glacją Günz; Klimaszewski 1967; Henkiel 1972) były obszarem o intensywnej soliflukcji w chłodniejszych okresach roku i spłukiwania powierzchniowego w okresach cieplejszych. Duża dostawa materiału stokowego do den dolin, w stosunku do możliwości transportowych rzek, prowadziła do aggradacji w dolinach rzecznych. Część materiału stokowego pozostała nienaruszona w dnie doliny zazębając się z aluwiami (Klimaszewski i in. 1950; Dziewański, Starkel 1962; Klimaszewski 1971).

Znaczna miąższość osadów soliflukcyjnych znanych z odsłoneń w Krościenku (Klimaszewski i in. 1950) i Dobrej (Klimaszewski 1971), pochodzących z okresu ostatniego zlodowacenia, wskazują na znaczną rolę soliflukcji w akumulacji zachodzącej w Karpatach podczas okresów glacialnych. Można przypuszczać, że jeśli zlodowacenie Wisły miało najmniejszy zasięg i spowodowało tak intensywne procesy morfogenetyczne, to w okresach o dalszym zasięgu lądolodu procesy te przebiegały co najmniej z podobną intensywnością (Klimaszewski i in. 1950). Zdaniem Klimaszewskiego (1967) nie należy jednak wyolbrzymiać roli soliflukcji i spłukiwania w modelowaniu Karpat. Zachowanie się do dziś starych powierzchni teras z okresu zlodowacenia Nidy (Sanu) czy nawet starszych,

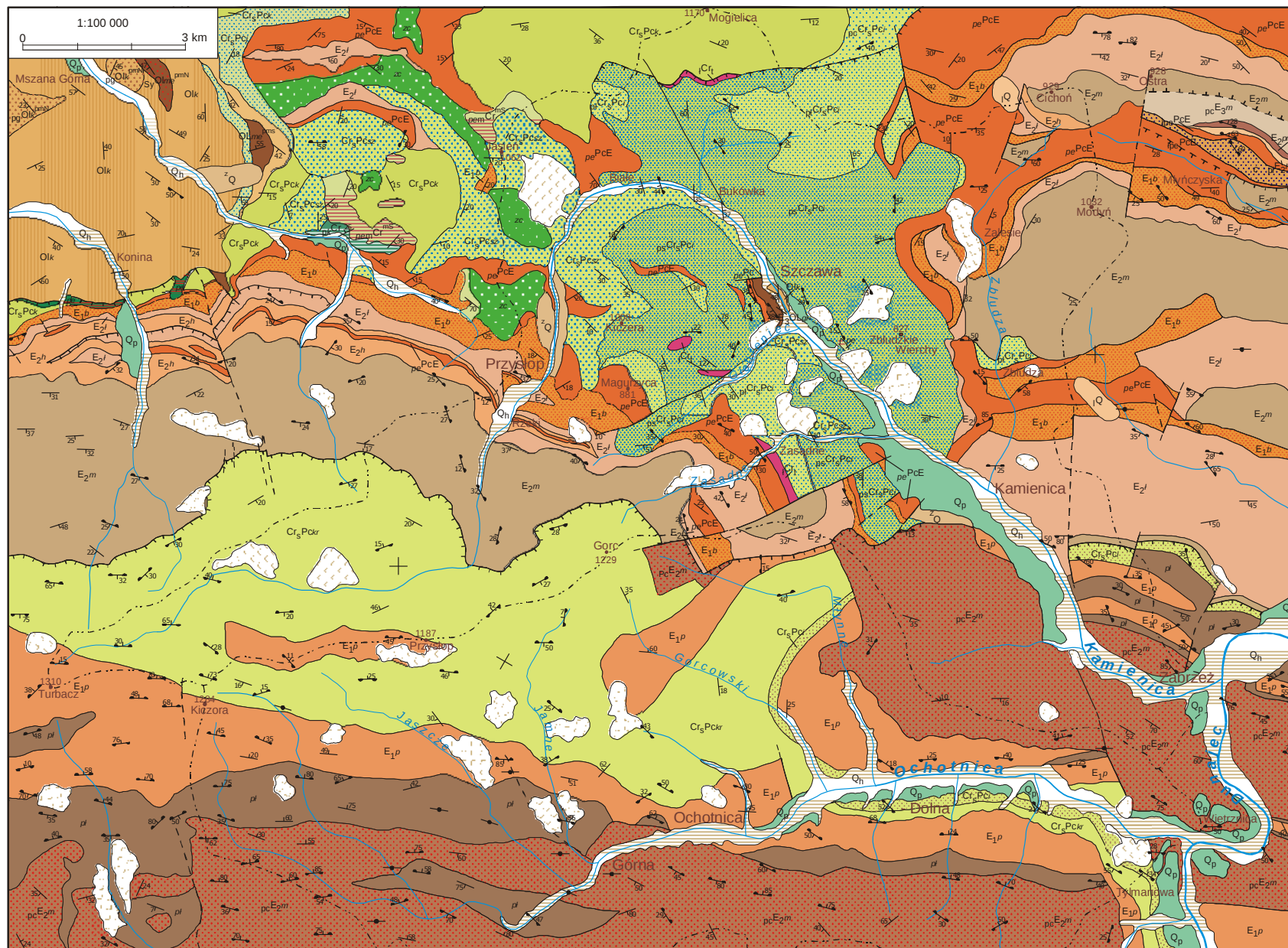
przemawia za ograniczoną rolą tych procesów. Przebiegały one nierównomiernie, zależnie między innymi od ekspozycji stoków i budowy geologicznej podłoża. Soliflukcja szybciej przebiega na stokach zbudowanych z łupków, a wolniej na stokach zbudowanych z piaskowców. Decyduje o tym udział frakcji pylastej i ilastej w zwietrzelinie.

Klimat w okresach interglacjalnych był zbliżony do współczesnego a podczas interglacjału eemskiego nawet cieplejszy (Fig. 3). Można zatem wnosić o podobnym typie procesów morfogenetycznych kształtujących Gorce w okresach międzylodowcowych i w holocenie. Ocieplenie i zwilgotnienie klimatu powoduje wzrost opadów (głównie w postaci deszczu) oraz pojawienie się zwartej pokrywy roślinnej na stokach. Wyższe opady i znaczne ograniczenie dostawy materiału ze stoków do koryta, powodują małe obciążenie rzeki materiałem korytowym i wpływają na jej większą siłę transportową i erozyjną. Efektem tego jest rozcinanie i poszerzanie dolin, a na stokach osuwanie i spłukiwanie linijne, które prowadzi do rozcinania stoków i rozczłonkowania rzeźby.

1.7. Budowa geologiczna dorzecza Kamienicy i Ochotnicy

Zlewnie rzek Kamienicy i Ochotnicy leżą w obrębie trzech podjednostek (stref) płaszczowiny magurskiej (Zewnętrzne Karpaty fliszowe). Od południa są to: podjednostka krynicka, sądecka (bystrzycka) oraz raczańska (gorlicka południowa) (Fig. 4). W oknie tektonicznym Szczawy odsłaniają się utwory jednostki grybowskiej (Oszczypko-Clowes, Oszczypko 2004).

Utwory skalne budujące zlewnie Kamienicy i Ochotnicy są zróżnicowane: od pakietów z dominacją łupków, przez pakiety łupkowo-piaskowcowe, do pakietów z przewagą gruboławicowych piaskowców. Na obszarze zlewni wyżej wymienionych rzek dominują pakiety łupkowo-piaskowcowe (piaskowce cienkoławicowe i łupki, np. formacja beloweska) oraz pakiety piaskowcowe (np. gruboławicowe piaskowce formacji magurskiej). Najmniejszą powierzchnię zajmują wychodnie pakietów łupkowych (łupki z cienkoławicowymi piaskowcami, np. formacja łupków z Łabowej). W pakietach piaskowcowych dominują piaskowce średnio- i gruboziarniste, czasem zlepieńcowate. Natomiast w pozostałych pakietach dominują piaskowce drobnoziarniste. Wpływa to na rodzaj materiału dostarczanego do koryt rzek i skład petrograficzny kamieńca oraz pokryw aluwialnych teras. Klasty łupków rzadko wchodzi w skład pokryw zwirowych ze względu na niską odporność na transport i wietrzenie.



OBJAŚNIENIA BARW I SYMBOLI

KREDA - TRZECIORZĘD	CZWARTORZĘD	HOLOCEN		Żwiry koryt i osady teras rzecznych	Uskok: a - pewny, b - przypuszczalny a ————— b - - - - - Granica nasunięcia: a - pewna, b - przypuszczalna a ~~~~~~ b ~~~~~~ ~~~~~ wododział		
				Osady koluwalne			
	PLEJSTOCEN			Gliny deluwialne i zwietrzelinowe z rumoszem skalnym			
				Gliny lessopodobne			
	TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Osady teras rzecznych		EOCEN ŚRODKOWY	EOCEN
			SERIA MAGURSKA Strefa facjalna krynicka			EOCEN DOLNY	
	KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce grubo- i średnioławicowe - warstwy magurskie		Warstwy inoceramowe (ropianieckie)	SENON - PALEOGEN
				Piaskowce gruboławicowe (piaskowce z Piwnicznej) z pakietami piaskowców cienkoławicowych i łupków w spagu i stropie (pl)			
	KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce średnioławicowe i zlepięce (zlepięce krynickie)			
				Piaskowce i łupki			
SERIA MAGURSKA Strefa facjalna sądecka (bystrzycka)							
TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Piaskowce gruboławicowe - warstwy magurskie	EOCEN ŚRODKOWY	EOCEN		
			Piaskowce cienkoławicowe i łupki - warstwy hieroglifowe				
			Piaskowce glaukonitowe, margle, łupki i rogowce - warstwy łąckie				
			Piaskowce cienkoławicowe i łupki - warstwy belowskie				
			Łupki pstre				
KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce cienkoławicowe i łupki	Warstwy inoceramowe (ropianieckie)	SENON - PALEOGEN		
			Piaskowce średnioławicowe i łupki z wkładką łupków pstrych (pe)				
			Piaskowce muskowitzowe, średnio- i gruboławicowe (piaskowce ze Szczawiny) w stropie zlepięce (zc)				
			Łupki pstre z marglami				
			Łupki czerwone				
KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce krzemieniste	TURON			
KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce krzemieniste	ALB? - CENOMAN			
SERIA MAGURSKA Strefa facjalna raczańska							
TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Piaskowce gruboławicowe - warstwy magurskie	EOCEN GÓRNY	EOCEN		
			Łupki, piaskowce i margle (łupki zembrzyckie) - warstwy podmagurskie	EOCEN ŚRODKOWY			
			Piaskowce i łupki - warstwy hieroglifowe				
			Łupki pstre z soczewkowatym poziomem piaskowców i zlepieńców ciężkowickich (c)	PALEOGEN - EOCEN			
KREDA GÓRNO-PALEOGEN			Piaskowce cienkoławicowe i łupki	Warstwy inoceramowe (ropianieckie)	SENON - PALEOGEN		
			Piaskowce glaukonitowo-biotytowe i łupki - warstwy z Jaworzynki				
			Piaskowce cienko- i średnioławicowe z wkładką łupków pstrych (pe) - warstwy z Kaniny				
SERIA PRZEDMAGURSKA							
TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Łupki warstw krośnieńskich	OLIGOCEN			
			Łupki menilitowe z poziomem piaskowców gruboławicowych w stropie				
Okno tektoniczne Szczawy							
TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Piaskowce cienko- i średnioławicowe i łupki - warstwy krośnieńskie	OLIGOCEN			
			Łupki czarne, margle i rogowce - warstwy grybowskie				
			Łupki pstre		PALEOGEN		
Okno tektoniczne Mszany Dolnej							
TRZECIORZĘD	PALEOGEN		Piaskowce cienko- i średnioławicowe i łupki - warstwy krośnieńskie	OLIGOCEN			
			Warstwy krośnieńskie (piaskowce gruboławicowe)				
			Warstwy menilitowe z syderytami				

Do pakietów piaskowcowych zaliczyłem:

- warstwy magurskie* ($_{pc}E_2m^{**}$) podjednostki krynickiej – piaskowce grubo- i średnioławicowe. Występują one w dolnej części zlewni Kamienicy i Ochotnicy oraz zajmują znaczny obszar w południowej części zlewni Ochotnicy (Fig. 4). Miąższość warstw magurskich wynosi ponad 500 m (Paul 1980a). W warstwach tych dominują szare, różnoziarniste piaskowce (od drobnoziarnistych po gruboziarniste i zlepieńcowate) o ławicach dochodzących do 8 m miąższości. Sporadycznie ławice piaskowców są przewarstwione cienkimi warstwami łupków piaszczysto-ilastych o barwie oliwkowo-zielonej. W warstwach magurskich stosunek piaskowców do łupków wynosi od 3:1 do 50:1 (Oszczypko i in. 1990).
- gruboławicowe piaskowce z Piwnicznej (E_1p). Występują one w centralnej części dorzecza Ochotnicy, w odcinku źródłowym Kamienicy, w strefie wododziałowej na zachód od góry Przysłop (1187 m n.p.m.) oraz w dolnej części zlewni Kamienicy (Fig. 4). Miąższość tego ogniwa wynosi około 400 m (Paul 1980a). Piaskowce z Piwnicznej składają się z gruboławicowych piaskowców i zlepieńców z podrzędnym udziałem piaskowców cienkoławicowych. Piaskowce są popielato-szare, zielono-szare lub szare, różnoziarniste, często zlepieńcowate. Ziarna zlepieńców mają przeważnie rozmiary od 0,3 do 10 mm miejscami nawet do 20 mm (Burtan i in. 1978).
- warstwy magurskie (E_2m) podjednostki sądeckiej – piaskowce gruboławicowe (Paul 1980b). Warstwy magurskie występują szerokim pasem od Zasadnego na zachód, na południowych stokach Cichonia (929 m n.p.m.), budują także pasmo Modyni (Fig. 4). Piaskowce warstw magurskich są średnio- i gruboławicowe, muskowitzowe, drobno- i średnioziarniste o spoiwie ilasto-wapnistym (Paul 1980a). Ławice piaskowców mają 0,5-3 m grubości i miejscami przewarstwione są oliwkowo-zielonymi łupkami o miąższości do 20 cm (Oszczypko 1991). W nowszym ujęciu warstwy magurskie wydzielone zostały jako formacja magurska (Oszczypko 1991), do której należy ogniwo piaskowca poprądzkiego (Birkenmajer, Oszczypko 1989). Miąższość tego ogniwa wynosi 700 m w Zasadnem, ale w Koninkach sięga nawet 1600 m (Oszczypko 1991). Do formacji magurskiej należy również ogniwo z Maszkowic (Oszczypko i in. 1990, Oszczypko 1991) – gruboławicowe piaskowce i margle. Jego miąższość wynosi 500-600 m. Wcześniej ogniwo to zostało wydzielone jako

* W rozprawie używam tradycyjne nieformalne jednostki stratygraficzne (warstwy) zastosowane na SMGP 1:50 000 (Burtan i in. 1976; Paul 1980b) oraz formalne jednostki (formacje i ogniwa) stosowane w późniejszych opracowaniach.

** Symbole jednostek stratygraficznych zastosowane na SMGP 1:50 000, arkusz Łącko (Paul 1980b).

warstwy łąckie (E_2l) górne (Paul 1980a, b). Ogniwo z Maszkowic buduje pasmo Modyni (Malata i in. 1996) oraz występuje w okolicy Zasadnego, Kamienicy i Zbludzy. Zbudowane jest głównie z piaskowców z soczewkowatymi wkładkami margli łąckich (Bromowicz, Górniak 1988). Piaskowce są gruboławicowe (zwykle 1,5-2 m), muskowitowe, gruboziarniste z klastami ilastymi (Malata i in. 1996). Margle (litotyp margli łąckich) są masywne, niebiesko-szare i gruboławicowe (miąższość ławic sięga 5-10 m).

- piaskowce ze Szczawiny (Cr_sPcsz) – średnio- i gruboławicowe piaskowce muskowitowe, w stropie zlepieńce. Występują u ujścia potoku Głębień, na północnych i zachodnich stokach Kiczery (1008 m n.p.m.) oraz na południowych i wschodnich stokach Jasienia (1062 m n.p.m.). Miąższość tych warstw wynosi około 150 m i są one wykształcone jako kilkunastometrowe pakiety piaskowców, miejscami przeławiczone pakietem łupków i cienkoławicowych piaskowców.

Do pakietów piaskowcowo-łupkowych zaliczyłem:

- cienkoławicowe piaskowce i łupki strefy krynickiej ($pł$). Warstwy te występują pod jak i nad piaskowcami z Piwnicznej. Występują głównie w obszarze zlewni Ochotnicy i ciągną się pasem od Tylmanowej po zachodnią granicę zlewni. Niewielkie wychodnie tych skał występują również w dolnym odcinku zlewni Kamienicy (Fig. 4). Piaskowce w tym kompleksie są drobnoziarniste, muskowitowe z licznymi hieroglifami organicznymi. Przewarstwione są zielonymi i brunatnymi, czasami wapnistymi łukami (Paul 1980a).
- warstwy inoceramowe (Cr_sPci , Cr_sPckr) strefy krynickiej. Występują one w górnym odcinku zlewni Kamienicy oraz szerokim pasem od potoku Młynne po zachodnią część zlewni Ochotnicy. Warstwy inoceramowe zbudowane są najczęściej z cienkoławicowych drobnoziarnistych i wapnistych piaskowców oraz szaro-zielonych, niebieskawych ilastych lub wapnistych łupków. Miąższość tych warstw wynosi od 150 do 600 m (Paul 1980a).
- warstwy hieroglifowe (E_2h) – piaskowce cienkoławicowe i łupki. W nowszym ujęciu określane są jako ogniwo z Mniszka (Malata i in. 1996) i należą do formacji magurskiej (Oszczypko 1991). Występują tylko na południowych stokach Cichonia i wąskim pasem na południe od miejscowości Przysłop. Warstwy hieroglifowe mają około 120 lokalnie do 200 m miąższości (Burtan i in. 1978). Składają się z niebiesko-szarych, cienkoławicowych (przeważnie nie przekraczających 5 cm grubości), drobnoziarnistych piaskowców oraz zielonych, szarych i niebieskich wapnistych łupków (Paul 1980a).
- warstwy beloweskie (formacja beloweska; E_1b) – piaskowce cienkoławicowe i łupki. Występują w dolinach potoków Zbludza, Zasadne oraz w okolicach miejscowości

Przysłop (Fig. 4). Warstwy beloweskie zbudowane są z ilastych lub wapnistych niebiesko-szarych łupków oraz cienkoławicowych drobnoziarnistych niebiesko-szarych lub brązowych piaskowców. W warstwach tych sporadycznie pojawiają się grubsze ławice piaskowca, do ponad 0,5 m miąższości (Bogacz, Węclawik 1964).

- warstwy łąckie dolne ($E_2\ell$) – piaskowce cienkoławicowe, łupki i margle (Paul 1980a, b). Warstwy te zostały później wydzielone jako formacja żeleźnikowska (Oszczypko 1991). Występują głównie w dolinie potoku Zbludza i są zbliżone do litotypu warstw beloweskich, ale zawierają margle łąckie. Ławice margli przeciętnie mają grubość 2-3 m, ale zdarzają się i takie o miąższości 8-10 m (Unrug 1969). Margle są brązowe lub niebiesko-szare, rozpadają się na ostrokrawędzisty rumosz o muszlowym przełamie (Malata i in. 1996). Miąższość formacji żeleźnikowskiej dochodzi w Zbludzy nawet do 500 m (Oszczypko 1991).
- warstwy inoceramowe ($_{ps}Cr_sPci$, $_{pi}Cr_sPci$) podjednostki sądeckiej. Zajmują znaczny obszar w środkowej części dorzecza Kamienicy. W warstwach tych dominują cienko- i średnioławicowe piaskowce z podrzędnym udziałem piaskowców gruboławicowych, margli i łupków pstrych (Oszczypko 1992). Piaskowce są drobno- i średnioziarniste, muskowitowe, wapniste o barwie szaro-niebieskiej. W warstwach inoceramowych pojawiają się piaskowce gruboławicowe, w spągu zlepieńcowe z ziarnami kwarcu (Paul 1980a). Łupki są ciemno-szare lub oliwkowo-zielone, ilaste lub marglisto-ilaste.
- warstwy z Kaniny (Cr_sPck) (podjednostka raczańska) – piaskowce i łupki. Występują one jedynie na południowych stokach Mogielicy (Fig. 4). Miąższość warstw z Kaniny wynosi około 500 m. Są one zbudowane z cienko- i średnioławicowych, sporadycznie gruboławicowych, piaskowców muskowitowych z glaukonitem. Łupki są ilaste, ciemno-zielone lub szare. W środkowej części warstw z Kaniny występują łupki pstre z piaskowcami o spoiwie krzemionkowym (Paul 1980a).
- warstwy krośnieńskie (Olk) zbudowane z drobnoziarnistych, popielato-szarych piaskowców oraz popielato-niebieskich, marglistych łupków odsłaniające się w oknie tektonicznym Szczawy. Zarówno piaskowce jak i łupki zawierają duże ilości detrytusu roślinnego (Chrzastowski 1992). Miąższość warstw krośnieńskich nie przekracza 150 m (Paul 1980a).

Do pakietów łupkowych zaliczyłem:

- łupki pstre ($_{pe}PcE$), które Oszczypko (1991) wydzielił jako formacja łupków z Łabowej. Znajdują się one głównie w dolinie potoków Zbludza i Zasadne, w okolicach miejscowości Białe i Przysłop oraz budują szczytowe partie Magurzycy (881 m n.p.m.; Fig. 4). Miąższość

łupków pstrych waha się od 25 do 150 m (Oszczypko 1991). Formacja łupków z Łabowej charakteryzuje się czerwonymi, zielonkawymi, szarymi lub ilastymi łupkami z podrzędnym udziałem cienkoławicowych, muskowitowych, drobnoziarnistych piaskowców (Unrug 1969; Burtan i in. 1978; Paul 1980a).

- łupki czerwone (Cr_1), wydzielane jako formacja łupków z Malinowej (Malata i in. 1992). Występują one jedynie na południowych stokach Mogielicy oraz w Zasadnem. W dolinie potoku Zasadne formacja łupków z Malinowej reprezentowana jest przez bezwapniste, czerwone łupki ilaste o miąższości około 30 m.
- warstwy menilitowe (E_3Olgr) (warstwy grybowskie) odsłaniające się w oknie tektonicznym Szczawy. Zbudowane są z czarnych lub brunatno-czarnych, bitumicznych łupków. Ich charakter wynika z znacznej zawartości w nich substancji organicznej (Chrzastowski 1971, 1992). Pakiety łupków są przeławicone cienkimi (2-3 cm), drobnoziarnistymi piaskowcami, lub wkładkami rogowców o miąższości do 5 cm. W stropowej części warstw menilitowych sporadycznie pojawiają się margle i gruboławicowe piaskowce, które mogą sięgać 1 m miąższości.

2. ANALIZA TERAS

2.1. Charakterystyka zachowanych poziomów teras

Poniższy opis obejmuje rozprzestrzenienie zachowanych fragmentów teras, wysokości względne ich cokołów skalnych oraz powierzchni. Jest tu zawarta również charakterystyka pokryw aluwialnych teras (miąższość, budowa). Wyróżniłem siedem poziomów teras, które miejscami tworzą rzeźbę schodową. Zostały one nazwane odpowiednio: T_1 (najstarsza – najwyższa), T_2 , T_3 , T_4 , T_5 , T_6 i T_7 (najniższa – najmłodsza). W dolinie Kamienicy występują wszystkie wspomniane terasy. Natomiast w dolinie Ochotnicy jest ich tylko sześć – brak terasy T_6 (Fig. 5).

2.1.1. Dolina Kamienicy

T_1 – terasa o wysokości względnej 55-74 m jest terasą skalno-osadową, której fragmenty zachowały się tylko na prawym zboczu w Zabrzeży (Fig. 6) oraz na zboczu lewym w Kamienicy. W Zabrzeży obecna wysokość terasy wynosi od 64 m do 74 m. W Kamienicy wysokość terasy jest mniejsza i wynosi 55-57 m. Miąższość pokrywy żwirowej tej terasy waha się od 3 do 5 m. Wysokość cokołu skalnego terasy w Kamienicy wynosi 52-53 m, natomiast w Zabrzeży co najmniej 62 m. Nie jest wykluczone, że wysokość cokołu w Zabrzeży może być większa we fragmentach terasy gdzie brak odkrywek. W składzie

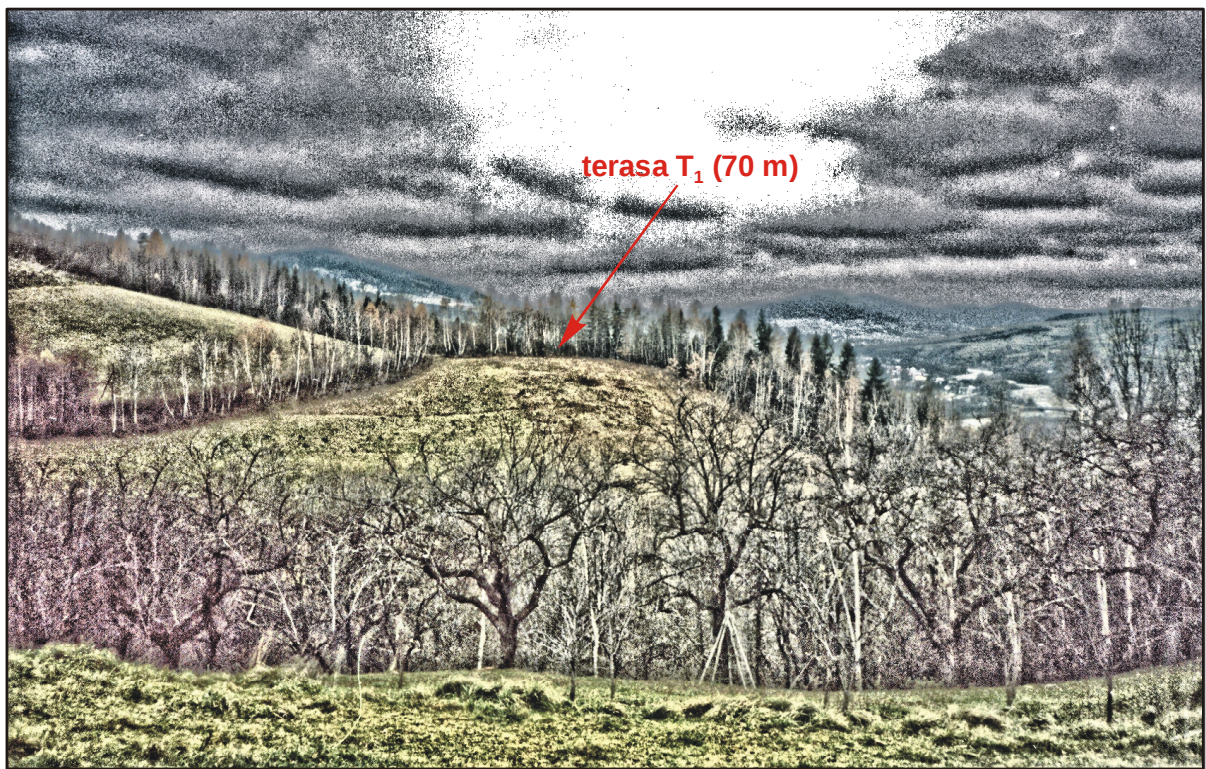


Fig. 6. Fragment terasy T_1 na prawym zboczu doliny Kamienicy (zdjęcie przetworzone komputerowo; fot. J. Olszak).

pokrywy aluwialnej dominują klasty (otoczaki) piaskowców drobno- i średnioziarnistych. W próbce z Zabrzeży (próbka K4) klasty są dobrze zwietrzałe, natomiast w próbce z Kamienicy (K9) są one słabo zwietrzałe. Poza tym, we wszystkich odkrywkach terasy klasty są dobrze obtoczone, nie wysortowane, a przestrzenie między nimi wypełnia glina piaszczysta koloru brązowego. Podobnej wysokości, co poziom terasy T_1 są spłaszczenia w okolicach przysiółków Gromale (75 m) i Morgi (85 m) oraz wzniesienie Babia Góra.

T_2 – terasa 35-36 m. Terasę tą stwierdziłem tylko w Kamienicy. Na cokole skalnym o wysokości 32-31 m zalega pokrywa żwirowa o miąższości maksymalnie 3-4 m. Lokalnie w stropie terasy występuje warstwa (do 1-1,5 m) gliny z rumoszem skalnym. W składzie żwiru dominują średnio obtoczone klasty piaskowców drobnoziarnistych. Stan zwietrzenia klastów w pokrywie aluwialnej terasy T_2 zmienia się od słabo zwietrzałych do dobrze zwietrzałych. Jest to charakterystyczne nie tylko dla tej terasy. W odkrywce, z której pobrałem próbkę K8 klasty są dobrze zwietrzałe (Tab. 2). Niektóre z nich kruszą się w palcach. Natomiast klasty w odkrywce gdzie pobrałem próbkę K21 są słabo zwietrzałe. W każdej odkrywce żwir nie jest wysortowany, a masą wypełniającą dla klastów jest glina piaszczysta.

T_3 – terasa 13-25m. Jej fragmenty zachowały się do dziś na odcinku doliny od ujścia Kamienicy po Bukówkę. Najwyższe wysokości względne terasa T_3 osiąga w Zabrzeży, przysiółku Gromale i w Kamienicy (25 m). Najniższą wysokość ma szeroki płat terasy T_3 w Szczawie (13-15 m). Wysokość cokołu skalnego i miąższość pokrywy żwirowej terasy T_3 można obserwować tylko w paru miejscach. Największa widoczna wysokość cokołu

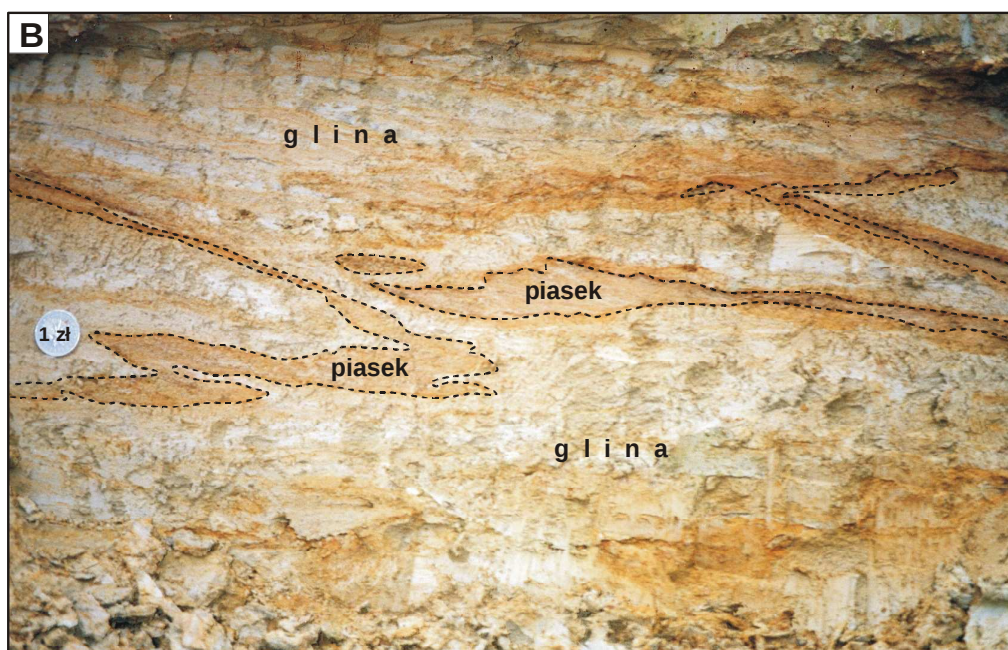
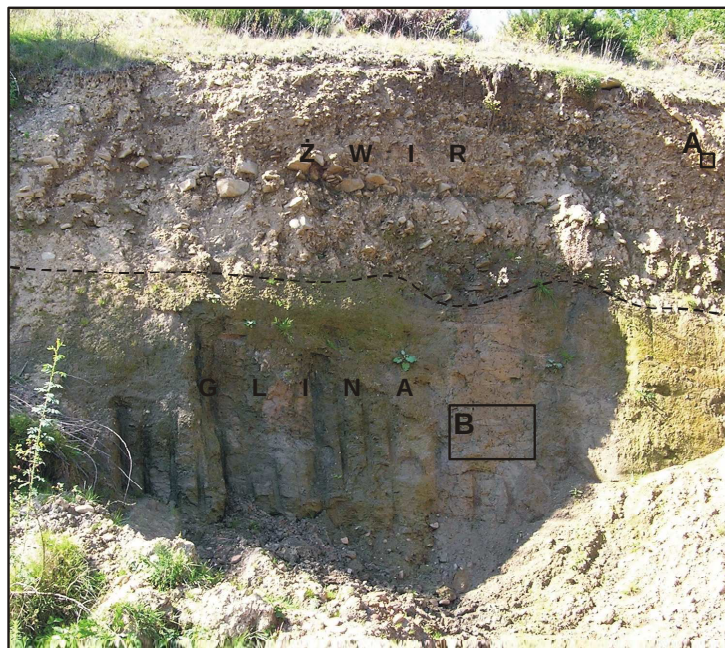
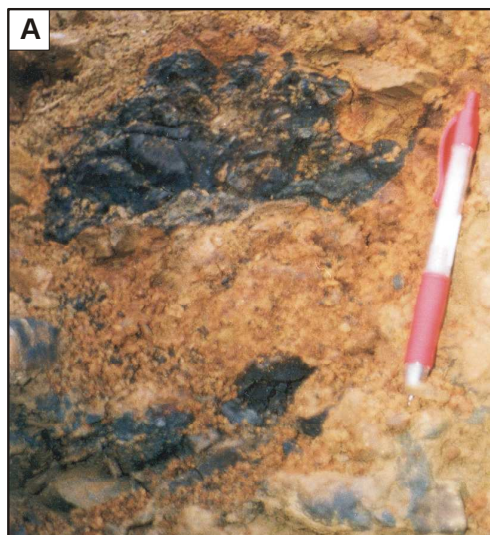


Fig. 7. Osady terasy T_3 w Gromalach: A - otoczaki w poziomie orsztynowym, B - glina z soczewkami piasku (fot. J. Olszak).

skalnego terasy wynosi 18 m (Gromale), a najmniejsza 9 m (Szczawa) (Fig. 5). Miąższość aluwów terasy T_3 w Szczawie wynosi 8 m, w Gromalach 7 m, a w Bukówce na wąskiej listwie cokołu skalnego znajduje się jednometrowa warstwa zwietrzliny z pojedynczymi otoczkami. Stan zwietrzenia pokrywy zwirowej terasy T_3 jest bardzo zmienny. Słabo zwietrzałe są klasty w próbkach K6 i K14, dobrze zwietrzałe są klasty w próbkach K5, K7 i K13, a najbardziej zwietrzałe są klasty w próbce K2. W próbkach K2 i K6 dominują klasty

piaskowców średnioziarnistych, a w pozostałych przeważają klasty piaskowców drobnoziarnistych. Ogólnie można określić, że klasty we wszystkich próbkach są obtoczone i dobrze obtoczone. Wszędzie brak wysortowania żwiru, a przestrzenie między jego klastami wypełnia glina lub piasek gliniasty. Na wysokości poziomu terasy T_3 znajduje się w Kamienicy, przy ujściu rzeki Zbludza, spłaszczenie o wysokości 21 m. Prawdopodobnie jest ono fragmentem tej terasy, ale żwiru na powierzchni spłaszczenia nie znalazłem.

Interesujący jest fragment terasy T_3 przy ujściu Kamienicy, skąd pochodzi próbka K5. W składzie żwiru tej terasy występuje materiał tatrzański i pieniński, czyli granity, kwarcyty i wapienie (razem 17% liczebności próbki, resztę stanowi materiał fliszowy). Jest to osad identyczny z tym, jaki znajduje się w dolinie Dunajca.

Zastanawiająca jest budowa terasy T_3 w odkrywce w sąsiedztwie przysiółka Gromale (próbka K7; Fig. 7). Na nie odsłoniętym cokole skalnym, w odkrywce widoczna jest warstwa gliny o miąższości około 4 m. Na glinie leży pokrywa żwirowa o miąższości 2-3 m. Nad nią, w stropie odkrywki widoczna jest cienka (do 0,5 m) warstwa otoczków z domieszką materiału stokowego. W żwirze zaznacza się wyraźny poziom orsztynowy, który jest nachylony w kierunku przepływającego obok strumienia. W poziomie tym osad ma kolor brunatno-cynamonowy, względnie rdzawy, a klasty mają czarne wnętrza (Fig. 7A). Powyżej poziomu orsztynowego klasty otacza rdzawa powłoka, która poniżej tego poziomu jest już rzadko spotykana. Klasty w pokrywie żwirowej terasy są dobrze i słabo obtoczone, a przestrzenie między nimi zajmuje piasek gliniasty koloru rdzawo-cynamonowego. Gлина, na której leży żwir jest barwy brązowej oraz lokalnie szaro-popielatej z soczewkami piasku koloru rdzawego (Fig. 7B). W glinie rozproszone są drobne, nie obtoczone fragmenty piaskowców.

T_4 – terasa 8-18 m. Ciągnie się na całej badanej długości doliny, ale na wielu odcinkach jest zachowana bardzo słabo, miejscami zupełnie jej brak. Największe fragmenty tej terasy znajdują się w Zabrzeży i w Kamienicy. Najwyższą wysokość terasa T_4 ma tuż przy samym ujściu doliny – 18 m. W górę doliny jej wysokość maleje bardzo szybko i już w przysiółku Morgi ma 12 m. Od tego miejsca, aż po granicę Gorczańskiego Parku Narodowego (GPN), jej wysokość znacząco się nie zmienia i mieści się w przedziale 8-12 m. T_4 jest terasą skalno-osadową (być może jej fragment w Szczawie jest osadowy). Jej cokół skalny ma wysokość od 5 m (Kamienica, Bukówka) do prawdopodobnie 6 m w Zabrzeży (według interpretacji echogramu GPR). Miąższość pokrywy żwirowej jest bardziej zmienna i waha się od 3 m (odcinek doliny w obrębie GPN, Bukówka) do 12 m w Zabrzeży. W pokrywie żwirowej tej terasy dominują klasty piaskowców drobnoziarnistych. Tylko

w próbce K15 występuje znaczny udział klastów piaskowców średnioziarnistych. W tej próbce klasty są bardzo słabo obtoczone. Wynika to z dużej ilości materiału stokowego w pokrywie terasy. W pozostałych próbkach klasty żwiru są dobrze obtoczone. Ogólnie pokrywa żwirowa terasy T₄ cechuje się niskim stopniem zwietrzenia klastów, a najmniej zwietrzałe są próbki żwiru pobrane z Kamienicy (K20) i Szczawy (K12).

T₅ – terasa 5-8 m. Terasa ta zachowała się tylko w kilku fragmentach na całej długości doliny. Największy jej płat znajduje się w Kamienicy i Rzekach. Wysokość względna terasy wynosi od 8 m w Kamienicy i Szczawie do 5 m w Wiatrówkach. Terasa T₅ jest prawdopodobnie skalno-osadowa, ale jej cokół skalny widoczny jest tylko w Rzekach (3 m). Pokrywa aluwialna terasy ma miąższość od 3 m w Rzekach do prawdopodobnie 4-5 m w Kamienicy (analiza echogramu GPR). Pokrywa żwirowa opisywanej terasy charakteryzuje się dominacją klastów piaskowców drobnoziarnistych (próbka K19), dobrym obtoczeniem i niskim stopniem zwietrzenia klastów. Masą wypełniającą dla klastów jest piasek, czasem ze znacznym udziałem frakcji ilastej i pylastej. W Rzekach na terasie T₅ jest usytuowane torfowisko niskie, które powstało u schyłku okresu subborealnego (Olszak 2004).

T₆ – terasa 1,5-6 m. Jest ona fragmentarycznie zachowana na całej badanej długości doliny. Największe płyty terasy znajdują się w Kamienicy i Zabrzeży. Wysokość terasy waha się od 1,5 m w przysiółku Koszarki do 6 m w Zabrzeży, Kamienicy oraz w Bukówce, gdzie jest ona nadbudowana stożkiem napływowym. W Bukówce znajduje się wodospad „Spad” o wysokości 3 m. Koryto rzeki poniżej wodospadu gwałtownie zmienia swoją głębokość, przez co wysokość terasy T₆, zmienia się z 1,5-2 m powyżej wodospadu na 5 m poniżej. Terasa T₆ na znacznym odcinku doliny posiada cokół skalny. Jego wysokość wynosi od 1,5 m w Szczawie i Bukówce do 3 m w Kamienicy i Rzekach. Grubość pokrywy żwirowej waha się od 0,5 m w Białym aż do 5-6 m w Kamienicy i Zabrzeży. W dolnym odcinku terasy T₆ jest prawdopodobnie aluwialna. Pokrywa żwirowa terasy w dolnym odcinku jest zbudowana głównie z klastów piaskowców średnioziarnistych (próbka K3). Natomiast w pozostałych próbkach (K22 i K16), ze środkowej części doliny, dominują klasty piaskowców drobnoziarnistych. Stopień zwietrzenia żwiru jest zróżnicowany: od dobrze zwietrzałego w próbce K3, do słabo zwietrzałego w próbkach K16 i K22. Ogólnie klasty w pokrywie żwirowej terasy są dobrze obtoczone, a masą wypełniającą jest piasek lub piasek gliniasty. W próbce K3 (Fig. 5) znalazły się trzy otoczaki granitu tatrzańskiego (taki sam jak w dolinie Dunajca), pomimo, że żwir jest typowy dla Kamienicy, czyli złożony z materiału fliszowego.

T₇ – terasa 0,5-3 m. Jest to najniższa i najlepiej zachowana terasa w dolinie Kamienicy. Jej fragmenty znajdujemy na całym badanym odcinku doliny. Minimalna wysokość terasy T₇ wynosi 0,5 m w Rzekach i 1 m w Białym. Maksymalna wysokość to 3 m i terasa osiąga ją w Bukówce, Szczawie i w Zabrzeży. Zwykle terasa ma około 2 m wysokości. Cokół skalny terasy T₇ zaobserwowałem tylko w Kamienicy. Prawdopodobnie na pozostałym odcinku terasa ta jest osadowa. Pokrywa żwirowa opisywanej terasy (próbka K24) jest bardzo podobna do żwiru, który buduje kamieniec (K23). W obu przypadkach klasty charakteryzują się dobrym obtoczeniem i niskim stopniem zwietrzenia, a przestrzenie między nimi wypełnia piasek.

2.1.2. Dolina Ochotnicy

T₁ – terasa skalno-osadowa o wysokości względnej 60-70 m. Zachowała się ona tylko w ujściowym odcinku doliny (Tylmanowa) w postaci trzech fragmentów o wysokościach 70, 62 i 60 m (Fig. 5). Pokrywa żwirowa tej terasy osiąga maksymalnie 3-4 m miąższości i zalega na cokole skalnym o wysokości 57-68 m. Żwir (próbka O16) składa się z dobrze zwietrzałych, dobrze obtoczonych klastów piaskowcowych głównie drobno- i średnioziarnistych (Fig. 8). Klasty są niewysortowane, a przestrzenie między nimi zajmuje jasno-brunatny piasek gliniasty. W poziomie terasy T₁ znajdują się liczne spłaszczenia denudacyjne lub terasy, na których nie stwierdziłem pokrywy żwirowej, obserwowane na odcinku doliny od Tylmanowej po Ochotnicę Górną (Fig. 5, 22).



Fig. 8. Pokrywa żwirowa terasy T₁ w Tylmanowej (fot. J. Olszak).

T₂ – terasa skalno-osadowa 40-47 m. Nieliczne fragmenty tej terasy zachowały się na odcinku doliny od ujścia po Ochotnicę Dolną. W Ochotnicy ma ona wysokość 40 m, a w Tylmanowej 47 m. Miąższość pokrywy aluwialnej w tych miejscach wynosi odpowiednio 1 i 6 m, a wysokość cokołu 39 i 41 m. W pokrywie żwirowej terasy dominują klasty piaskowców drobnoziarnistych, ale znaczny udział mają też klasty piaskowców średnio- i gruboziarnistych. Żwir w pokrywie terasy charakteryzuje się dobrym stopniem zwietrzenia klastów we wszystkich próbkach (O7A, O7B, O17) oraz ich dobrym obtoczeniem. Na całej długości kartowanego odcinka doliny występują spłaszczenia na zboczach, o wysokości od 30 do 50 m, które mogą być utożsamiane z poziomem terasy T₂.

T₃ – terasa skalno-osadowa (?) 23-35 m. Duża wysokość względna tej terasy pozwala przypuszczać, iż posiada ona cokół skalny. Nie został on jednak jednoznacznie stwierdzony w żadnym z zachowanych fragmentów terasy. Tym samym trudno jest określić miąższość pokrywy aluwialnej. Terasa T₃ jest bardzo słabo zachowana. Kilka jej fragmentów znajduje się tylko na odcinku doliny od Janczur po Ochotnicę Górną. Na lewym brzegu rzeki w okolicy przysiółka Barbarówka można obserwować dwie warstwy żwiru zazębiające się z pokrywą stokową (Fig. 9). Miąższość tych warstw wynosi 0,5 m i 1-2 m. Klasty wchodzące w skład próbki żwiru (O12) pobranej z grubszej warstwy charakteryzują się dobrym stopniem zwietrzenia oraz słabym obtoczeniem, co jest spowodowane dużym udziałem klastów pokrywy stokowej w próbce. Klasty są drobne i upakowane w rdzawo-brunatnej glinie. Występują na nich rdzawe powłoki. W pokrywie stokowej występują duże (do 50-60 cm) i mniej zwietrzałe klasty.

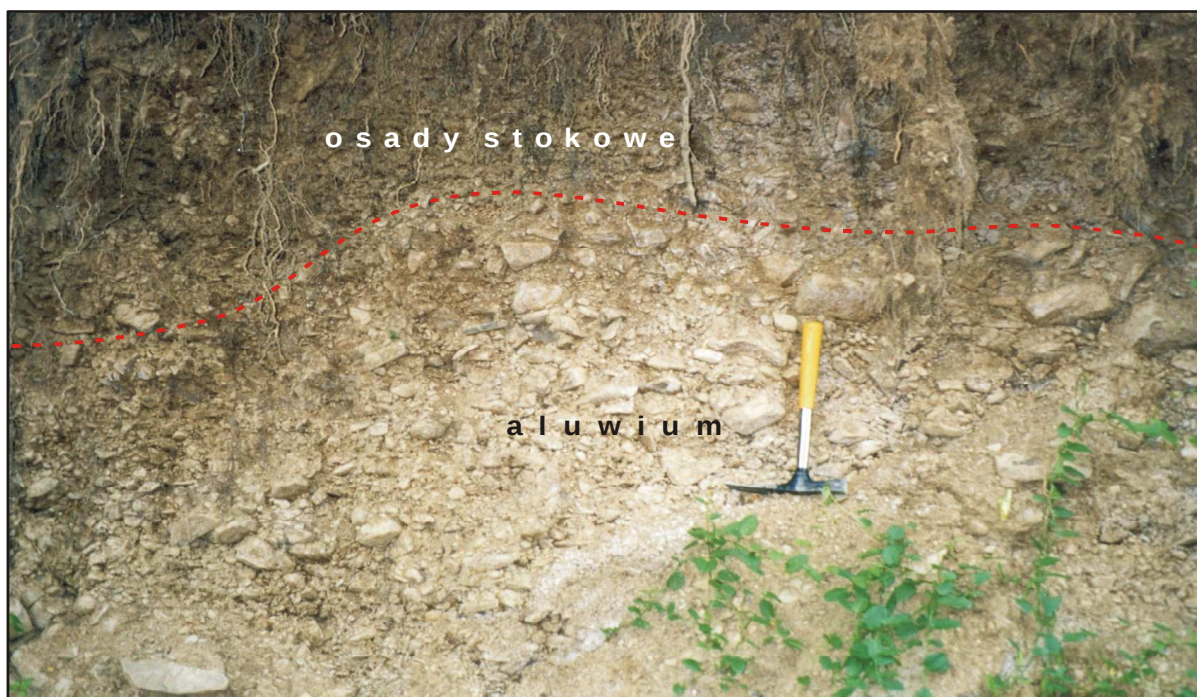


Fig. 9. Osady terasy T₃ na lewym zboczu doliny Ochotnicy w Janczurach (fot. J. Olszak).

T₄ – terasa skalno-osadowa o wysokości 10-29 m. Jej fragmenty znajdują się od ujścia Ochotnicy aż po Ustrzyk. Wysokość terasy T₄ jest bardzo zmienna i trudno jest określić tendencję tych zmian wzdłuż doliny. Najwyżej położone fragmenty tej terasy znajdują się w Tylmanowej – 29 m, zaś najniżej w Ochotnicy Dolnej i Ustrzyku – 10 m. Lokalnie terasa ta jest nadbudowana stożkami napływowymi bocznych dopływów (przysiółek Janczury) oraz deluwiami. Miąższość pokrywy aluwialnej terasy T₄ waha się od 1 m (Ochotnica Dolna) do 9 m (Janczury). Zmienna jest także wysokość cokołu skalnego terasy: od 7 m w Ochotnicy Górnej do 23 m w Tylmanowej (przy krawędzi terasy, w stronę stoku wysokość cokołu szybko wzrasta). W większości próbek klasty pokrywy żwirowej terasy T₄ charakteryzują się dobrym obtoczeniem oraz wysokim stopniem zwieterzenia (za wyjątkiem próbki O6). W skład żwiru wchodzi głównie klasty piaskowców drobno- i średnioziarnistych, a w przypadku próbki O3 średnio- i gruboziarnistych (Tab. 3). W osadzie brak wysortowania, a masą wypełniającą przestrzenie pomiędzy klastami jest silnie zapiaszczona glina. Wielkość klastów nie przekracza 45-50 cm. W Tylmanowej (próbka O18; Fig. 10) niektóre klasty w pokrywie żwirowej terasy wykazują imbrykację, zapadają w kierunku wschodnim (azymut kierunku zapadania 110°, azymut obecnego koryta 85°).

T₅ – terasa 4-12 m. Terasa T₅ jest dobrze zachowana na całej długości badanego odcinka doliny od Tylmanowej po Forędówki. W przeważającej części doliny wysokość tej terasy waha się od 5 do 8 m. Najwyżej położony fragment terasy znajduje się w odcinku ujściowym – 12 m, najniższy w Ustrzyku – tylko 4 m. Terasa T₅ jest prawdopodobnie



Fig. 10. Żwir w pokrywie osadowej terasy T₄ na lewym zboczu doliny Ochotnicy w Tylmanowej (fot. J. Olszak).

skalno-osadowa na przeważającej długości doliny, ale jej cokół skalny o wysokości 7 m można zaobserwować wyraźnie tylko w Tylmanowej. Miąższość pokrywy aluwialnej wynosi tu 5 m. We wszystkich sześciu próbkach żwiru pobranych z terasy T₅ klasty wykazują dobry stopień obtoczenia, brak wysortowania, a masą wypełniającą jest piasek, gdzieśgłdzie gliniasty, koloru brązowego. We wszystkich próbkach dominują klasty piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Ich maksymalne wielkości dochodzą do 40 cm. W osadzie dominują klasty słabo zwietrzałe i dobrze zwietrzałe, za wyjątkiem próbki O20, gdzie większość stanowią klasty niezwiertzałe. Jest to próbka, której klasty wykazują najniższy stopień zwiertzenia, spośród wszystkich pobranych w dolinie Ochotnicy.

T₇ – terasa 1-3 m. Jest najniższą i najlepiej zachowaną terasą. Jej wysokość zmienia się wzdłuż doliny, nie przekraczając 3 m. T₇ jest terasą osadową, tylko lokalnie odsłania się jej cokół skalny o wysokości do 1m. Pokrywa aluwialna terasy składa się głównie z klastów drobno- i średnioziarnistych piaskowców. Klasty są dobrze obtoczone, słabo zwietrzałe i niewysortowane. W odróżnieniu od teras wyższych, masą wypełniającą w pokrywie żwirowej terasy T₇ jest piasek.

2.1.3. Zboczowe spłaszczenia erozyjno-denudacyjne

W obu opisanych dolinach zaznaczają się na zboczach spłaszczenia (półki skalne) (Fig. 5). W kilku przypadkach wysokości spłaszczeń mieszczą się w przedziałach wysokościowych poszczególnych poziomów teras. Jest to przesłanka ku temu, aby, pomimo że nie stwierdziłem na tych spłaszczeniach żwiru, uznać je za fragmenty dawnych den dolin. Brak żwiru na spłaszczeniach nie oznacza, że go tam nie było lub nawet nie ma. Mógł on zwiertzeć lub ulec redepozycji, albo też nie natrafiłem na odkrywkę żwiru in situ. Niektóre spłaszczenia niemal na pewno nie są fragmentami den dolin. Nie nawiązują one do żadnego z poziomów teras lub są zbyt wysoko położone ponad dnem doliny. W dolinie Ochotnicy występuje bardzo dobrze zachowany poziom spłaszczeń na wysokości 80-110 m. W dolinie Kamienicy w tym poziomie znajdują się spłaszczenia w: Zabrzeży, Kamienicy, Koszarkach i Rzekach. W Karpatach spłaszczenia na tych wysokościach wiązane są z późnopliocenijskim (Sawicki 1909; Klimaszewski 1934) lub wczesnoplejstocenijskim przydolinny poziomem częściowego zrównania (Zuchiewicz 1992). W dolinie Dunajca poziom przydolinny wznosi się 90-150 m nad dnem doliny i stanowi fragmenty dawnych den dolin z okresów Biber i Donau (Zuchiewicz 1984). Według Mojskiego (2005) poziom przydolinny powstał „na

drodze cofania się stoków”. Podobny pogląd prezentuje Gilewska (1999), uważając, że poziom ten ma cechy „spłaszczenia podstokowego – glacis”.

2.2. Wiek teras

Za wiek terasy przyjmuje się wiek jej pokrywy aluwialnej. Samo rozcięcie dna doliny i powstanie terasy jest procesem późniejszym. Pokrywy żwirowe teras karpackich są związane głównie z okresami oziębień klimatu (klimatem peryglacjalnym), które odpowiadają okresom zlodowaceń na Niżu Polskim. Mówiąc o wieku terasy mamy na myśli czas powstania jej pokrywy osadowej (np. terasa skalno-osadowa z pokrywą wieku zlodowacenia Wisły). Wyznaczenie wieku tej pokrywy bywa nierzadko trudne, gdyż większość osadów teras zbudowana jest ze żwirów, które trudno datować. Lokalnie w żwirach (szczególnie młodych) występują wkładki materiału organicznego (np. torfy) lub wkładki łu, pyłu czy piasku, wówczas można je datować. Dla osadów organicznych stosuje się metodę radiowęglową (^{14}C), ale jej zasięg czasowy jest ograniczony do ok. 40 000 lat BP. Dla osadów mineralnych stosuje się metody luminescencji: TL (metoda termoluminescencji) i OSL (metoda optycznie stymulowanej luminescencji) (Bluszcz 2000). Uzupełnieniem powyższych metod mogą być dane pochodzące z analiz malakologicznej, palinologicznej i dendrochronologicznej.

Tabela. 1. Wiek czwartorzędowych teras Kamienicy i Ochotnicy (wysokość teras w metrach nad poziomem koryta).

Terasa	Wysokość teras		Wysokość równo- wiekowych teras w dolinie Dunajca (wg Zuchiewicz 1983, 1984, 1992)	Piętra klimatostraty- graficzne w dolinie Dunajca (wg Zuchiewicz 1992)	Okresy zlodowaceń na Niżu Polskim		
	Kamienica	Ochotnica			Lindner 1992	Mojski 2005	
T ₁	55-74	60-70	80-90	Nida	z. Nidy	z. Sanu 1	
T ₂	35-36	40-47	25-41(40-60?)	Odra (San?)	z. Odry (z. Sanu 1?)	z. Odry (z. Sanu 2?)	
T ₃	13-25	23-35	17-31	Warta	z. Warty	z. Odry	
T ₄	8-18	10-29	8-20	Wisła	z. Wisły	z. Wisły	
T ₅	5-8	4-12	6-11				
T ₆	1,5-6		3,5-5	Holocen			
T ₇	0,5-3	1-3	0,5-2				

z. = zlodowacenie

Wiek teras fluwialnych Kamienicy i Ochotnicy został określony w oparciu o ich schodowe następstwo, obecność odrębnych cokołów skalnych, wysokość względną teras,

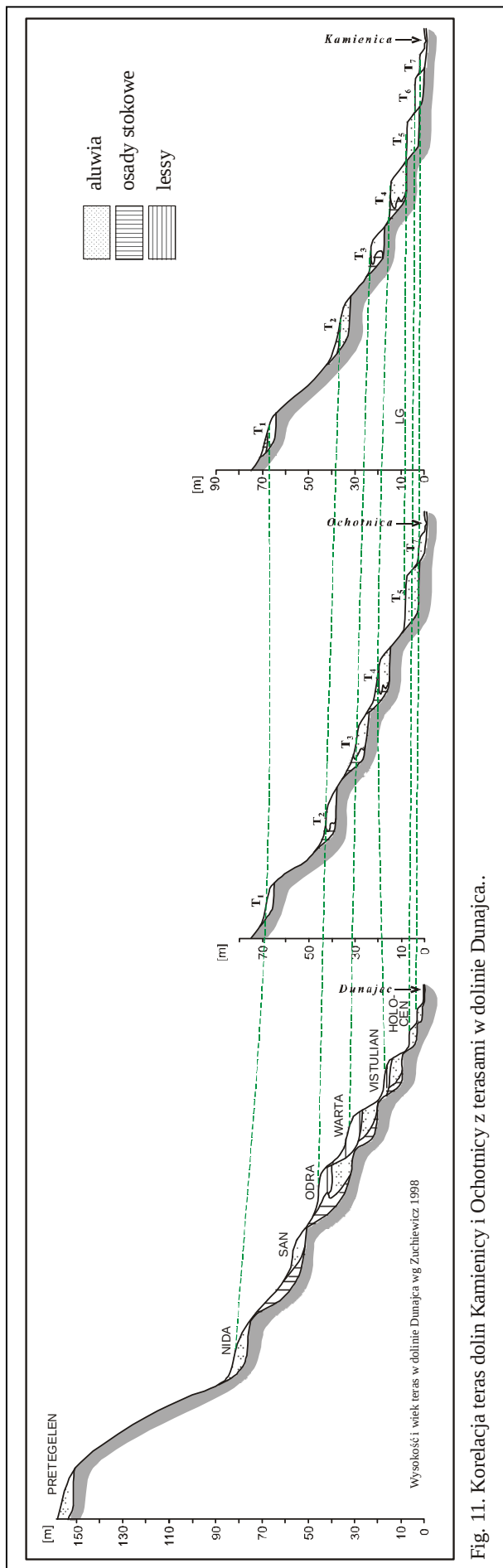


Fig. 11. Korelacja teras dolin Kamienicy i Ochotnicy z terasami w dolinie Dunajca..

a przede wszystkim o porównanie z wiekiem podobnych teras w dolinie Dunajca (Zuchiewicz 1983, 1984, 1992, 1998; Tab. 1; Fig. 11). Schodowość w ułożeniu teras w dolinach Kamienicy i Ochotnicy oznacza, że każda kolejno wyższa terasa jest starsza. Najmłodsze są terasy najniższe, które powstały holocenie. Przyjmuje się, że w Karpatach terasy wieku holocenu budują jeden do trzech poziomów o wysokości względnej do 5-6 m (Klimaszewski 1967; Zuchiewicz 1985, 1992). Jest to przesłanka do tego, aby twierdzić, że w dolinie Kamienicy holocenu są dwa poziomy teras: T₆ i T₇, natomiast w Ochotnicy tylko terasa T₇. Pokrywa terasy T₅ pochodzi prawdopodobnie z okresu późnego glacjału Wisły (LG = *late glacial*) lub z początku holocenu (?). Wyższe terasy w obu dolinach zostały uformowane już w plejstocenie. Wieku vistuliańskiego (okres zlodowacenia Wisły) jest z pewnością pokrywa terasy T₄. Terasa ta w dolinie Kamienicy dokładnie odpowiada terasie tego samego wieku w dolinie Dunajca. W odcinku ujściowym terasa T₄ kontynuuje się w dolinie Dunajca (Fig. 5). Wyższa terasa, T₃, została utworzona w okresie stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego. Dyskusyjny jest wiek terasy T₂. Prawdopodobnie terasa ta

odpowiada piętru Odry w dolinie Dunajca (Zuchiewicz 1992) i pochodzi z okresu starszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego (do tego wariantu skłania się autor).

Prawdopodobne jest także, że terasa T₂ odpowiada piętru Sanu (Tab. 1). Wówczas wiek tej terasy należałoby określić na stadiał Sanu 1 lub Sanu 2 zlodowacenia południowopolskiego (Lindner 1992) lub, według podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski za Mojskim (2005), byłby to stadiał Sanu 2 (Tab. 1). Najstarsza terasa w obu dolinach (T₁) odpowiada terasie w dolinie Dunajca z okresu stadiału Nidy (Fig. 12). Terasa T₁ powstała w okresie najstarszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego – Nidy (Lindner 1992) lub według podziału Mojskiego (2005) w okresie stadiału Sanu 1. Stadiał San 1 obejmuje stadiał Nidy i Sanu 1 wydzielony przez Lindnera (1992) (Fig. 12). Nie wyróżniłem w obu dolinach terasy z okresu stadiału Sanu 2 (Fig. 12), która miałaby odpowiadać piętru Sanu w dolinie Dunajca (Fig. 11).

Wysokość poszczególnych poziomów teras bywa zmienna wzdłuż całego odcinka doliny. Wpływają na to między innymi procesy denudacji, które sprawiły, że każda z teras (zwłaszcza wysokich) ma miejscami obniżone powierzchnie i jest rozczłonkowana. Sprawia to, że połączenie w jeden poziom

zachowanych fragmentów danej terasy jest kłopotliwe, gdyż ciągłość powierzchni terasy jest przerwana.

W niektórych odcinkach dolin zachowane fragmenty teras mają

wysokości, które mieszczą się

w przedziale wysokościowym

dwóch różnych poziomów teras.

Wówczas korelacji i przypisania

fragmentu terasy do odpowiedniego

poziomu dokonałem poprzez analizę

ilości teras w przekroju

poprzecznym i sytuację

morfologiczną teras w danym

odcinku doliny.

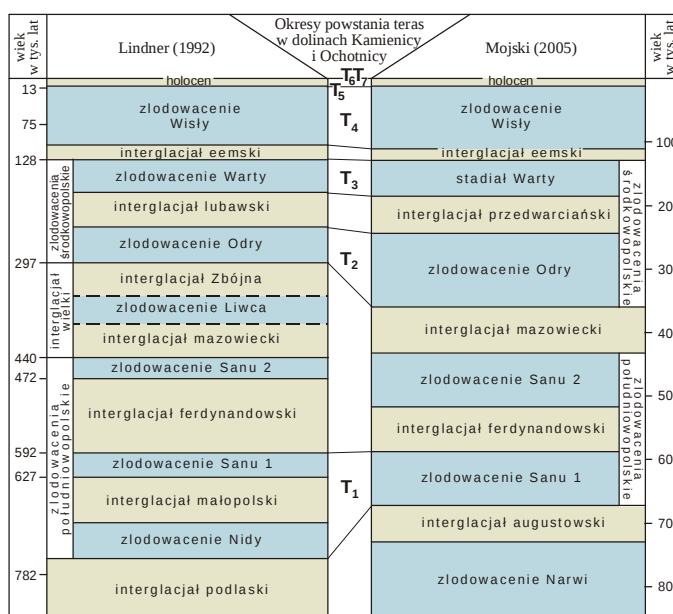


Fig. 12. Stratygrafia późnego plejstocenu Polski wg Lindnera (1992) i Mojskiego (2005).

2.3. Parametry żwiru w pokrywach aluwialnych teras

Analizie zostały poddane 24 próbki żwiru pobrane z pokryw aluwialnych teras w dolinie Kamienicy i 21 próbek z teras w dolinie Ochotnicy (Tab. 2, 3). Sumarycznie w obu dolinach z kolejnych teras pochodzi następująca liczba próbek: $T_1 - 3$, $T_2 - 3$, $T_3 - 7$, $T_4 - 16$, $T_5 - 7$, $T_6 - 3$, $T_7 - 2$ oraz z kamieńca – 2 próbki. Klasty wchodzące w skład każdej próbki zostały opisane poprzez trzy cechy: typ petrograficzny, stopień obtoczenia i stopień zwietrzenia. Po wykonaniu powyższych analiz otrzymałem liczebność klastów w przedziałach każdej z cech (Tab. 2, 3). Dla porównania żwiru w próbkach została obliczona średnia ważona każdej cechy, gdzie wagami są liczby określające numery poszczególnych przedziałów cech. Średnia jest wyrażona w skali od 1 do 5 (stopień obtoczenia) i od 1 do 4 (stopień zwietrzenia klastów). Wartość 1 oznaczałaby zaklasyfikowanie wszystkich trzystu klastów do pierwszego przedziału cechy. Natomiast wartość 5 (lub 4) oznaczałaby zestawienie wszystkich klastów w ostatnim przedziale cechy. Dla oryginalnych liczebności przedziałów została wykonana analiza skupień (Krawczyk, Słomka 1994), mająca na celu grupowanie próbek we względnie jednorodne klasy. Metoda ta została zastosowana dla cech stopnia obtoczenia i stopnia zwietrzenia klastów. Analiza skupień jest metodą tzw. klasyfikacji bez nadzoru. Podstawą grupowania jest podobieństwo pomiędzy próbkami wyrażone poprzez algorytm aglomeracji. Algorytm ten ma na celu łączenie próbek w coraz to większe klasy z zastosowaniem niepodobieństwa lub odległości euklidesowej (rzeczywista odległość geometryczna pomiędzy obiektami w przestrzeni wielowymiarowej). Wynikiem takiego grupowania jest drzewo hierarchiczne – dendrogram. Algorytm skupia kolejno coraz liczniejsze klasy zaczynając od próbek najbardziej podobnych (Krawczyk, Słomka 1994). Przy takiej klasyfikacji im wyższy stopień agregacji, tym mniejsze jest podobieństwo pomiędzy próbkami poszczególnych klas. Po otrzymaniu dendrogramu należy zdecydować, przy jakich wartościach miary podobieństwa próbki są podobne, a przy jakich nie. Jest to decyzja arbitralna. Próbki żwiru uważam za podobne, jeśli niepodobieństwo ich klastów nie przekracza 30 (30 %).

W składzie petrograficznym żwiru w większości próbek w obu dolinach dominują klasty piaskowców drobnoziarnistych (Tab. 2, 3). W dolinie Kamienicy duży udział klastów średnio- i gruboziarnistych mają tylko próbki: K2, K3, K6, K7 i K15. Próbki za wyjątkiem K15 zostały pobrane w dolnym odcinku doliny na prawym brzegu rzeki (Fig. 5). Skład petrograficzny tych próbek wyraźnie nawiązuje do budowy geologicznej podłoża –

Tab. 2. Liczebność przedziałów cech próbek żwiru w dolinie Kamienicy.

Nazwa próbki	C E C H A													
	Obtroczenie klastów					Typ petrograficzny					Stopień zwietrzenia			
	Ostrokra- wędziste	Słabo obtroczone	Obtroczone	Dobrze obtroczone	B. dobrze obtroczone	Piaskowiec Drobno- ziarnisty	Piaskowiec średnio- ziarnisty	Piaskowiec grubo- ziarnisty	Zlepieniec	Inne	Nie zwietrzały	Słabo zwietrzały	Dobrze zwietrzały	Zupełnie zwietrzały
K1	2	17	58	21	2	70	23	6	1	1	37	35	28	0
K2	15	44	31	9	1	23	64	12	2	0	12	39	46	3
K3	3	26	47	21	3	28	58	8	4	4	5	19	71	5
K4	14	29	35	20	2	62	32	6	1	0	10	38	51	1
K5	14	27	41	16	2	P*82	G*11	K*3	2	2	12	46	40	2
K6	5	44	41	10	1	46	44	9	1	1	52	38	9	1
K7	20	31	37	12	0	63	23	12	3	0	17	45	33	5
K8	20	36	31	11	2	65	31	4	0	0	11	39	49	1
K9	20	36	30	11	2	68	24	7	1	0	27	52	21	1
K10	10	15	39	33	3	69	28	3	0	0	40	45	15	0
K11	8	20	54	18	1	73	25	2	0	0	41	44	14	1
K12	10	41	43	5	1	88	11	1	0	0	58	39	1	2
K13	19	42	32	6	1	85	13	2	0	0	28	44	26	2
K14	2	40	49	7	2	85	15	1	0	0	47	49	4	0
K15	57	28	14	1	0	50	41	9	1	0	26	58	16	0
K16	10	49	37	2	1	87	9	2	1	1	31	60	9	0
K17	15	41	41	3	0	83	15	2	0	0	20	67	13	0
K18	10	37	49	4	1	72	16	10	2	0	22	55	22	2
K19	15	37	44	4	0	73	20	7	0	0	13	61	24	2
K20	3	43	50	3	1	76	16	5	1	3	56	43	2	0
K21	27	39	31	3	0	74	17	9	1	0	17	61	22	1
K22	4	39	49	5	2	81	15	3	0	0	28	60	12	0
K23	2	36	54	6	2	77	17	4	0	2	42	49	9	0
K24	3	44	49	3	1	84	12	3	0	1	43	53	4	0

P* - piaskowce (łącznie), G* - granity, K* - kwarcyty.

Tab. 3. Liczebność przedziałów cech próbek żwiru w dolinie Ochotnicy.

Nazwa próbki	C E C H A													
	Obtoczenie klastów					Typ petrograficzny					Stopień zwietrzenia			
	Ostroka-wędziste	Słabo obtoczone	Obtoczone	Dobrze obtoczone	B. dobrze obtoczone	Piaskowiec Drobnopiaszczysty	Piaskowiec średniopiaszczysty	Piaskowiec grubopiaszczysty	Zlepieniec	Inne	Nie zwietrzały	Słabo zwietrzały	Zwietrzały	Zupełnie zwietrzały
O1	4	31	62	3	0	59	26	12	2	1	15	63	21	1
O2	6	25	62	6	1	58	31	10	1	0	7	70	21	2
O3	16	33	47	4	0	11	67	21	1	0	2	37	60	1
O4	8	38	52	1	1	69	20	9	2	0	10	64	25	1
O5	9	30	57	3	1	60	32	7	1	0	18	58	23	1
O6	45	37	17	1	0	42	47	8	2	1	52	47	1	0
O7A	14	39	43	4	0	60	25	14	1	0	4	44	51	1
O7B	12	30	54	4	0	47	30	22	1	0	3	46	50	1
O8	10	34	53	3	0	76	18	5	1	0	7	53	39	1
O9	13	32	53	2	0	67	22	8	1	2	22	66	12	0
O10	10	52	35	3	0	47	34	16	3	0	6	58	35	1
O11	4	43	49	3	1	56	29	13	2	0	9	57	33	1
O12	38	53	9	0	0	47	39	14	0	0	7	48	45	0
O13	1	27	60	10	2	37	33	23	5	2	33	60	7	0
O14	3	40	53	3	1	50	32	15	2	1	22	68	10	0
O15	4	46	46	3	1	49	26	22	3	0	3	40	56	1
O16	8	47	42	2	1	46	33	20	1	0	2	11	81	6
O17	8	47	44	1	0	58	20	17	4	1	3	19	74	4
O18	4	35	56	4	1	60	25	12	3	0	4	39	55	2
O19	7	42	48	2	1	40	36	22	2	0	2	26	71	1
O20	5	25	66	3	1	64	25	9	2	0	76	23	1	0

piaskowców magurskich strefy krynickiej (Fig. 4), które są głównie średnio- i gruboziarniste, bądź zlepieńcowate. Natomiast próbka K15 została pobrana w strefie wychodni piaskowców magurskich strefy sądeckiej, które są średnio- i drobnoziarniste. Duży udział klastów ostrokrawędzistych w próbce K15, pokazuje, że zostały one dostarczone ze stoku, czyli z warstw magurskich. Dlatego w próbce duży udział mają piaskowce średnioziarniste. Ogólnie żwir w dolinie Ochotnicy charakteryzuje się większym udziałem klastów piaskowców o grubszym ziarnie niż w dolinie Kamienicy. Ma to związek z tym, że znaczną część zlewni Ochotnicy budują piaskowce średnio- i gruboziarniste, a czasem zlepieńcowate. Należą one do warstw magurskich i warstw piaskowców z Piwnicznej (Fig. 4). Petrografia żwirów, a ściślej ujmując wielkość ziaren budujących klasty żwiru ma istotne znaczenie dla stopnia zwietrzenia klastów. Bowiem im większa frakcja ziaren w klastach, tym są one bardziej zwietrzałe. Znajduje to potwierdzenie przy porównaniu stopnia zwietrzenia żwiru w dolinach Kamienicy i Ochotnicy. Jak już wcześniej wspomniałem, w dolinie Ochotnicy żwir jest bardziej gruboziarnisty niż w dolinie Kamienicy, a co za tym idzie klasty w próbkach żwiru w dolinie Ochotnicy są bardziej zwietrzałe niż w dolinie Kamienicy (Fig. 14, 16). Petrografia klastów żwiru jak i stopień ich zwietrzenia nie mogą służyć jako wskaźnik dla porównań poszczególnych pokryw żwirowych teras. Parametry te zależą od czynników lokalnych – budowy geologicznej zlewni, a stopień zwietrzenia istotnie zależy również od lokalnych warunków wilgotności pokryw żwirowych: дренаżu, poziomu wody gruntowej. Wydawałoby się, że najbardziej zwietrzały powinien być żwir z pokryw żwirowych teras najstarszych. Jednak nierzadko bywa tak, że najbardziej zwietrzały jest żwir z pokryw teras młodych np. próbka K3 (Fig. 14A).

Analiza skupień wykazuje, że w przedziałach cechy stopnia zwietrzenia rozkład klastów w kilku próbkach jest podobny (Fig. 13A, 15A). W większości powstałe klasy podobieństwa (do 30 % niepodobieństwa) skupiają próbki pobrane z pokryw o podobnym wieku (pobrane z jednego poziomu terasy). Jednak powstałe klasy skupiają zazwyczaj po dwie próbki, których podobieństwo może być przypadkowe. Podobieństwo pomiędzy wszystkimi próbkami z danego poziomu terasy jest bardzo małe.

Relatywnie obiektywnym parametrem dla porównania pokryw żwirowych teras jest obtoczenie klastów. Można by przypuszczać, że klasty z pokryw młodych, holocenijskich są bardziej obtoczone od tych z pokryw teras plejstocenijskich. W interglacjale występują

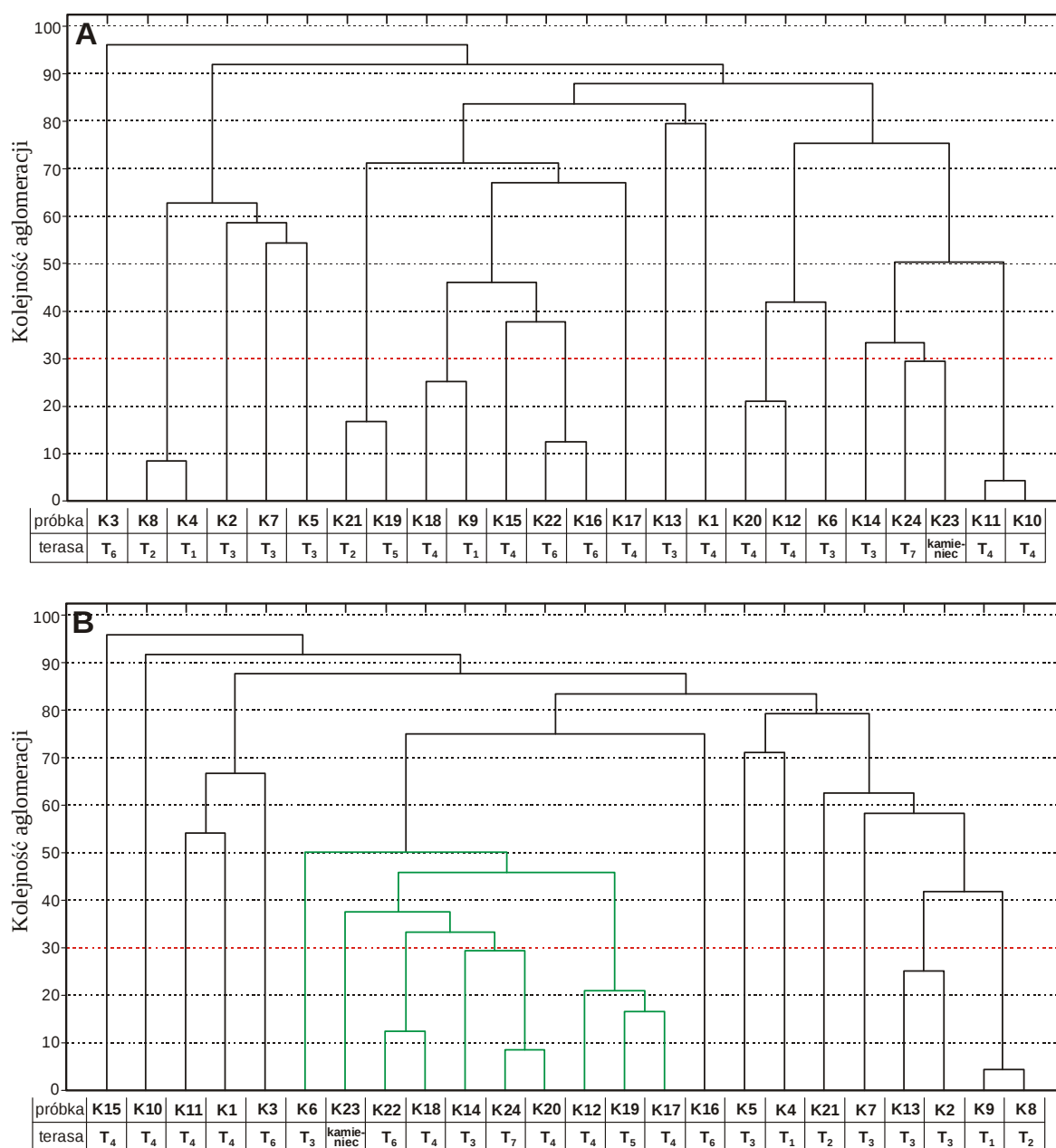


Fig. 13. Klasyfikacja nienadzorowana za pomocą analizy skupień próbek z pokryw aluwialnych teras Kamienicy
A - cecha: stopień zwietrzienia, **B**- cecha: stopień obtoczenia.

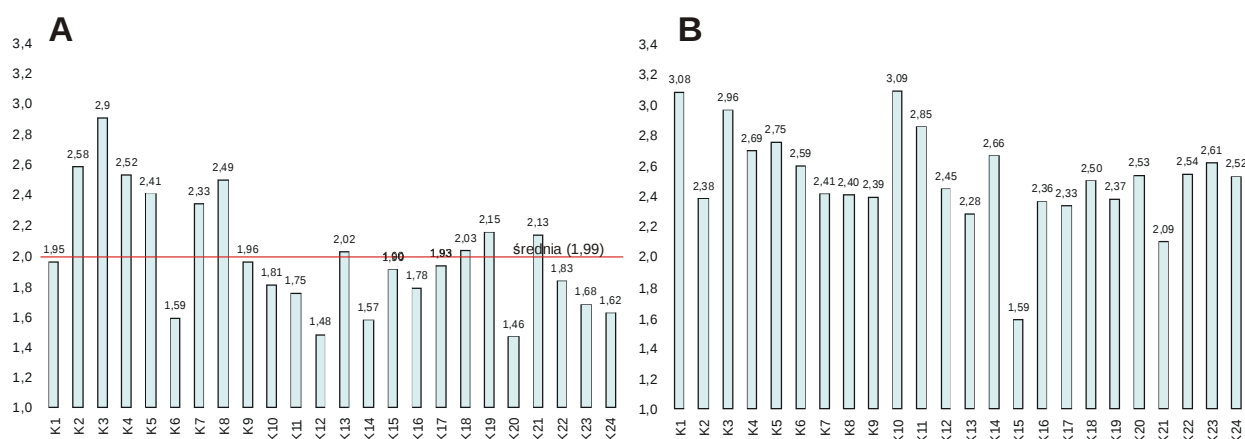


Fig. 14. Średnie ważone wartości: **A** - stopnia zwietrzienia, **B** - stopnia obtoczenia klastów w próbkach żwiru w dolinie Kamienicy.

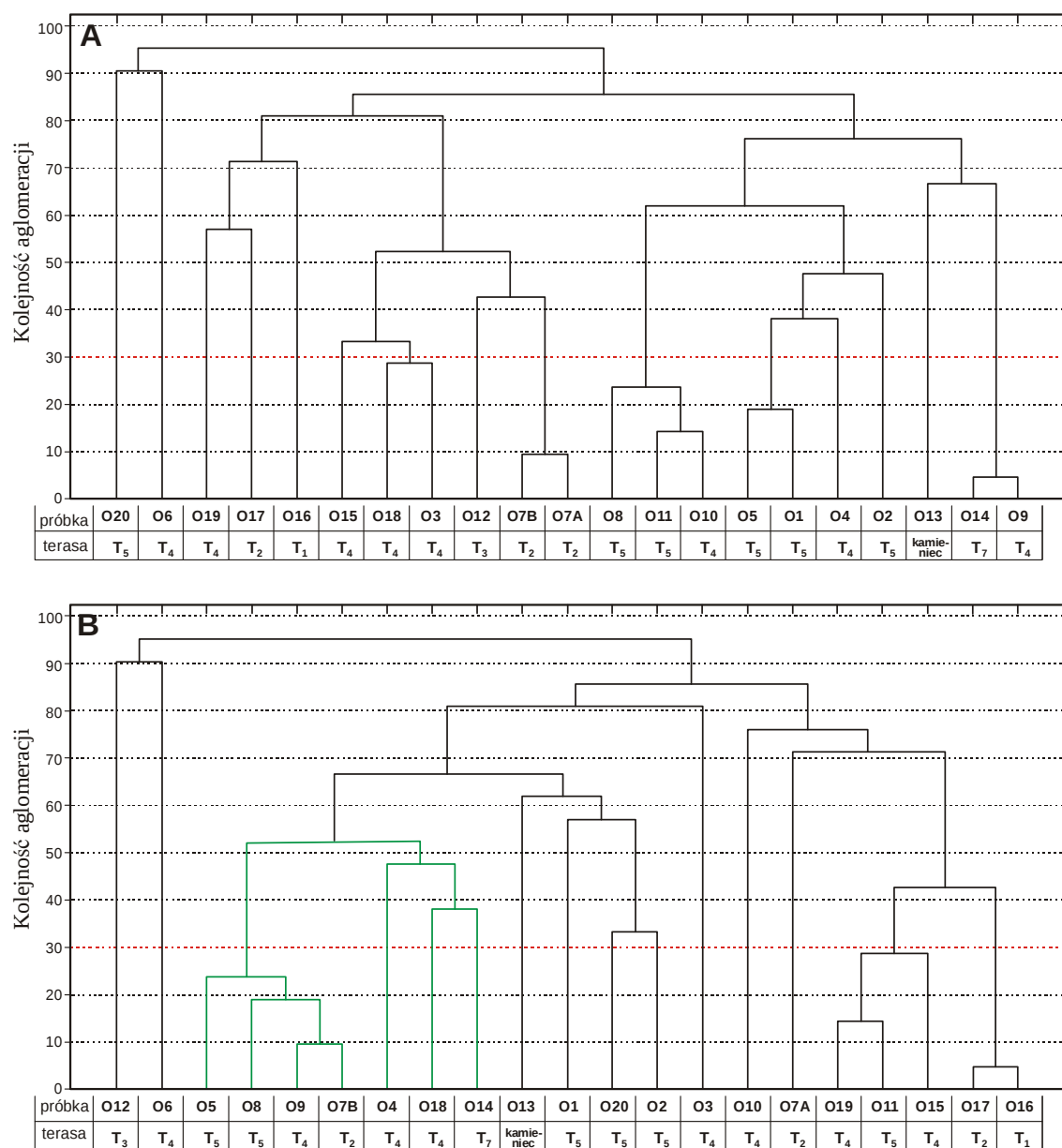


Fig. 15. Klasyfikacja nienadzorowana za pomocą analizy skupień próbek z pokryw aluwialnych teras Ochotnicy
A - cecha: stopień zwietrzienia, **B** - cecha: stopień obtoczenia.

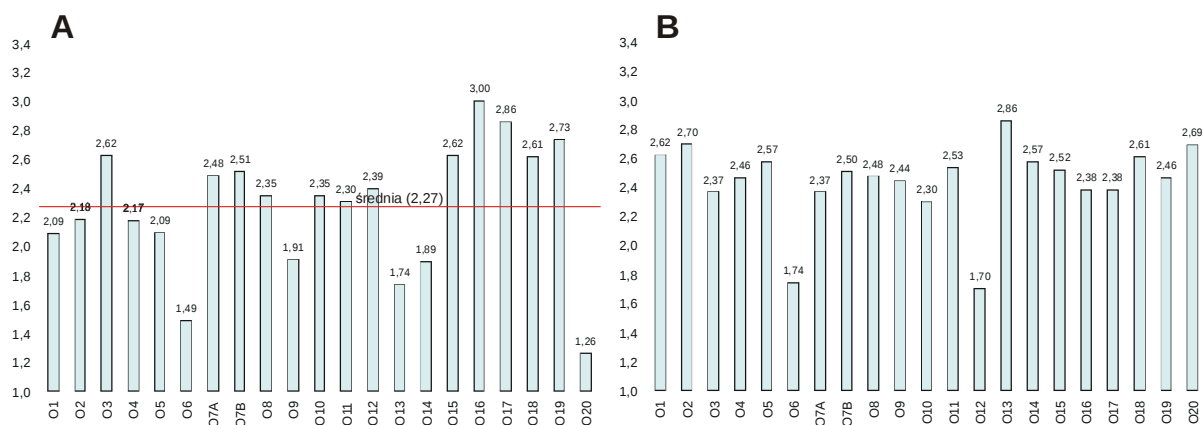


Fig. 16. Średnie ważone wartości: **A** - stopnia zwietrzienia, **B** - stopnia obtoczenia klastów w próbkach żwiru w dolinie Ochotnicy.

większe przepływy, większa energia rzeki, a zatem możliwość długiego transportu i obtaczania. W okresach zimnych przepływy są niskie, rzeka jest znacznie obciążona materiałem dostarczającym ze stoków, zatem posiada niższą energię i ograniczoną możliwość transportu klastów. Istotnie, z próbek pobranych w dolinie Ochotnicy, najlepiej obtoczone są klasty w próbce O13 pobranej z kamieńca (Fig. 16B). Natomiast w dolinie Kamienicy najlepiej obtoczone są klasty w próbce K10 i K1 (Fig. 14B) pobrane z plejstocenijskiej terasy T₄. Najslabiej obtoczone klasty znajdują się w próbkach (O6, O12 i K15) pobranych z przyboczowych fragmentów teras, gdzie domieszkę w aluviach stanowi ostrokrawędzisty materiał stokowy. Analiza skupień dla stopnia obtoczenia klastów wydzieliła dwie liczne klasy próbek o podobieństwie klastów 50% w dolinie Kamienicy (Fig. 13B) i 48% w dolinie Ochotnicy (Fig. 15B; zaznaczone za zielono). Każda z klas skupia w sobie próbki pobrane z teras holocenijskich (w przypadku Kamienicy, również z kamieńca) jak i teras plejstocenijskich (T₄, T₃, T₂). Podobieństwo żwiru w terasach zazwyczaj jest tak duże, że jedynym często czynnikiem, który go różnicuje jest kolor. Żwir w terasach młodych jest dobrze przemyty (niewielka ilość łu) i ma kolor jasno-brązowy, szary, popielaty. W pokrywach starszych teras pokrywa żwirowa zawiera duże ilości frakcji ilastych (efekt wietrzenia lub wmycia z powierzchni terasy) i ma kolor brunatny lub brązowy.

Reasumując można stwierdzić, że cechy żwiru w pokrywach aluwialnych teras rzecznych dolin Kamienicy i Ochotnicy nie wykazują wyraźnego związku z wiekiem tych pokryw. Stopień zwieterzenia klastów jest często wyższy w pokrywach teras holocenijskich niż w starszych pochodzących jeszcze z okresu zlodowacenia Sanu 1. Należałoby to tłumaczyć tym, że duża część materiału budującego pokrywę niższych teras pochodzi z redepozycji ze starszych pokryw żwirowych. Wykonane analizy wykazują podobieństwo pomiędzy żwirem z teras holocenijskich i z kamieńca, a żwirem z teras plejstocenijskich. Jedyna różnica polega na rodzaju masy wypełniającej w pokrywie żwirowej teras, a z nią bardzo często związany jest kolor osadu. W terasach holocenijskich jest to piasek, a w terasach starszych najczęściej glina piaszczysta lub piasek gliniasty. Podobieństwo kilku próbek żwiru pochodzącego z pokryw tych samych teras należałoby przyjąć za wyraz tylko lokalnego podobieństwa pokryw żwirowych, gdyż ich zróżnicowanie wzdłuż profilu podłużnego teras jest duże i uzależnione od lokalnych czynników środowiska.

2.4. Wyniki badań georadarowych GPR

Georadar (radar do penetracji gruntu, radar podpowierzchniowy) służy do nieinwazyjnych geofizycznych badań przypowierzchniowej warstwy gruntu (< 50 m).

Ma zastosowanie między innymi w liniowym (wzdłuż wybranego profilu) śledzeniu podpowierzchniowej budowy geologicznej. Urządzenie to emituje przez antenę nadawczą impulsy elektromagnetyczne o bardzo wysokiej częstotliwości (10 – 1000 MHz), które odbite od różnych granic, odbierane są przez antenę odbiorczą i przekazywane do komputera. Granicami odbijającymi sygnał radarowy są granice między ośrodkami różniącymi się wartością stałej dielektrycznej (ϵ). Różne skały i materiały charakteryzują się różnymi wartościami stałej dielektrycznej. Wartość ϵ wpływa na prędkość rozchodzenia się emitowanej fali i jej tłumienie. Obecność wody w ośrodkach skalnych znacznie podwyższa wartość ϵ . Na przykład piasek suchy ma $\epsilon = 2.55-7.5$, natomiast piasek nasycony wodą (mokry) ma $\epsilon = 20-31.6$ (Neal 2004). Impulsy wysyłane przez antenę nadawczą w głąb ośrodka, wracają z opóźnieniem do anteny odbiorczej i przez światłowody trafiają do sterującej systemem jednostki centralnej, a następnie są przetwarzane i przesyłane do rejestratora (dysk twardy przenośnego komputera). Impulsy te są obserwowane przez operatora (na monitorze), w postaci falogramu czasowego, tzn. liniowego (pionowego) przekroju zmienności parametrów gruntu. Aparatura GPR zazwyczaj nie rejestruje automatycznie morfologii terenu, dlatego echogramy są „płaskie”. Dopasowanie profilu do rzeźby terenu, wymaga dodatkowych ręcznych uzupełnień operatora.

Georadar jest wykorzystywany między innymi w badaniach osadów fluwialnych. Osady rzek meandrowych, roztokowych i przejściowych tworzą charakterystyczne obrazy radarowe (Vandenberghe, van Overmeeren 1999). W ostatnich latach badania georadarowe często wykorzystuje się dla rekonstrukcji dawnych środowisk depozycyjnych i procesów sedymentacji w zróżnicowanych warunkach środowiskowych (Neal 2004). Echogram jest bardzo pomocny przy interpretacji badanych osadów, ale wnioskowanie powinno być połączone z danymi pochodzącymi z odkrywek, wierceń i badań geomorfologicznych (Vandenberghe, van Overmeeren 1999).

Pomiary georadarowe teras w dolinie Kamienicy zostały wykonane jako próba dla sprawdzenia przydatności tej metody dla: badania miąższości pokładów torfu, wykrywania cokołów skalnych teras oraz uzyskania obrazów radarowych osadów zwirowych, według których można by określić charakter rzeki deponującej osady. Pomiary zostały przeprowadzone w kilku miejscach (Fig. 5) w obrębie badanego odcinka doliny. Jako najbardziej interesujące wybrałem echogramy z Kamienicy (G7; Fig. 17) i Rzek (G10 – fragment; Fig. 18). Na każdym z echogramów do głębokości 1 m występują dwa lub trzy

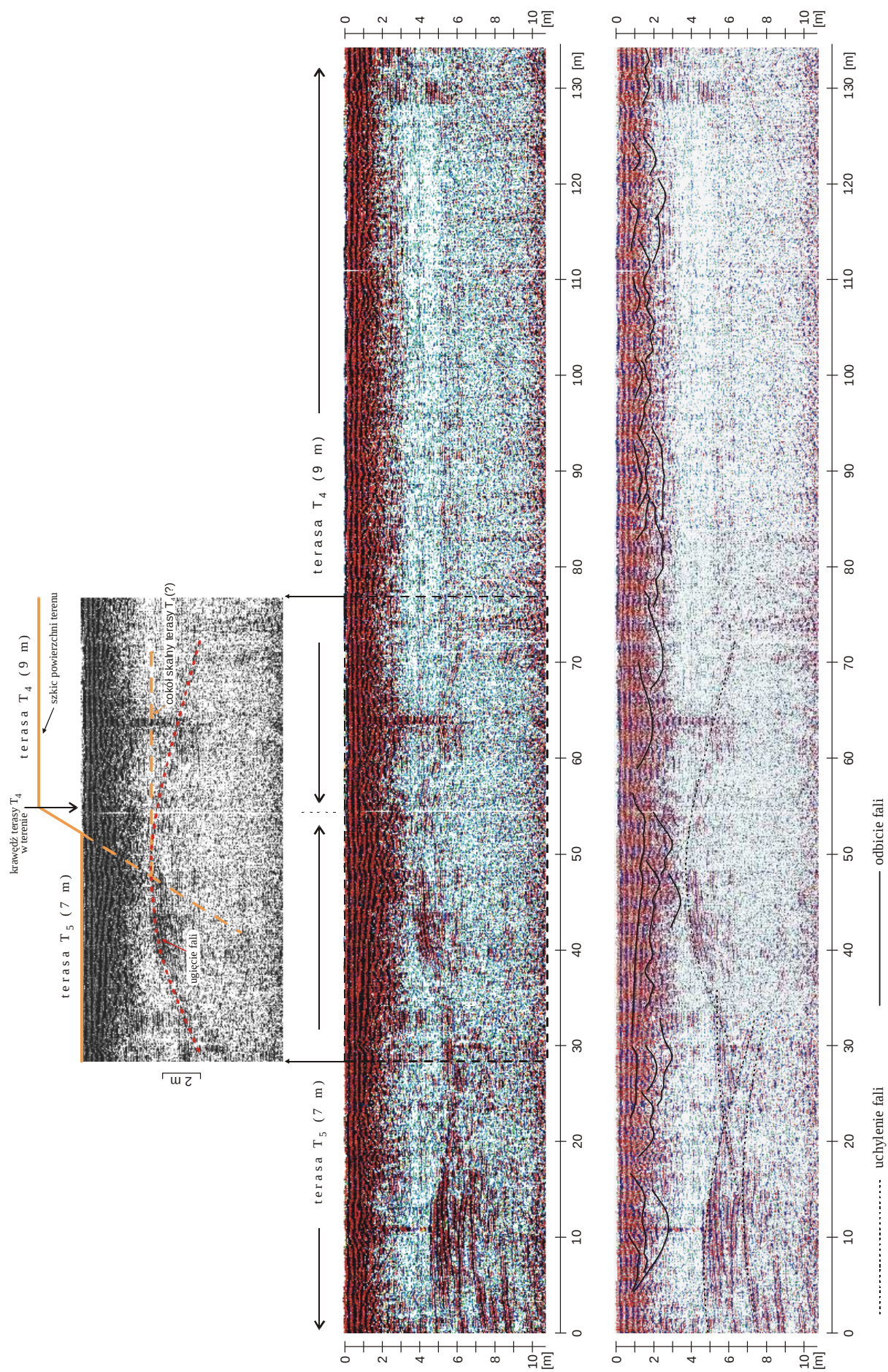


Fig. 17. Interpretacja echogramu G7 z Kamienicy.

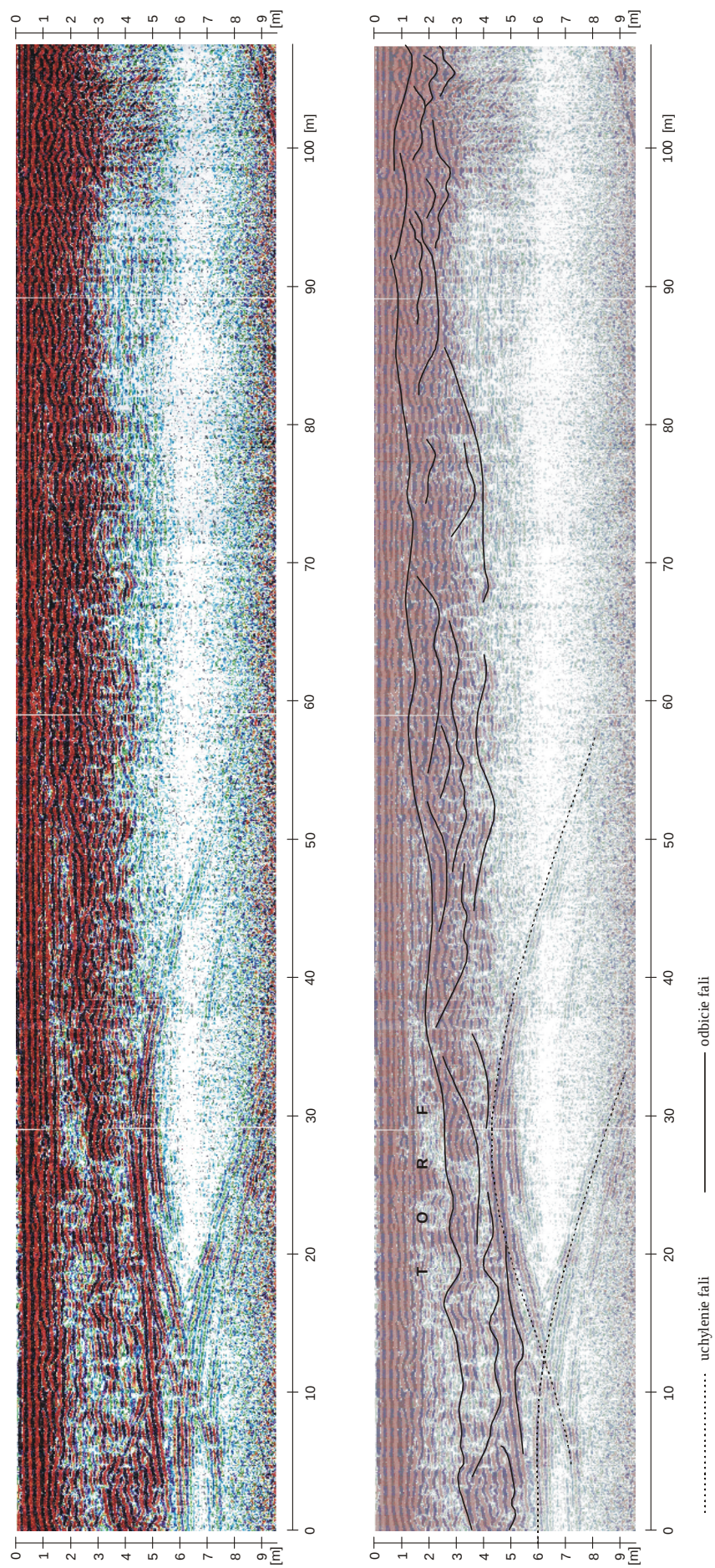


Fig. 18. Interpretacja echogramu G10 (fragment) z Rzek.

silne refleksy, które pochodzą od dwóch rodzajów fal: padającej (wprost pomiędzy antenami) i bezpośredniej w gruncie. Okazuje się, że bardzo wyraźnie na obrazach GPR zaznacza się torf (Fig. 18). Ma to związek z dużym kontrastem stałej dielektrycznej torfu ($\epsilon = 57-80$) i otoczenia. Skały podścielające torf mają stałą dielektryczną znacznie niższą: piasek (uwodniony) $\epsilon = 20-31.6$, piasek ze żwirem $\epsilon = 15.5-17.5$ a ił $\epsilon = 15-40$ (Neal 2004). Na echogramie z Rzek dobrze widoczny jest spąg torfowiska. Podczas przeprowadzonych na torfowisku wierceń świdrem Instorf, nawiercono torf do miąższości blisko 2 m (Olszak 2004). Natomiast widoczna na echogramie miąższość torfowiska przekracza nawet trzy metry (Fig. 18), w miejscu gdzie wiercenie nie zostało wykonane. W obrazach echogramów zwracają uwagę szerokie, łukowate refleksy, wypukłe ku górze, które wskazują na ugięcie fali (dyfrakcję). Zdaniem Vandenberghe i van Overmeeren (1999) źródłem takiego obrazu może być dyfrakcja na: granicy nakładających się paleokoryt (Fig. 19; ośrodek 1), ale prawdopodobnie tylko tych, które wycięte są w skalnym podłożu, na granicy dna koryta (ośrodek 2) oraz na krawędzi zerodowanej warstwy (serii skalnej) (ośrodek 3). Analogicznie

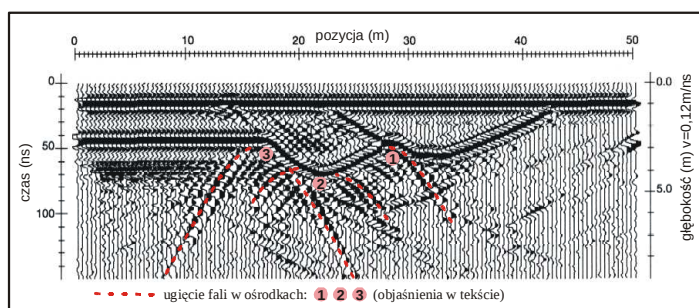


Fig. 19. Fragment echogramu ilustrujący źródła ugięć fali elektromagnetycznej (Vandenberghe, van Overmeeren 1999).

jak w przypadku 3, ugięcie fali może wystąpić na krawędzi cokołu skalnego terasy. Skłoniło mnie to do zaproponowania interpretacji fragmentu profilu GPR z Kamienicy (Fig. 17), gdzie ugięcie fali na głębokości około 4 m jest spowodowane krawędzią cokołu skalnego terasy T_4 .

Kilka profili georadarowych z doliny Kamienicy pokazuje charakterystyczny obraz osadów fluwialnych. Zaznacza się on do około 5 metrów głębokości. Obraz ten jest zdominowany przez nieregularne, wypukłe ku dołowi, czasami ścinające się refleksy (Fig. 17, 18). Osady o takim obrazie (wzorze) na echogramach wskazują na wiele koryt (ramion) rzecznych, które były wynikiem działalności rzek roztokowych lub przejściowych (Vandenberghe, van Overmeeren 1999). W pierwszym momencie wydaje się, że homogeniczny osad teras Kamienicy, jakim jest żwir z piaskiem, nie może tworzyć w obrazie georadarowym takiego wzoru. Uwzględnijmy jednak, że w niektórych paleokorytach, w czasie wezbrań, może zostać zdeponowany osad ilasty. Warstwa iłu jest

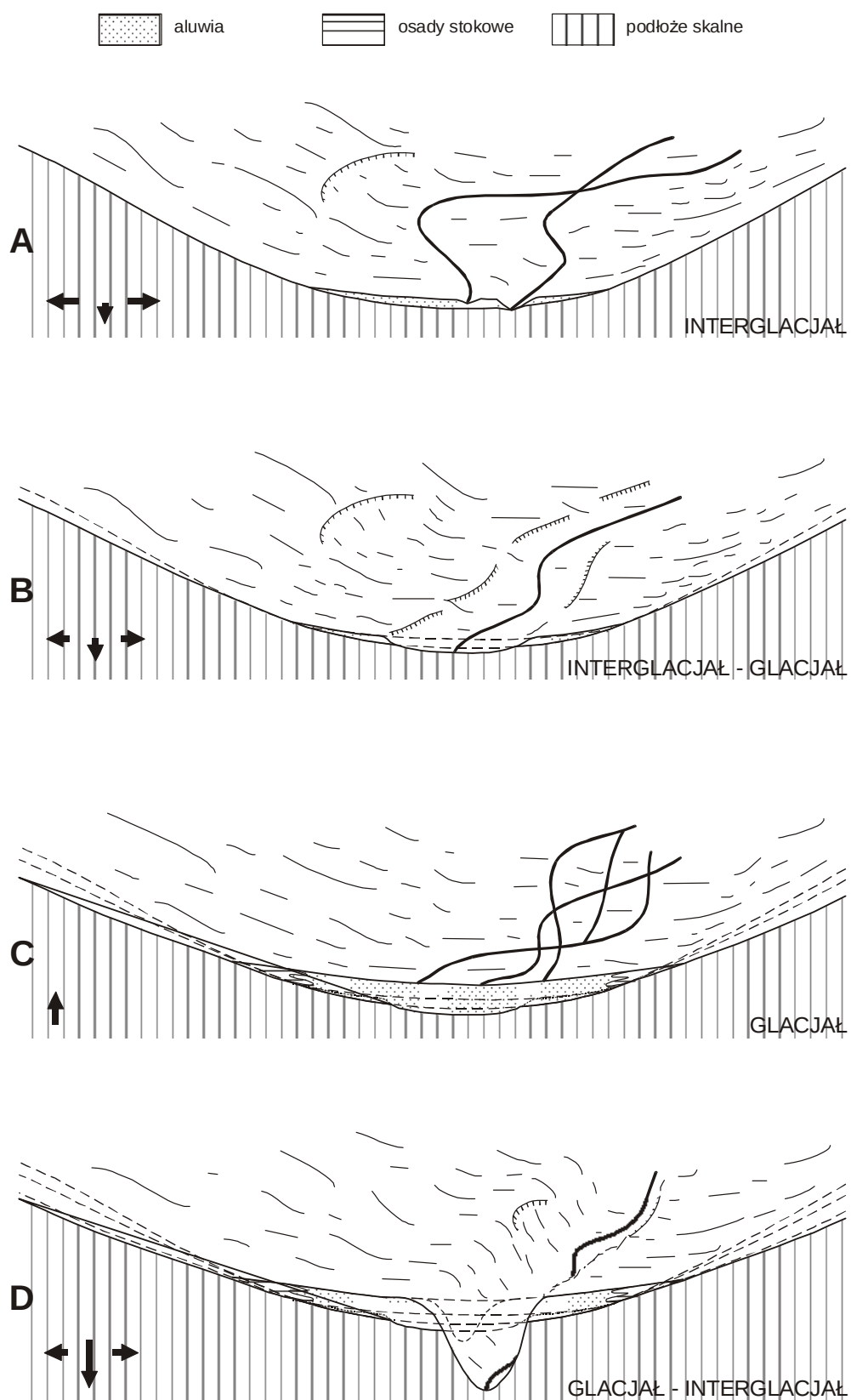
wówczas ekranem dla fali elektromagnetycznej. Wydaje się zatem, że interpretacja załączonych echogramów jest prawidłowa. Osady teras zostały zdeponowane przez rzeki płynące kilkoma korytami. Były to zapewne rzeki przejściowe (o kilku korytach), a może również rzeki roztokowe.

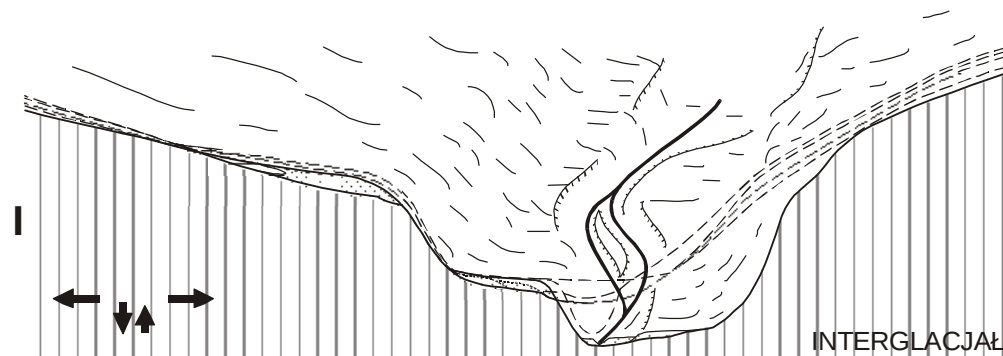
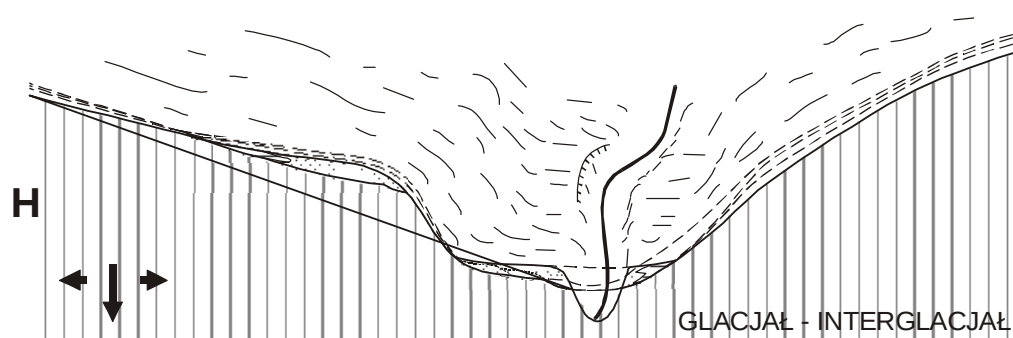
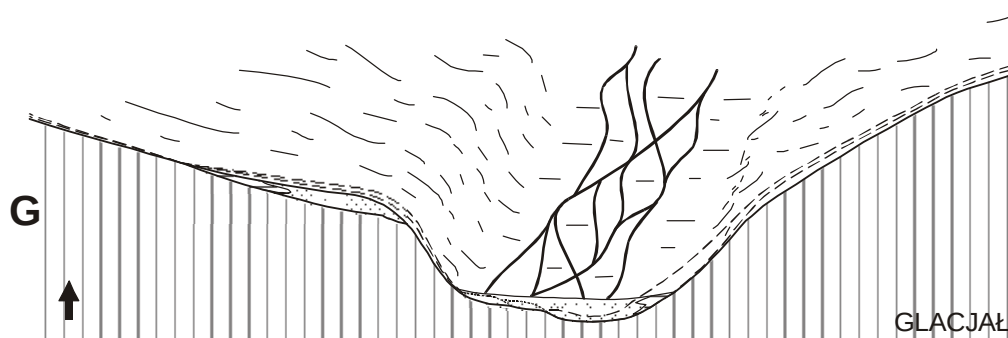
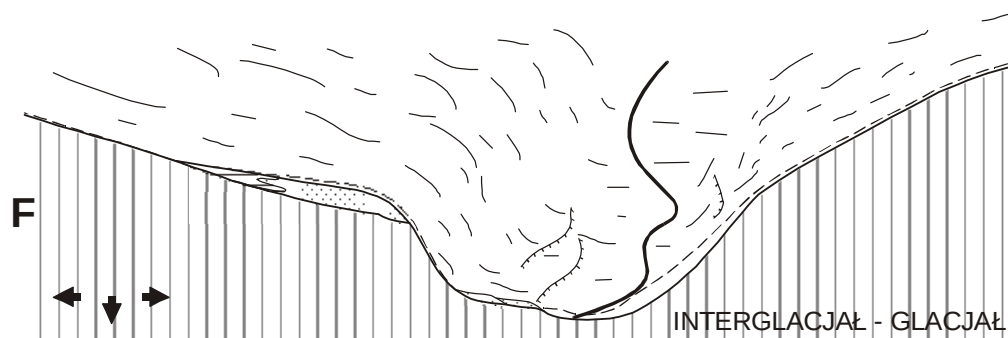
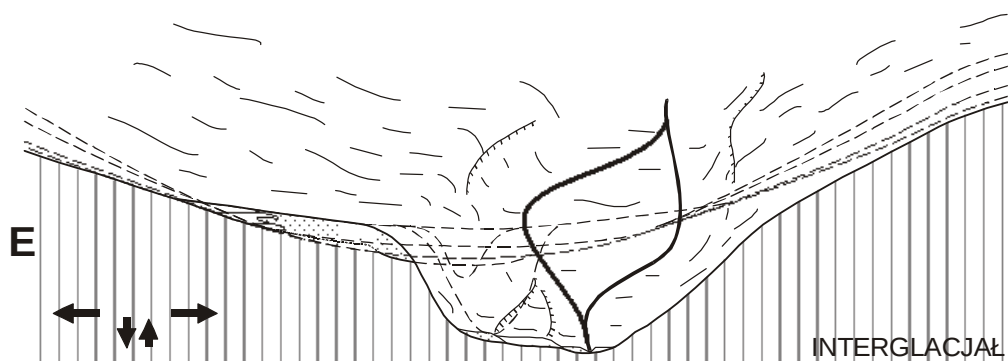
3. ROZWÓJ TERAS W DOLINACH KAMIENICY I OCHOTNICY

Przedstawiony poniżej rozwój teras odnosi się do obszaru gór średnich (Gorce), aktywnego tektonicznie i będącego pod wpływem oscylacji klimatycznych w plejstocenie. W takich obszarach przyjmuje się, że kolejne etapy rozwoju teras oparte są o cykliczność klimatu podczas plejstocenu (Klimaszewski 1967; Starkel 2003; Wójcik 2003). Niniejszy schemat opiera się na tej koncepcji i przedstawia charakterystykę jednego cyklu klimatycznego. Obejmuje on okres od jednego interglacjału do kolejnego, poprzez okresy przejściowe i fazę glacjału.

Rozważając sposób formowania się teras w dolinach Kamienicy i Ochotnicy przyjąłem, że badany obszar podlegał w czasie kształtowania się teras ciągłemu i względnie jednostajnemu wypiętrzaniu. Przyjąłem również, uznaną już w literaturze, prawidłowość dla dolin górskich, że od czasu ich założenia postępuje w nich tendencja do pogłębiania i cofania się zboczy. Pogłębianie dolin może mieć fazy okresowego zatrzymania, a nawet zwrotu ku agradacji, jako następstwo ochłodzeń klimatu. Przyjąłem również, że istotnym procesem kształtującym stoki i zbocza, a przez to warunkującym dostawę materiału stokowego do koryta, są ruchy masowe, zwłaszcza osuwiska. Ponadto postępuje również stałe rozczłonkowanie dorzecza poprzez doliny niższego rzędu. Wszystkie te procesy prowadzą równocześnie do degradacji lub całkowitego zniszczenia poziomów teras rzecznych (zwłaszcza teras starszych). W poniższym schemacie zostały pominięte aspekty budowy geologicznej den dolin. Mają one wpływ na kształt, szerokość i przebieg doliny oraz tempo erozji (erozja szybciej zachodzi w skałach mało odpornych), ale nie mają istotnego wpływu na przebieg rozwoju teras, tzn. na fazy agradacji i erozji. Te dwa procesy są przede wszystkim zależne od warunków klimatycznych i ruchów pionowych skorupy ziemskiej. Budowa geologiczna doliny warunkuje natomiast zachowanie się teras. W odcinkach, gdzie skały są bardziej podatne na erozję, dolina może być szersza i prawdopodobieństwo zachowania się teras jest znaczne (Starkel 2003), gdyż powierzchnie teras są duże. Ponadto bardzo istotną rolę spełnia rodzaj cokołu skalnego terasy. Dłuższą żywotność mają terasy o odpornych na denudację cokołach.

Fig. 20. Rozwój teras w dolinach Kamienicy i Ochotnicy (w cyklu interglacjał-glacjał-interglacjał).
Strzałki oznaczają tendencje procesów erozji lub depozycji. Ich długość wyraża natężenie procesów.





Okres glacialny (Fig. 20C, G). Z tym okresem jest związana głównie aggradacja, która powoduje podniesienie poziomu dna doliny. Wraz z akumulacją aluwii, dno doliny nadbudowują również osady stokowe, które się zazębiają z osadami rzecznyymi. Taką sytuację można obserwować w przysiółkach Barbarówka w dolinie Ochotnicy i Gromale w dolinie Kamienicy (zob. rozdział 2.1). W okresach zlodowaceń niżowych panował w Karpatach klimat peryglacialny, czyli suchy i chłodny z niskimi sumami opadów głównie w postaci śniegu. Obszar powyżej górnej granicy lasu, w którym znajdowały się doliny Kamienicy i Ochotnicy podczas wszystkich glacialów (za wyjątkiem zlodowacenia Wisły – wówczas dolne odcinki dolin mogły być w zasięgu górnych partii lasu), nie miał zwartej pokrywy roślinnej, jedynie niewielkie płyty krzewinek i pojedynczych drzew (Środoń 1977). Dominującymi procesami w okresie glacialnym były: na stokach stromych osypywanie towarzyszące intensywnemu wietrzeniu mrozowemu, a na stokach łagodnych (poniżej 30°) soliflukcja (Klimaszewski 1981). Procesy te dostarczają znaczną ilość materiału stokowego do koryta. Pomimo dużej dostawy materiału stokowego, dno doliny nie podnosi się wprost proporcjonalnie do objętości dostarczanego materiału (zob. Vandenberghe 2003). Znaczna część materiału poddawana jest transportowi przez periodyczne przepływy proniwalne (w okresie topnienia śniegów) i odprowadzana z dna doliny (zob. van Balen i in. 2000). Podczas glacialu trwa ciągłe wypiętrzanie obszaru, ale rzeka nie eroduje w głąb, gdyż cała jej energia jest zużywana na transport materiału korytowego. Koryta rzek Kamienicy i Ochotnicy w okresach glacialnych miały charakter roztokowy lub przejściowy, gdyż takie rozwinięcia koryt dominują w obszarach bez roślinności lub z nikłą pokrywą roślinną i o niskim przepływie (zob. Vandenberghe 2001). Należy jeszcze dodać, że brak mięszych osadów soliflukcyjnych na powierzchniach teras plejstocénskich (złod. Sanu 1, Odry, Warty) w omawianych dolinach przemawia za ograniczoną rolą tego procesu w denudacji zboczy. Jeśli soliflukcja zachodziłaby intensywnie i względnie równomiernie na całym obszarze dolin, to na spłaszczeniach teras plejstocénskich powinny zachować się osady soliflukcyjne.

Okres przejściowy glacial – interglacial (Fig. 20D, H). Jest to okres intensywnej erozji dennej i wgłębnej (główna faza) oraz erozji bocznej. Dochodzi do rozcięcia pokrywy aluwialnej i powstania terasy z pokrywą wieku zlodowacenia poprzedzającego okres przejściowy. W okresie tym powoli wzrasta średnia temperatura roczna oraz suma opadów. Zwilgotnienie jak i ocieplenie klimatu powoduje, że na stokach i zboczach odnawia się pokrywa roślinna. Zmniejsza się natężenie wietrzenia mechanicznego (zamróz) i przestaje działać soliflukcja. Następuje zmniejszenie dostawy materiału stokowego do koryta oraz wzrost wartości przepływu w korycie (Fig. 21). Taki stosunek tych dwóch parametrów

proceeds to a violent erosion and widening of the valley floor. Deepening of the valley floor is mainly the result of the fact that the river during the glacial period did not erode the bed, despite continuous widening. Therefore its longitudinal profile is much higher than its theoretical profile of equilibrium. Therefore in the old days of the valley it is quickly cut into a deep channel. The process of incision begins at the mouth and with time progresses upstream – erosion is retreating.

Okres interglacjalny (Fig. 20E, I). In relation to the Holocene denudation of the Kamienica and Ochotnica, this period should be associated with a stepwise deepening of the valley and lateral erosion and accumulation of alluvium in drier interglacial periods. Warming of the climate creates conditions for the development of a dense vegetation cover, through which the supply of material to the channel is greatly limited. The root system of plants stabilizes the interfluvium and prevents increased channel erosion. A significant part of the precipitation on the slopes and in the valleys undergoes infiltration (lack of multi-year frost, which makes this phenomenon in glacial periods) and is retained by the vegetation. There is a delay in the flow of precipitation water to the channel, which stabilizes and limits the height of the flow (lack of high flood waves). Despite this, the river continues to deepen the valley floor, especially intensively in periods of higher precipitation (higher precipitation). Accumulation takes place mainly in periods of lower precipitation (Starkel 1968). Locally, the thickness of alluvium can reach a few meters (e.g., the thickness of the alluvial terrace T₅ in Kamienica). The river, after reaching the relative profile of equilibrium (at the latest in the lower part, when the incision of the valley progresses from the mouth) begins to erode laterally. In the interglacial period (Holocene) the river in some sections flows in several channels (the present, the lower section of Kamienica) and in times of increased flows it can migrate. The channel (a) is often found under one or the other slope, cutting it. In this way the river widens the valley floor, destroying at the same time old horizontal terraces. Material supplied to the channel comes from redeposition of older covers of clastic material or from denudation of the valley floor (collapses, landslides) and erosion of its bed. It is also supplied by lateral inflows, in which the same denudation processes take place.

The interglacial period is the main phase of lateral planation, which begins already in the transitional glacial-interglacial, and ends at the end of the second transitional interglacial-glacial (cf. Hancock, Anderson 2002; Starkel 2003). As a result of lateral planation, an erosional surface is formed, which is the base for later sediments deposited during the glacial period. This surface can be inclined towards the axis of the valley or one of the banks – depending on the tendency of the channel migration. The formation of a wide

dna doliny nie oznacza przerwy w rozcinaniu dna (por. Starkel 2003). Poszerzanie i pogłębianie dolin zachodzi często równocześnie sensu stricto (na przykład dolny odcinek Kamienicy w przysiółku Morgi) lub zachodzi wymiennie, kilkakrotnie w przeciągu interglacjalu. W związku z tym skalne dna dolin są nie wyrównane i mogą posiadać parę stopni erozyjnych. Deniwelacje pomiędzy najniższym i najwyższym punktem w obrębie skalnego dna mogą dochodzić do kilku metrów (dolny odcinek Ochotnicy w Tylmanowej).

Powstanie holocenijskich teras skalno-osadowych, należałoby wiązać ze wzmożoną erozją i rozcięciem dolin rzek karpaccich podczas zwilgotnień klimatu (Starkel 1968, 1977). Na uwagę zasługują tu głównie zwilgotnienia klimatu w okresach atlantyckim (optimum klimatyczne) i na początku okresu subatlantyckiego. Erozja w tych dwóch fazach klimatycznych spowodowała powstanie dwóch teras holocenijskich w opisywanych dolinach. Przed rozcięciem dolin miało miejsce poszerzenie dolin i zdeponowanie osadów, które prawdopodobnie pochodzą z redepozycji osadów starszych z górnych odcinków dolin.

Obecnie w dnach dolin Kamienicy i Ochotnicy występują dwa poziome terasy holocenijskie, miejscami z cokołami skalnymi (Fig. 5). Należy przypuszczać, że w okresach interglacialnych plejstocenu też tworzyło się kilka teras. Do niewielkich rozcięć pokryw aluwialnych i powstania teras mogło dojść również w okresach interstadialnych. Jest mało prawdopodobne by terasy te zostały zupełnie zdegradowane przez procesy erozji bocznej i procesy denudacji stokowej podczas okresów interglacialnych i przejściowych. Jeśli nie zostały zniszczone, to niektóre z tych teras zachowane są do dziś. Zostały one nadbudowane późniejszymi osadami (rzecznymi i stokowymi) w okresach glacialnych i dziś tworzą terasy kopalne. Istnieje też duże prawdopodobieństwo, że aggradacja mogła nie być na tyle wysoka (zwłaszcza w odcinkach dolin znacznie pogłębionych) i nie spowodowała przykrycia (nadbudowania) wszystkich teras interglacialnych, zwłaszcza najwyższej. Stanowią one dziś odrębne stopnie terasowe, albo też późniejsze procesy denudacyjne sprawiły, że przejście pomiędzy poziomem aggradacji a terasami, których poziom aggradacji nie osiągnął stało się mało wyraźne. To wyrównanie rzeźby maskuje rzeczywistą budowę i dziś np. dwie terasy (wieku interglacialnego i glacialnego), czasem o odrębnych cokołach, możemy uznać za jedną, której powierzchnia może być znacznie nachylona. Osady tych teras możemy uważać za jednowiekowe (zdeponowane w danym okresie zlodowacenia), ponieważ nie ma istotnych różnic pomiędzy pokrywami żwirowymi teras uważanych za plejstocenijskie (glacialne), a żwirem teras holocenijskich (zob. rozdział 2.3).

Rozważania opisane w niniejszym akapicie, stanowią być może wytłumaczenie dla sytuacji

opisywanej na przykład z doliny Dunajca, gdzie „cokół skalny tarasu dzieli się na trzy odrębne stopnie” (Zuchiewicz 1992).

Powyższy schemat rozwoju teras dotyczy dolin w ich dolnym i środkowym biegu. W górnych odcinkach doliny są zazwyczaj wąskie i często mają charakter ostrego wciosu, a rzeki najpóźniej osiągają tu teoretyczny profil równowagi. Obecnie w górnych odcinkach dolin Kamienicy i Ochotnicy ma miejsce duża dostawa materiału zboczowego (osypywanie, osuwiska) i znaczna część energii rzek jest zużywana na usuwanie i transport tego materiału, a nie na erozję podłoża.

Konkludując, przedstawiony sposób formowania się teras rzecznych może być reprezentatywny dla podobnych dolin Beskidów, zwłaszcza dla bocznych dopływów walnych dolin tranzytowych. Zapewne podobny przebieg formowania się teras miał miejsce również w dolinach dużo większych niż doliny Kamienicy i Ochotnicy.

4. REKONSTRUKCJA EWOLUCJI DOLIN KAMIENICY I OCHOTNICY NA PODSTAWIE ZACHOWANYCH FRAGMENTÓW TERAS FLUWIALNYCH

Najstarsze zachowane fragmenty plejstoceńskiej rzeźby fluwialnej dolin Kamienicy i Ochotnicy to spłaszczenia, których wysokości odpowiadają wydzielanemu w Karpatach przydolinnemu poziomowi częściowego zrównania (Sawicki 1909; Klimaszewski 1934; Zuchiewicz 1992). W dolinie Kamienicy osiągają one wysokość 90-110 m ponad współczesnym dnem, a w dolinie Ochotnicy 80-110 m (Fig. 5, 22) i stanowią fragmenty wczesnoplejstoceńskich den tych dolin. Ten poziom spłaszczeń da się korelować z poziomem, który przez Zuchiewicza (1992) w dolinie Dunajca został nazwany piętnem otwockim, jako wiekowo odpowiadający zlodowaceniowi Otwocka na Niżu Polskim (Lindner 1992). Doliny Kamienicy i Ochotnicy były wówczas w dojrzałym stadium rozwoju. Później zostały odmłodzone, tzn. pogłębione i ich dna są obecnie znacznie węższe (Fig. 23, 24, 28, 29). Podczas późniejszych okresów interglacjalnych (celestynowa i augustowskiego) doliny zostały pogłębione średnio o około 40 m. Najstarsze zachowane fragmenty teras fluwialnych w obu dolinach pochodzą z okresu stadiału Sanu 1 (zlodowacenie południowopolskie). Pozwala to na rekonstrukcję ewolucji tych dolin w przeciągu ostatnich około 0,7 mln lat.

4.1. Dolina Kamienicy

Poziom terasy T_1 z okresu stadiału Sanu 1 zachowany jest tylko w dolnym odcinku doliny i wznosi się na wysokość od 57 do 74 m ponad współczesnym korytem.

W interglacjale augustowskim, poprzedzającym stadią Sanu 1 (Fig. 12), dolina Kamienicy była bardzo szeroka. Przyjmując, że spłaszczenie Babiej Góry należy do poziomu terasy T₁, to szerokość doliny w dolnym odcinku przekraczała nawet 1 km (Fig. 5). Spadek rzeki w interglacjale augustowskim był mniejszy niż obecnie, w dolnym odcinku o 3,5%. Sugeruje to, że dolina była wówczas

w bardziej dojrzałym stadium rozwoju niż obecnie.

W okresie stadiału Sanu 1 nastąpiła agradacja aluwioów do wysokości co najmniej 3 m. Miąższość aluwioów mogła być znacznie większa, ale do dziś została zredukowana w wyniku procesów denudacyjnych.

Terasa ze stadiału Sanu 2 zlodowacenia południowopolskiego nie zachowała się i kolejnym poziomem jest terasa T₂ z okresu stadiału Odry (zlodowacenie środkowopolskie). Do okresu stadiału Odry dolina Kamienicy w dolnym odcinku została pogłębiona o 25-30 m (Fig. 22, 23, 24). Niestety, bardzo słabe zachowanie fragmentów terasy T₂ nie pozwala określić charakteru doliny u schyłku interglacjału mazowieckiego. Podczas stadiału Odry w dolinie nastąpiła agradacja do wysokości co najmniej 4 m.

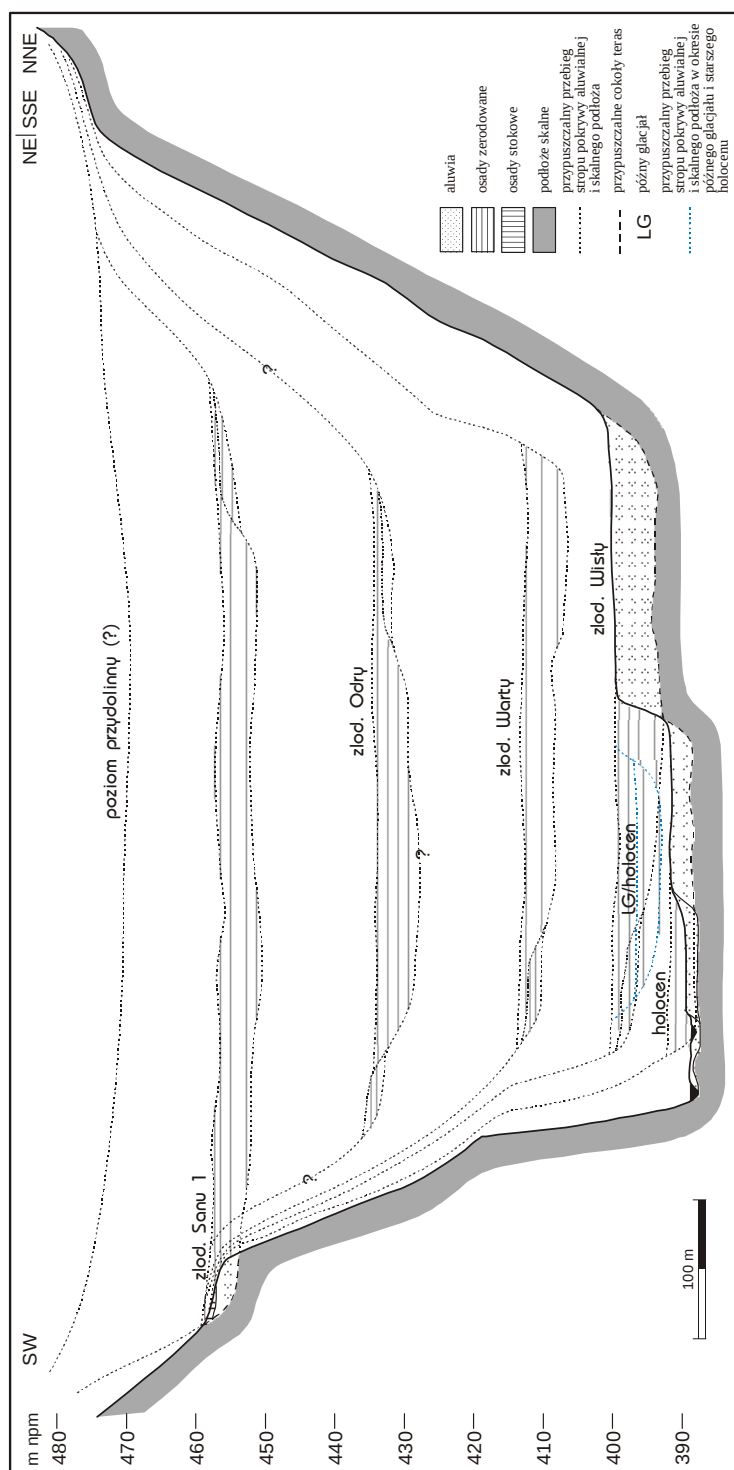


Fig. 23. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P1 w Zabrzeży.

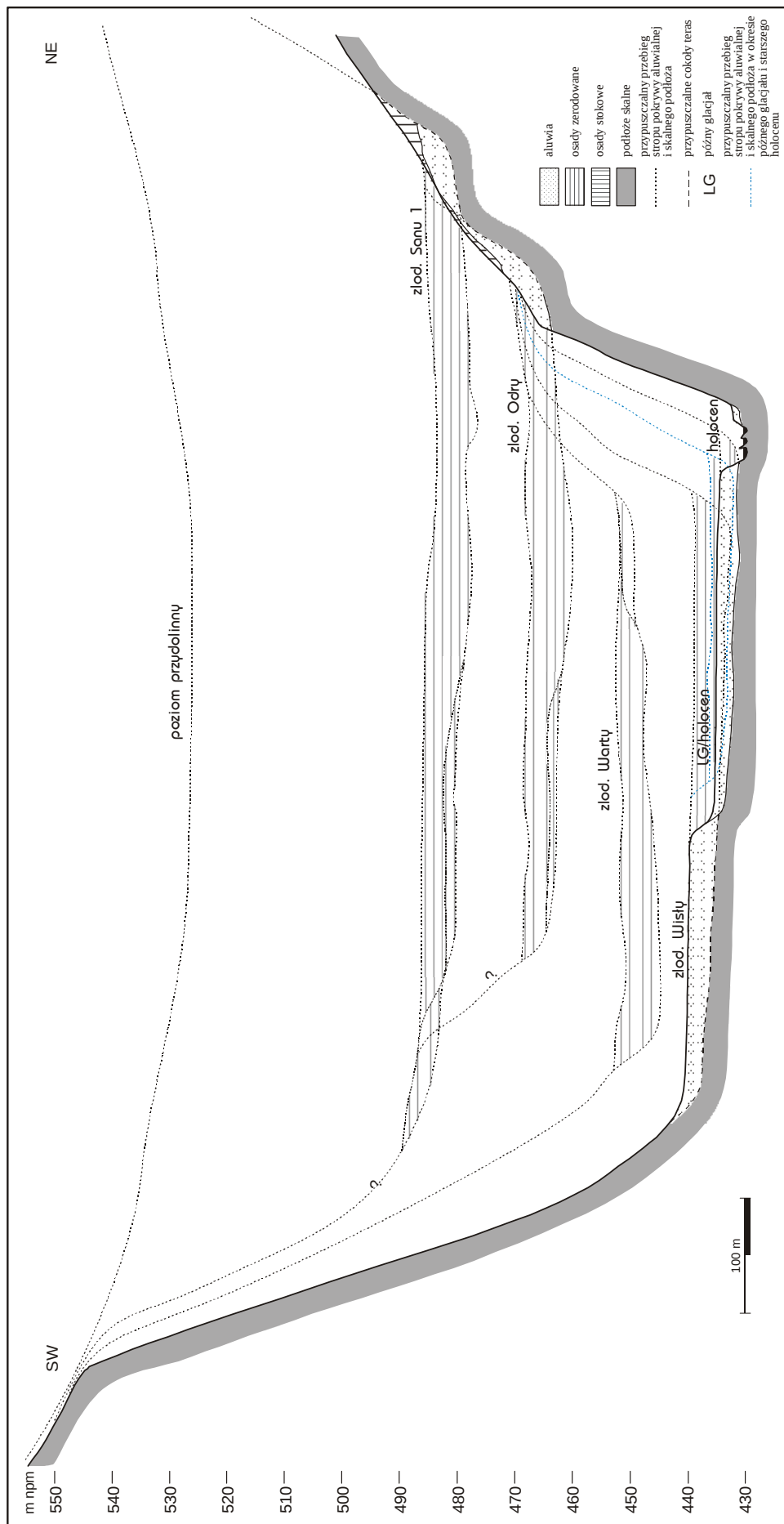


Fig. 24. Interpretacja ewolucji doliny Kamienicy wzdłuż przekroju nr P2 w Kamienicy.

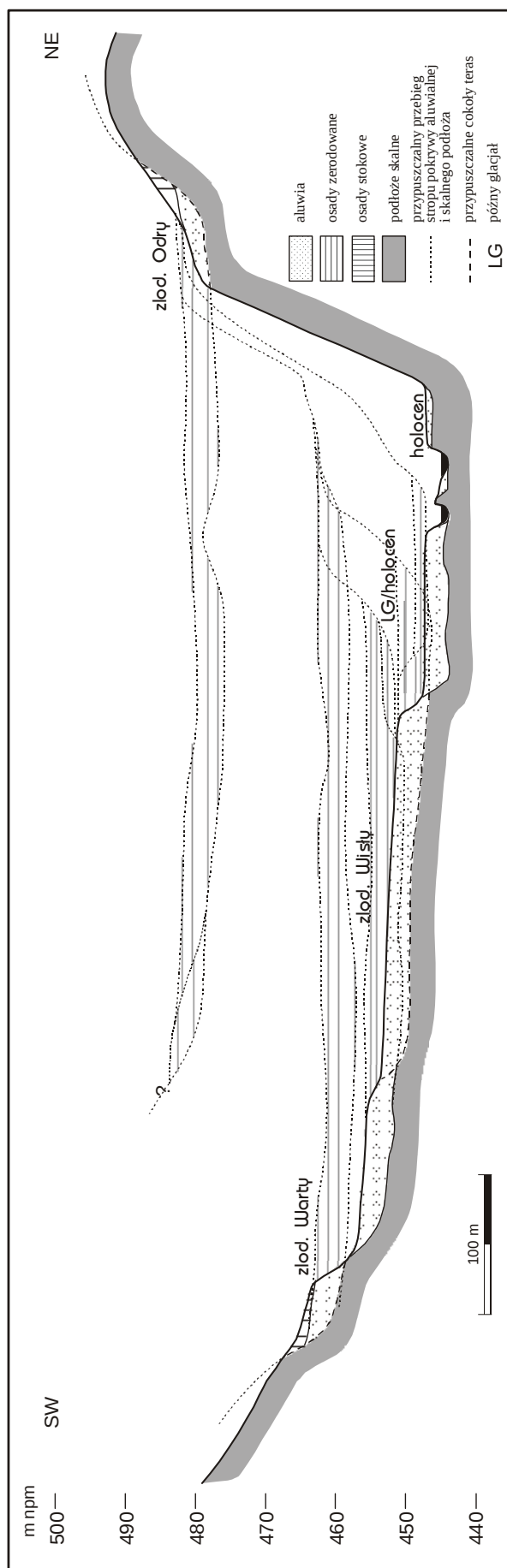


Fig. 25. Interpretacja ewolucji doliny wzdłuż przekroju nr P3 w Kamienicy.

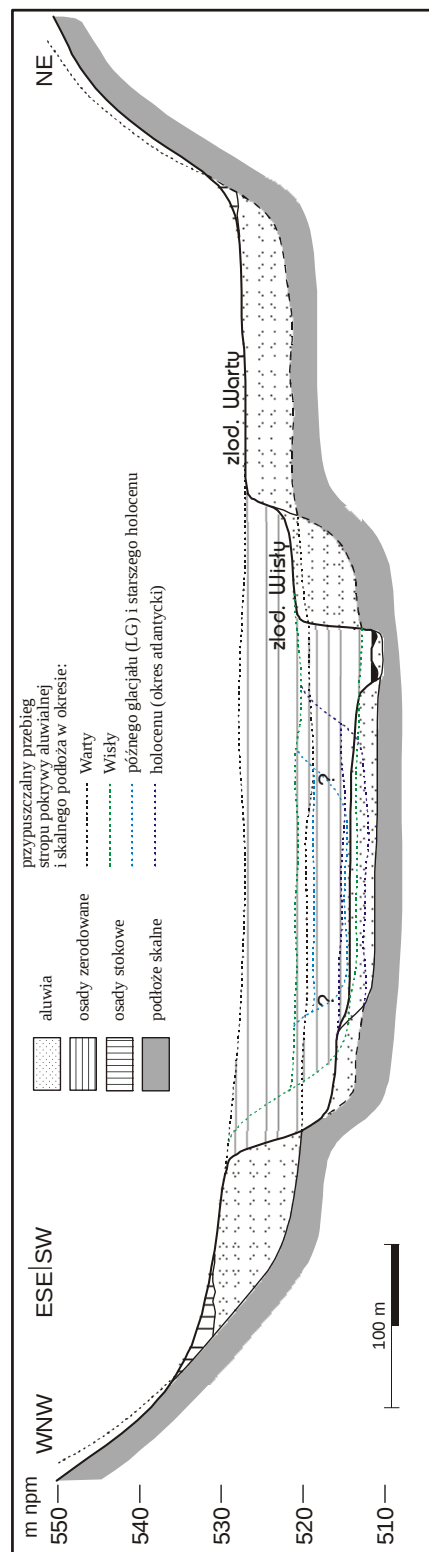


Fig. 26. Interpretacja ewolucji doliny wzdłuż przekroju nr P4 w Szczawie.

W interglacjale lubawskim i okresach przejściowych nastąpiło pogłębienie doliny o około 18 m (Kamienica). Interglacja lubawska była okresem intensywnej erozji bocznej, o czym świadczy bardzo słabe zachowanie poziomu terasy T_2 . Szerokość doliny sięgała wówczas do około 700 m w Kamienicy (Fig. 25) i w Szczawie (Fig. 26) i była większa niż przed stadiem Odry. Profil podłużny rzeki u schyłku interglacjału lubawskiego był prawdopodobnie zbliżony do obecnego (Fig. 22). W czasie zlodowacenia Warty w dolnym odcinku doliny dno zostało nadbudowane aluwiami o około 7 m. W środkowym biegu rzeki wielkość aggradacji mogła być mniejsza (Bukówka). W okolicy przysiółka Gromale, na prawym brzegu rzeki, prawdopodobnie w początkowej fazie stadia Warty, została zdeponowana gruba warstwa glin zboczowych (Fig. 7), która w głównej fazie zlodowacenia została nadbudowana warstwą żwirów. W okresie przejściowym i interglacjale eemskim miało miejsce kolejne rozcięcie i pogłębienie doliny, tym razem o około 12-17 m. Skala rozcięcia była większa w odcinku ujściowym, a mniejsza w środkowym biegu rzeki. Ma to związek z szybszym rozcinaniem i większą aggradacją w ujściowym odcinku doliny. W interglacjale eemskim spadek rzeki na analizowanym odcinku był również zbliżony do obecnego. Szerokość dna doliny sięgała 550 m w Kamienicy (Fig. 24) i 450 m w Zabrzeży (Fig. 23) i w tych przekrojach była większa niż u schyłku poprzedniego interglacjału. W pozostałych dwóch przekrojach w dolinie Kamienicy – Szczawie (Fig. 26) i Kamienicy (Fig. 25) – szerokość doliny była mniejsza niż w interglacjale lubawskim. Zlodowacenie Wisły wywołało aggradację w dolinie Kamienicy do wysokości prawdopodobnie nawet 12 m przy ujściu. W górę doliny aggradacja nie była już tak duża: od 7 m w Kamienicy do 3 m w Bukówce i w odcinku doliny w obrębie GPN. W okresie przejściowym między pleniglacjałem zlodowacenia Wisły a holocenem, w poziomie terasy T_4 została wycięta szeroka i głęboka rynna. Jej głębokość sięgała 7 m w Rzekach i prawdopodobnie nawet do 10 m w Kamienicy. W późnym glacie i w starszym holocenie (okres preborealny i borealny) w rynnę tej zostały zdeponowane osady terasy T_5 . Ich miąższość wzrasta w dół doliny – w Rzekach wynosi 3 m, a w Kamienicy 5-6 m. W Szczawie terasa T_5 jest prawdopodobnie terasą osadową włożoną w osady terasy T_4 (Fig. 26). W optimum klimatycznym okresu atlantyckiego dolina ponownie została pogłębiona. Rozcięcie, od poziomu terasy T_5 , wyniosło od 4 m w Białym do około 7 w Kamienicy. W wyciętej rynnę w okresie subborealnym zostały zdeponowane osady terasy holocenijskiej T_6 . Ich miąższość jest zróżnicowana: od 1 m przy ujściu Zbludzy do 5-6 m w Zabrzeży. W kolejnej fazie zwilgocenia klimatu, na początku okresu subatlantyckiego, nastąpiło ponowne pogłębienie doliny, tym razem maksymalnie o 5 m. W wyciętej około 2,3-2 tys. lat BP rynnę zostały

zdeponowane osady terasy T₇, które zostały rozcięte w czasach historycznych. Współcześnie Kamienica ciągle pogłębia swoje koryto. Świadczą o tym liczne wychodnie skalne w korycie, jak i młode cokoły skalne terasy T₇ (lewy brzeg w Kamienicy, gdzie cokół skalny najmłodszej terasy odsłonił się w okresie wiosennym roku 2005). Wskutek dostosowywania się do obniżającego się w holocenie koryta Dunajca (Froehlich i in. 1972; Klimek, Trafas 1972), koryto Kamienicy jest regresyjnie rozcinane (Krzemień 1984). Świadczą o tym wychodnie skalne przy ujściu Kamienicy.

4.2. Dolina Ochotnicy

Poziom terasy z okresu stadiału Sanu 1 z pokrywą żwirową zachował się tylko w trzech fragmentach przy ujściu. Włączając w poziom terasy T₁ liczne spłaszczenia (Fig. 22) położone na wysokościach od 39 do 70 m ponad korytem zauważamy, że profil podłużny Ochotnicy w okresie interglacjału augustowskiego i stadiału Sanu 1 miał spadek mniejszy o blisko 2‰ niż obecnie. Różnica wysokości bezwzględnych pomiędzy profilami terasy T₁ i obecnego koryta lub terasy T₇ w górnym odcinku doliny wynosi około 40 m, a przy ujściu 70 m, a zatem pionowa odległość pomiędzy tymi profilami zmienia się o około 30 m (Fig. 22). Dolina Ochotnicy podczas interglacjału augustowskiego była w stadium bardziej dojrzałym niż obecnie (została później odmłodzona). W odcinku ujściowym była znacznie szersza niż dziś, a maksymalna jej szerokość mogła wówczas sięgać nawet 600 m. Dzisiejsza przeciętna szerokość doliny w strefie ujścia to około 200 m, maksymalnie osiąga do 400 m. Ujście Ochotnicy do Dunajca znajdowało się około 150-200 m na północ od obecnego położenia koryta. Rzeka nie skręcała jak obecnie, tylko płynęła prosto. W okresie stadiału Sanu 1 w dolinie Ochotnicy została zdeponowana warstwa żwirów o miąższości nie mniejszej niż 3 m (maksymalnie do 10 m). Kolejny stadiał zlodowacenia południowopolskiego Sanu 2 nie jest udokumentowany w dolinie Ochotnicy. Do okresu stadiału Odry dolina została pogłębiona maksymalnie o około 30 m. Szerokość doliny podczas interglacjału mazowieckiego była nieznacznie mniejsza w porównaniu z doliną z interglacjału augustowskiego (Fig. 27, 28, 29). Profil podłużny rzeki był zbliżony do profilu z okresu augustowskiego. W czasie stadiału Odry w dolinie Ochotnicy nastąpiła agradacja aluwii o miąższości co najmniej 6-7 m w strefie ujścia. Natomiast w środkowym odcinku miąższość aluwii mogła być mniejsza, na co wskazuje warstwa żwiru o miąższości tylko 1 m w Ochotnicy Dolnej (Fig. 5, 22). W okresie przejściowym i interglacjale lubawskim miała miejsce erozja denna oraz wgłębna i dolina została pogłębiona prawdopodobnie o co najmniej 12-15 m. W okolicy dzisiejszego przysiółka Janczury ówczesna dolina miała

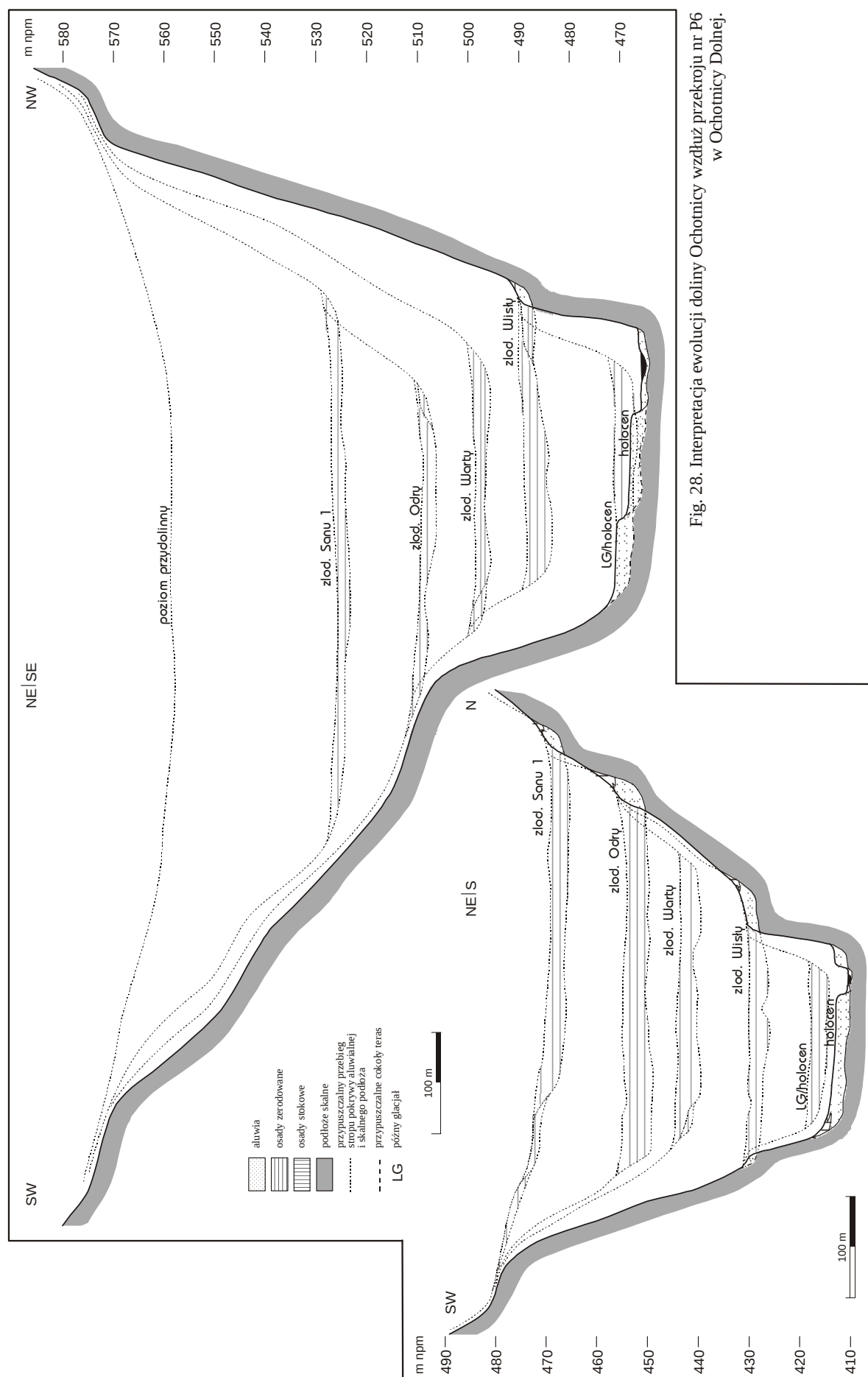


Fig. 27. Interpretacja ewolucji doliny Ochołnicy wzdłuż przekroju nr P5 w Tyłmanowej.

Fig. 28. Interpretacja ewolucji doliny Ochołnicy wzdłuż przekroju nr P6 w Ochołnicy Dolnej.

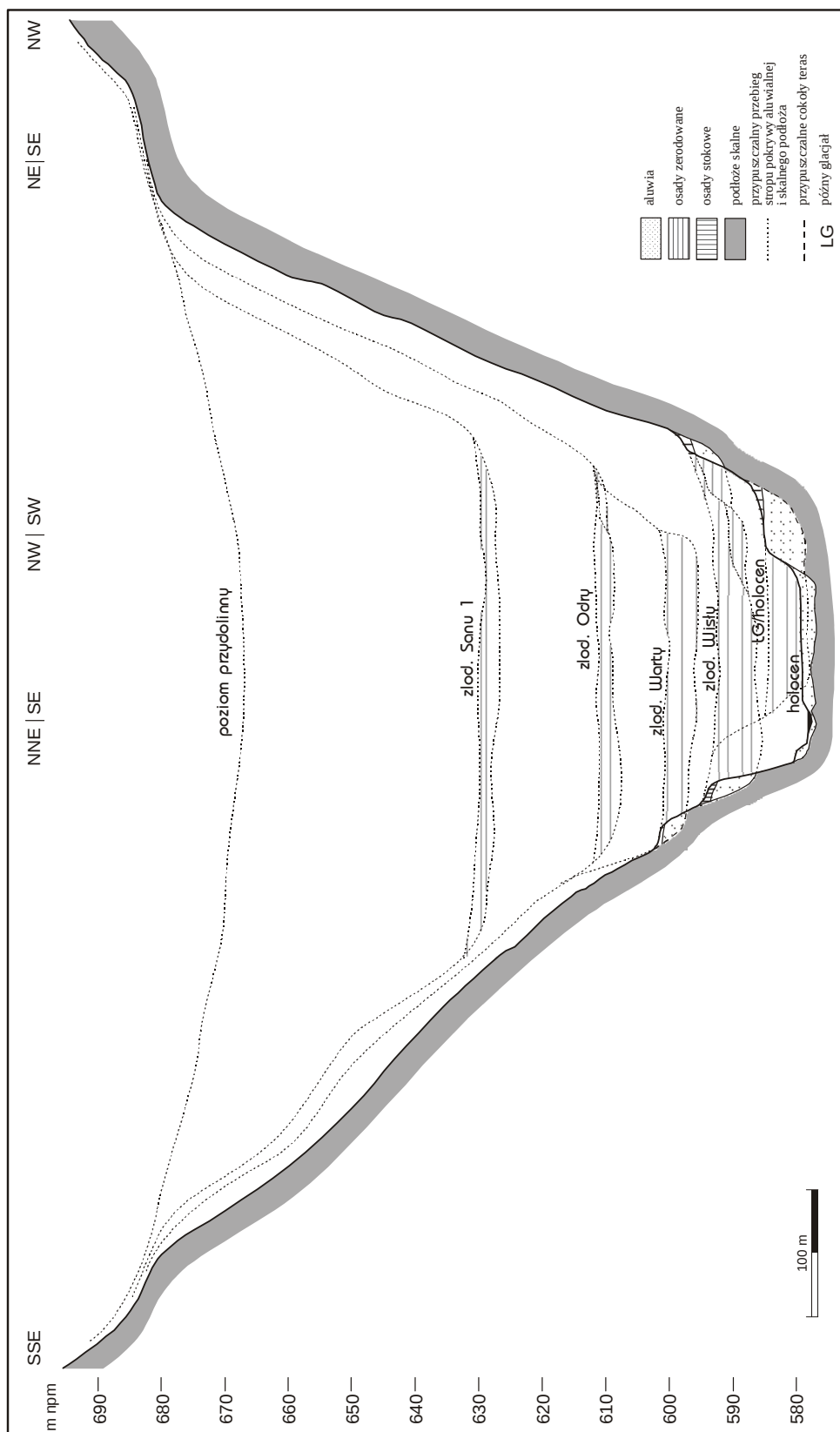


Fig. 29. Interpretacja ewolucji doliny Ochothnicy wzdłuż przekroju nr P7 w Ochothnicy Górnjej.

szerokość około 380 m. Trudno jest określić wielkość aggradacji w późniejszym okresie stadiału Warty, gdyż wśród zachowanych fragmentów teras z tamtego okresu brak jest widocznego cokołu skalnego. Kolejny okres przejściowy i interglacjał eemski były okresami intensywnej erozji w dnie doliny, która została wówczas pogłębiona nawet o 24 m. Był to

również okres intensywnej erozji bocznej, o czym może świadczyć bardzo słabe zachowanie teras z okresu stadiału Warty. W interglacjale eemskiej szerokość doliny sięgała do około 0,5 km i lokalnie była znacznie większa niż w poprzednim interglacjale lubawskim, a także i w holocenie (Fig. 27, 29). Spadek profilu podłużnego Ochotnicy był wówczas zbliżony do obecnego (Fig. 22). W okresie zlodowacenia Wisły dolina została nadbudowana aluwiami lokalnie aż o 10 m (dolny odcinek). Następnie w okresie przejściowym została szybko rozcięta i pogłębiona maksymalnie o 22 m w odcinku ujściowym (Fig. 5, 28). W wyciętej wtedy rymnie, w czasie starszego holocenu (okres preborealny i borealny) nastąpiła depozycja warstwy żwirów o miąższości nawet do 5 m w Tylmanowej. Było to spowodowane znaczną dostawą materiału korytowego przez lewy dopływ. Jego dolina została znacznie pogłębiona po okresie zlodowacenia Wisły, na co wskazuje jej młode, głębokie rozcięcie. Dopływ sypał do doliny głównej duży stożek, o czym świadczy znaczna różnica w wysokości terasy T_5 , (Fig. 22) i spychał koryto Ochotnicy pod prawe zbocze. Bardzo słaby stopień zwińtrzenia żwiru w pokrywie terasy T_5 przy ujściu (próba O20), wskazuje, że nie pochodzi on z redepozycji ze starszych pokryw żwirowych, lecz jest wynikiem pogłębienia koryta i erozji zbczy doliny bocznej. Fazy zwilgotnień klimatu w okresach atlantyckim i na początku subatlantyckiego były czasem intensywnej erozji w dolinach karpackich (Starkel 1960, 1968, 1971). Efektem tych okresów jest dalsze pogłębienie doliny Ochotnicy. W wyciętej wówczas rymnie zostały zdeponowane osady terasy najmłodszej.

4.3. Ujściowe odcinki dolin do Dunajca

Rozwój doliny rzecznej jest istotnie uzależniony od charakteru jej bazy erozyjnej. Dla dolin Kamienicy i Ochotnicy bazą erozyjną jest dno doliny Dunajca, które w plejstocenie wielokrotnie zmieniałó swój poziom. Postępujące wcinanie się Dunajca i obniżanie poziomu jego koryta powoduje, że pogłębiane były, i są również nadal, doliny boczne. Mniejsze doliny nie nadążają za szybko pogłębianym korytem Dunajca i dziś są dolinami zawieszonymi (doliny rzek spływających z Beskidu Sądeckiego w okolicach Kłodnego). Znacznie większe rzeki, jakimi są Kamienica i Ochotnica nadążają z pogłębianiem koryta za doliną główną. Zwiększony spadek koryta Kamienicy (Fig. 22) przy ujściu, sugeruje, że podążanie za poziomem bazy erozyjnej trwa również współcześnie. Dolina Kamienicy jest nieznacznie zawieszona w stosunku do doliny Dunajca. Ponieważ, rozcinanie dolin bocznych następuje od ujścia, to skutkiem tego jest różna wielkość rozcięcia obu dolin w odcinku ujściowym i środkowym. Można wnosić o tym na podstawie

wysokości względnych teras rzecznych. Wyraźnie zaznacza się to zjawisko na przykładzie terasy z okresu zlodowacenia Wisły (T_4) w obydwóch dolinach, terasy T_5 w dolinie Ochotnicy i terasy T_1 w dolinie Kamienicy. W dolinie Kamienicy terasa T_4 przy ujściu ma 18 m, natomiast 1,5 km w górę doliny ma tylko 12 m, a 4 km od ujścia ma 10 m (Fig. 5, 22). Różnica pogłębienia dna doliny od schyłku zlodowacenia Wisły do dziś na odcinku 1,5 km wynosi aż 6 m. Terasa T_1 przy ujściu ma wysokość około 70 m, a 5 km w górę doliny około 55 m. W tym przypadku różnica rozcięcia doliny może wynosić 15 m. Jest to przypuszczenie, gdyż w efekcie denudacji trudno określić wielkość obniżenia powierzchni terasy, która ma około 0,7 mln lat. Podobną różnicę w rozcięciu doliny obserwujemy w dolinie Ochotnicy. Wysokość terasy T_4 w strefie ujścia wynosi nawet 29 m. Jest ona jednak nadbudowana 2-3 m warstwą osadów stokowych. Przyjmując, że w osi doliny terasa ta miała wysokość około 26 m, to różnica rozcięcia na odcinku 1,5 km wynosi 6 m. Podobną sytuację obserwuje się w odniesieniu do terasy T_5 (późny glacjał/holocen).

Opisane wyżej rozbieżności w ocenie rozcięć dolin wynikają w części ze zróżnicowanej miąższości aluwów zdeponowanych w poszczególnych okresach akumulacyjnych. Oznacza to, że wysokość agradacji w dolinach przy ujściu była wyższa niż w środkowych i górnych odcinkach dolin. W dolinie Kamienicy miąższość pokrywy aluwialnej terasy T_4 przy ujściu wynosi prawdopodobnie 12 m, natomiast w Kamienicy tylko 5 m (Fig. 5, 22). Akumulacja w dolinie Dunajca i związane z nią podniesienie się poziomu jego dna wymusiły w ujściowych odcinkach dolin bocznych agradację do wysokości co najmniej poziomu dna Dunajca. W okresie zlodowacenia Wisły zasięg oddziaływania Dunajca na miąższość pokryw aluwialnych wyniósł w dolinie Kamienicy do 2-3 km, natomiast w dolinie Ochotnicy tylko 1-1,5 km. Różnica ta mogła być spowodowana zmienną miąższością agradacji w dolinie Dunajca lub różnym spadkiem koryta w odcinkach ujściowych obydwu rzek. Można przypuszczać, że podobne różnice w wysokości agradacji spowodowane podparciem przez aluwia Dunajca miały miejsce we wszystkich okresach glacialnych. Prawdopodobnie w okresie stadiału Sanu 1 zjawisko to mogło mieć dużo większą skalę niż w okresie zlodowacenia Wisły, a strefa wpływu Dunajca mogła sięgać nawet po Kamienicę (5 km od ujścia). Mogło to być spowodowane mniejszym spadkiem rzeki w okresie interglacjału augustowskiego, niż w interglacjale eemskim.

W okresach agradacji w Karpatach dostawa materiału korytowego z dolin Kamienicy i Ochotnicy była na tyle duża, że podnoszące się dno doliny głównej nie było w stanie ich zabarykadować i w ujściowe odcinki dolin Kamienicy i Ochotnicy nie zostały wsypane żwiry Dunajca. Piaskowcowy skład pokrywy aluwialnej terasy T_4 w Zabrzeży, sugeruje, że



Fig. 30. Ujście Ochotnicy do Dunajca (fot. G. Haczewski).

dopływy wsypywały do doliny głównej znaczną ilość materiału, budując prawdopodobnie duże stożki napływowe. Współcześnie też następuje duża dostawa materiału fliszowego z bocznych dolin do koryta Dunajca. Świadczy o tym brak materiału tatrzańskiego (aż do samego koryta Dunajca) w budowie terasy T_7 w Zabrzeży oraz stożek sypany przez Ochotnicę do koryta Dunajca (Fig. 30). Obecność materiału tatrzańskiego w terasie T_3 (próbka K5) skłania do przypuszczeń, że żwir sypany przez Kamienicę jak i sama rzeka były spychane przez Dunajec ku północy (w dół doliny Dunajca). Dlatego tuż przy przejściu terasy T_3 z doliny Kamienicy do doliny Dunajca znajdujemy w jej pokrywie aluwialnej żwir dunajcowy. Spychanie Kamienicy zachodzi również współcześnie i trwa prawdopodobnie od początku holocenu. Podobna sytuacja nie dotyczy Ochotnicy, której ujście znajduje się tuż za miejscem, gdzie meandrujący Dunajec odbija się od własnego, lewego zbocza (Fig. 5) i nie spycha Ochotnicy pod lewy brzeg. Być może dlatego dolina Ochotnicy przy ujściu jest taka wąska, gdyż brak jest tym samym wymuszonej erozji jej lewego zbocza.

4.4. Porównanie ewolucji dolin Kamienicy i Ochotnicy

Zestawiając obie doliny, Kamienicy i Ochotnicy, nasuwa się kilka spostrzeżeń dotyczących podobieństw i rozbieżności w ewolucji, stanie zachowania teras oraz tempie rozcinania skalnego podłoża dolin. Rozmiary rozcięcia erozyjnego teras pokazują, że w stosunku do czasu trwania kolejnych etapów erozji wgłębnej (interglacjalny i okresy przejściowe), proces rozcinania dolin miał zmienne nasilenie (Fig. 31). Średnie tempo

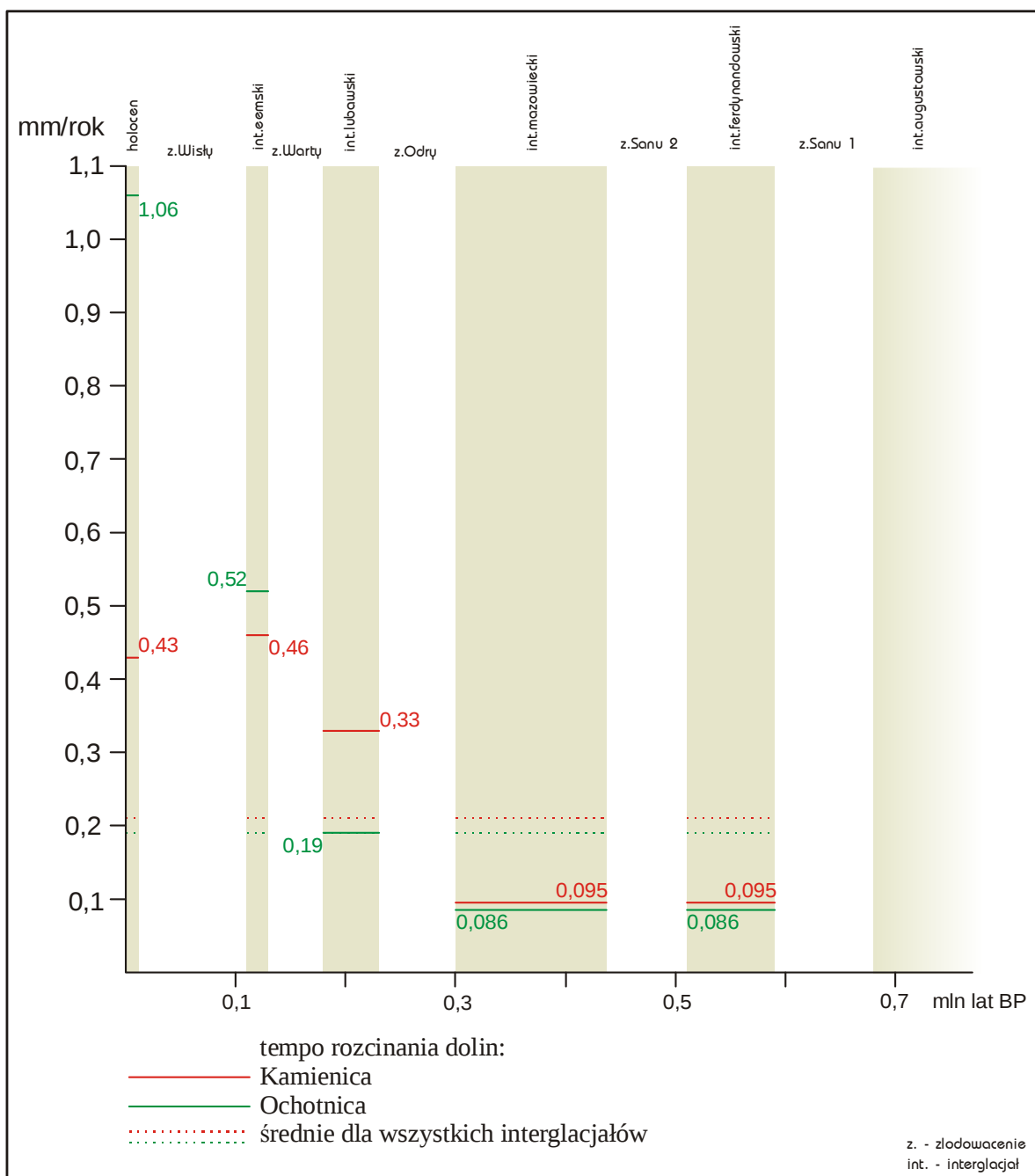


Fig. 31. Średnie tempo rozcinania dolin w dolnym i środkowym biegu rzek Kamienicy i Ochotnicy (skala czasu zestawiona wg Lindner 1992 i Mojski 2005).

rozcinania dolin od okresu stadiału Sanu 1 wynosi 0,2 mm/rok. Etapy najintensywniejszego rozcinania cokołów teras miały miejsce w interglacjale eemskim (0,49 mm/rok) i holocenie (0,74 mm/rok). Wartości te obliczyłem pomijając rozcięcie pokryw aluwialnych, a uwzględniając tylko wielkość rozcięcia cokołów skalnych. Otrzymane dane są zgodne z wynikami badań nad neotektoniką polskich Karpat, gdzie epizody o wzmożonym tempie rozcinania przypadają w podobnych okresach (Zuchiewicz 1998, 2001). Tempo rozcinania w analizowanych dolinach nigdy nie było jednakowe (Fig. 31). Do interglacjału lubawskiego szybciej pogłębianą była dolina Kamienicy. Stąd niższe wysokości teras i cokołów skalnych z okresów zlodowacenia Odry i Warty. Natomiast w interglacjale eemskim i holocenie szybciej, nawet ponad dwukrotnie, rozcinana była dolina Ochotnicy. W holocenie średnia

wartość rozcięcia dla dolnego i środkowego odcinka doliny wynosi około 12,5 m. Skutkiem tej dysproporcji w rozcinaniu dolin jest fakt, że cokoły skalne teras w dolinie Ochotnicy mają wyższą wysokość względną (Fig. 32), za wyjątkiem teras T_1 i T_7 . Skoro poziom dolin bocznych zależy od poziomu doliny głównej, to na podstawie różnic w rozcinaniu dolin Ochotnicy i Kamienicy, nasuwa się wniosek, że tempo rozcinania doliny Dunajca w Tylmanowej i Zabrzeży było różne. Od interglacjału eemskiego po dziś dolina Dunajca w przełomowym odcinku doliny w Tylmanowej była pogłębiania około dwukrotnie szybciej niż na obrzeżu przełomu w Zabrzeży. Zapewne ma to związek ze zróżnicowaniem młodych ruchów tektonicznych w obrębie polskich Karpat Zewnętrznych (Zuchiewicz 1999b, 2001).

Porównując terasy T_4 w obydwu dolinach widać, że miąższość ich pokryw aluwialnych w strefie ujścia rzek jest bardzo różna. W dolinie Kamienicy może ona wynosić nawet do 12 m, natomiast w dolinie Ochotnicy tylko 3-6 m. Tak znaczna różnica w wielkości aggradacji mogła być spowodowana podobną rozbieżnością w dolinie Dunajca. Wysokości cokołów teras T_4 w dolinach Kamienicy i Ochotnicy wskazują, że spadek Dunajca w początkowej fazie zlodowacenia Wisły, pomiędzy ujściami tych dolin mógł być

znacznie większy niż obecnie. Wysoka aggradacja w Kotlinie Łącka, gdzie cokoły teras z okresu zlodowacenia Wisły obniża się do 4-5 m poniżej poziomu koryta Dunajca (Zuchiewicz 1992), wymusiła zwiększoną aggradację w węźle z Kamienicą. Znaczny spadek Dunajca spowodował, że w głąb przełomu miąższość pokrywy aluwialnej malała. Wzmoczone tempo rozcinania cokołów w beskidzkim przełomie Dunajca w holocenie i u schyłku zlodowacenia Wisły spowodowało znaczne pogłębienie doliny i obniżenie spadku rzeki. W ślad za Dunajcem podążała Ochotnica – jej baza erozyjna została bardzo obniżona. Rozcięcie doliny Kamienicy w holocenie jest mniejsze, ponieważ jej ujście znajduje się w brzeżnej części przełomu, a tu tempo rozcinania było niższe.

Do wspólnych cech obu dolin należy zaliczyć wiek najstarszej zachowanej terasy, jej wysokość, jak i to, że ostała się w kilku fragmentach i tylko w dolnych odcinkach dolin. Zasięg występowania terasy T_1 potwierdza, że największe prawdopodobieństwo zachowania

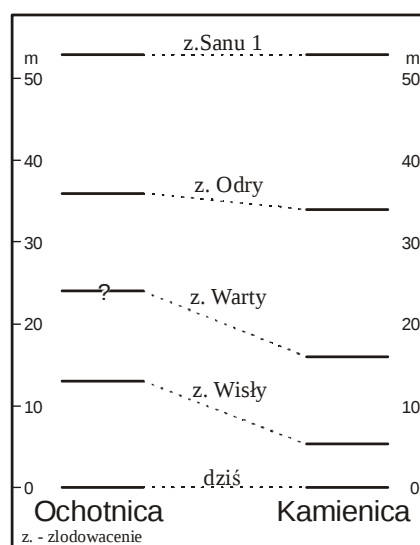


Fig. 32. Średnia wysokość względną koryt skalnych dolin w kolejnych etapach formowania się teras (w odniesieniu do poziomu zero).

teras jest w dolnych i środkowych odcinkach dolin. Tutaj doliny są zazwyczaj najszersze, a terasy są dobrze wykształcone i mają duże powierzchnie. W górnych odcinkach doliny są węższe, a powierzchnie teras niewielkie. Kiedy dochodzi do rozcięcia dna doliny głębokim wcięciem, to terasy są szybko niszczone zwłaszcza przez intensywne procesy zboczowe, głównie osuwiska. Nie bez znaczenia jest również fakt, że rozcięcie dna doliny po okresie aggradacji najwcześniej następuje w odcinku dolnym. Tu też najszybciej dochodzi do powstania terasy i odseparowania jej od poziomu koryta. Powoduje to, że jej pokrywa aluwialna nie jest narażona na długotrwałą erozję boczną.

W obu dolinach nie została wyróżniona terasa z okresu stadiału Sanu 2. Nie oznacza to jednak, że terasa ta uległa zupełnemu zniszczeniu i do dziś nie przetrwał jej żaden fragment. Rzeźba zboczy obu dolin jest tak dalece przemodelowana od okresu zlodowaceń południowopolskich, że odróżnienie starszych teras często sprawia wiele trudności. Ponadto, niskie tempo rozcinania dolin (Fig. 31) w okresie pomiędzy stadiami Sanu 1 i Sanu 2 (interglacjał ferdynandowski) sprawiło, że doliny zostały pogłębione wówczas tylko o około 8 m. Tak niewielka różnica pomiędzy poziomami teras mogła spowodować, że obie terasy (San 1 i San 2) są dzisiaj nierozróżnialne i zostały wyróżnione jako jeden poziom Sanu 1. Dobrym przykładem na to może być fragment terasy T_1 z doliny Kamienicy w sąsiedztwie przysiółka Morgi (Fig. 5, 22). Tutaj w dolnej części wyznaczony fragment terasy ma wysokość względną 64 m, a górna powierzchnia znajduje się na wysokości 74 m. Różnica pomiędzy dolnym i górnym fragmentem wynosi 10 m, czyli odpowiada przybliżonej wielkości pogłębienia dolin w okresie pomiędzy stadiami Sanu 1 i Sanu 2.

Brak terasy T_6 w dolinie Ochotnicy należałoby wiązać z silną erozją i pogłębianiem doliny w holocenie. Obserwowane w wielu miejscach bardzo wyraźne i młode krawędzie terasy T_5 , sugerują, że w stosunkowo nieodległym czasie dolina została poszerzona i zapewne pogłębiona. Prawdopodobnie chodzi tu o wczesną fazę okresu subatlantyckiego. Wówczas wąska terasa T_6 uległa degradacji. Nie wykluczone, że jej pojedyncze, wąskie fragmenty zachowały się, ale trudne są do wyróżnienia.

Kolejną istotną i wspólną cechą obu dolin jest ogólna tendencja do zmniejszania się szerokości ich den w całym okresie ich rozwoju. Rekonstrukcja ewolucji dolin od stadiału Sanu 1 do dziś pokazuje taką tendencję. Nie w każdym jednak kolejnym etapie rozwoju doliny były węższe. Dno doliny Kamienicy w środkowym biegu (Kamienica; Fig. 25) u schyłku interglacjału lubawskiego i stadiału Warty było szersze niż w poprzednim etapie rozwoju (interglacjał mazowiecki i stadiale Odry). W odcinku ujściowym natomiast podobna sytuacja miała miejsce w okresie interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły

(Fig. 23). Podobnie jak w odcinku ujściowym Kamienicy przedstawiała się sytuacja w dolinie Ochotnicy (Fig. 27). Znaczne poszerzenie dna nastąpiło w okresie interglacjału eemskiego i późniejszego zlodowacenia. Wówczas szerokość doliny była większa niż u schyłku interglacjału lubawskiego i stadiału Warty. Ogólną tendencję do zmniejszania szerokości den dolin skłonny jestem tłumaczyć coraz krótszymi okresami interglacjalnymi (Fig. 31) oraz rosnącym tempem rozcinania dolin. Z tej prawidłowości wyłamuje się czas trwania interglacjału ferdynandowskiego, ale nie znamy szerokości den dolin z tego okresu. Zwiększone szerokości kilku odcinków dolin w interglacjale eemskim w porównaniu z poprzednim interglacjałem lubawskim, należałoby prawdopodobnie tłumaczyć ciepłym i wilgotnym klimatem podczas interglacjału eemskiego.

5. WNIOSKI

System teras fluwialnych jest istotnym źródłem danych o czwartorzędowym środowisku dolin, pomimo, że w obszarach takich jak Gorce nie ma jednej prostej zależności pomiędzy terasami, a czynnikami je kształtującymi. Z przeprowadzonych badań nad terasami rzek Kamienicy i Ochotnicy wynikają następujące wnioski:

- rozcinanie dolin w kolejnych okresach interglacjalnych (i przejściowych) plejstocenu i w holocenie przebiegało z różnym nasileniem, a maksymalne tempo rozcinania erozyjnego cokołów skalnych teras przypada na interglacjał eemski i holocen.
- szerokość den dolin od interglacjału augustowskiego do dziś znacznie się zmniejszyła, ale nie w każdym kolejnym etapie ewolucji dolin była ona mniejsza w stosunku do poprzedniego etapu.
- doliny w interglacjale augustowskim znajdowały się w znacznie bardziej dojrzałym stadium rozwoju niż obecnie, miały mniejszy spadek i były szersze.
- w interglacjałach lubawskim i eemskim profile podłużne dolin były zbliżone do obecnego.
- rozcięcie doliny Dunajca od interglacjału eemskiego do dziś, jest ponad dwukrotnie większe przy ujściu Ochotnicy, niż przy ujściu Kamienicy.
- wpływ doliny Dunajca na miąższość pokryw aluwialnych w dolinach bocznych sięgał do 2-3 km w górę dopływów.

6. LITERATURA

- Alth A. 1877. Stosunki topograficzno-geologiczne kolei Tarnowsko-Leluchowskiej. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, 11: 219-265.
- Baumgart-Kotarba M. 1978. Zróznicowanie ruchów tektonicznych w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej. *Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica*, 12: 95-111.
- Birkenmajer K. 1979. Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym. Wyd. Geologiczne, Warszawa: 1-235.
- Birkenmajer K., Oszczytko N. 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145-181.
- Birkenmajer K., Środoń A. 1960. Interstadiał oryński w Karpatach. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 150: 9-63.
- Blum D.M., Törnqvist T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (1): 2-48.
- Bluszcz A. 2000. Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*, z. 86, Gliwice: 1-105.
- Bogaart P.W., van Balen R.T. 2000. Numerical modeling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change. *Global and Planetary Change*, 27: 147-163.
- Bogacz K., Węclawik S. 1964. Profil serii warstw beloweskich i margli łąckich w okolicy Kamienicy (Beskid Sądecki). *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji PAN*, Oddz. w Krakowie, 1-6: 245-247.
- Bridgland D.R. 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1293-1303.
- Bromowicz J., Górniak K. 1988. Litologia i sedymentacja margli łąckich wschodniej części płaszczowiny magurskiej (Karpaty Fliszowe). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 385-417.
- Burtan J., Paul Z., Watycha L. 1976. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz Mszana Górna, 1: 50 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Burtan J., Paul Z., Watycha L. 1978. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Mszana Górna, 1: 50 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Butrym J., Zuchiewicz W. 1985. Wyniki badań termoluminescencyjnych osadów czwartorzędowych Kotliny Sądeckiej (Karpaty Zachodnie). *Przegląd Geologiczny*, 33 (3): 126-136.
- Chrzastowski J. 1971. Wody mineralne Szczawy na tle budowy geologicznej. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 9: 99-136.
- Chrzastowski J. 1992. Okno tektoniczne Szczawy: budowa geologiczna i wody mineralne. *Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki*: 149-154.
- Cieszkowski M., Oszczypko N., Zuchiewicz W. 1992. Tektonika środkowej części płaszczowiny magurskiej. *Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki*: 20-29.
- Dziewański J., Starkel L. 1962. Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. *Prace Geograficzne IG PAN*, 36: 1-86.
- Forma A., Zuchiewicz W. 2002. Morphotectonics of the Gorce Mountains, Western Outer Carpathians. *Folia Quaternaria*, 73: 69-78.
- Friedberg W. 1903. *Atlas Geologiczny Galicji*. Tekst do zeszytu 16, PAN Kraków.
- Froehlich W., Klimek K., Starkel L. 1972. Holocene formation of the Dunajec Valley floor within the Beskid Sądecki in the light of flood transport and sedimentation. *Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica*, 6: 63-83.
- Gilewska S. 1999. Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. [w:] Starkel L. (red.) *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 38-65.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourenes L.J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27 (2): 83-100.
- Halicki B. 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Sprawozdania Instytutu Geologicznego*, 5 (3-4): 377-505.
- Hancock G.S., Anderson R.S. 2002. Numerical modeling of the fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9): 1131-1142.
- Henkiel A. 1972. Soliflukcja w polskich Karpatach. *Czasopismo Geograficzne*, 53 (3): 295-304.
- Huisink M. 2000. Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. *Sedimentary Geology*, 133:115-134.
- Jahn A. 1957. Przyczynki do znajomości teras karpackich. *Czasopismo Geograficzne*, 28 (2): 171-185.

- Jahn A. 1970. Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa: 1-202.
- Klimaszewski K., Szafer W., Szafran B., Urbański J. 1950. Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 24: 5-57.
- Klimaszewski M. 1934. Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich. Wiadomości Geograficzne, 12: 30-44.
- Klimaszewski M. 1936. Zasięg maksymalnego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. Wiadomości Geograficzne, 3-4: 1-5.
- Klimaszewski M. 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Prace IG UJ, 18:1-54.
- Klimaszewski M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego ser. B (7), Wrocław: 1-236.
- Klimaszewski M. 1967. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [w:] Galon R., Dylik J. (red.) Czwartorzęd Polski. PWN Warszawa: 431-497.
- Klimaszewski M. 1971. The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (flysh Carpathians). Folia Quaternaria, 38: 3-18.
- Klimaszewski M. 1981. Geomorfologia. PWN Warszawa: 1-1063.
- Klimek K., Trafas K. 1972. Young-Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts. (West Carpathians). Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica, 6: 85-92.
- Kondracki J. 1998. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa: 1-441.
- Krawczyk A., Słomka T. 1994. Podstawowe metody matematyczne w geologii. Skrypty uczelniane nr 1393, Wydawnictwa AGH, Kraków: 5-168.
- Krumbein W.C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal Sedimentary Petrology, 11: 64-72.
- Krzemień K. 1984. Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 59: 85-96.
- Kucharska-Słupikowa M. 1964. Analiza żwirów z pokryw czwartorzędowych w dolinie Dunajca. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 10: 13-44.
- Lindner L. 1992. Stratygrafia czwartorzędu. [w:] Lindner L. (red.) Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE Warszawa: 441-633.
- Lindner L. 2001. Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. Przegląd Geologiczny, 49 (9): 819-821.
- Łomnicki M. 1903. Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 15, PAN Kraków.

- Łoziński W. 1909. Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, 43: 3-50.
- Maddy D., Bridgland D., Westway R. 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. *Quaternary International*, 79: 23-36.
- Malata E., Malata T., Oszczypko N. 1996. Litho- and biostratigraphy of the Magura Nappe in the eastern part of the Beskid Wyspowy Range (Polish Western Carpathians). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 269-284.
- Malata E., Oszczypko N., Uchman A. 1992. Stratygrafia kredy górnej i dolnego paleogenu strefy sądeckiej. Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki: 95-99.
- Marks L. 2005. Co dalej z czwartorzędem? *Przegląd Geologiczny*, 53 (5): 394-395.
- Mojski J. E. 2005. Ziemia polska w czwartorzędzie. *PIG Warszawa*: 1-404.
- Mojski J. E., Rühle E. 1965. *Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*, 1:3000000, z. 12.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C. 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, 33: 131-148.
- Mycielska-Dowgiałło E., Korotaj-Kokoszyńska M., Smolska E., Rutkowski J. 2001. *Geomorfologia dynamiczna i stosowana*. WGiSR UW, Warszawa: 1-211.
- Neal A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66:261-330.
- Oczkowski H.L. 2002. Datowanie luminescencyjne. Materiały XXXVI Zjazdu Fizyków Polskich – Toruń 2001 – wykłady sekcyjne, Toruń: 112-118.
- Olszak J. 2004. Torfowisko niskie w górnym odcinku doliny Kamienicy (Gorce). *Przegląd Geologiczny*, 52 (9): 916-919.
- Oszczypko N. 1973. Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 271: 101-197.
- Oszczypko N. 1991. Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences Earth Sciences*, 39 (4): 415-433.
- Oszczypko N. 1992. Zarys stratygrafii płaszczowiny magurskiej. Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki: 11-20.
- Oszczypko N., Dudziak J., Malata E. 1990. Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda-paleogen) w Beskidzie Sądeckim. *Studia Geologica Polonica*, 97: 109-173.

- Oszczypko N., Uchman A., Aleksandrowski P. 1992. Stratygrafia, sedimentologia i tektonika formacji łupków z Łabowej i formacji belowskiej. Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki: 99-105.
- Oszczypko N., Wójcik A. 1984. Utwory czwartorzędowe Beskidu Sądeckiego między Wietrzną a Jazowskiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 340: 89-114.
- Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N. 2004. The position of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta Geologica Polonica*, 54 (3): 339-367.
- Paul Z. 1980a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Łącko, 1: 50 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Paul Z. 1980b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz Łącko, 1: 50 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pawłowski S. 1915. Z morfologii Pienińskiego Pasa Skałek, *Kosmos*, 40: 111-140.
- Rączkowski W., Zuchiewicz W. 1986. Kłódne. Wykształcenie czwartorzędowych pokryw aluwialnych. Przewodnik 57 Zjazdu PTG, Pieniny: 227-230.
- Rühle E. 1973. Stratygrafia czwartorzędu Polski. [w:] Rühle E. (red.) *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geologiczne, Warszawa: 31-78.
- Rutkowski J. 1977. On petrographic variability of Holocene gravels in the Polish Carpathians. *Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica*, 11: 53-65.
- Rutkowski J. 1987a. Żwiry rzek karpackich o dorzeczach zbudowanych wyłącznie z osadów fliszowych. [w:] *Trzecio- i czwartorzędowe żwiry Kotliny Sądeckiej*, Komitet Badań Czwartorzędu PAN: 29-31.
- Rutkowski J. 1995. Badania petrograficzne żwirów. [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych – wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW, Warszawa: 133-150.
- Rutkowski J., Zuchiewicz W. 1986. Wietrzna. Zmienność składu petrograficznego czwartorzędowych pokryw aluwialnych. Przewodnik 57 Zjazdu PTG, Pieniny: 219-227.
- Rutkowski J., Zuchiewicz W. 1987. Petrographic variability of Quaternary fluvial covers in the Dunajec and Poprad valleys, Polish West Carpathians. *Studia Geomorphologica Carphato-Balcanica*, 21: 21-41.
- Rutkowski J., Zuchiewicz W. 1992. Czwartorzędowe osady rzeczne doliny Dunajca na Pogórzu Łącko-Podegrodzkim. Przewodnik 63 Zjazdu PTG, Koninki: 154-159.
- Sawicki L. 1909. Z fizjografii Karpat Zachodnich. *Archiwum naukowe*, 1-2 (5): 1-108.

- Shackleton N.J., Opdyke N.D. 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Smoleński J. 1918. O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach Kotliny Sądeckiej. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAN*, 17: 127-136.
- Smoleński J. 1920. O „zubożałych żwirach” tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca. *Sprawozdanie Państwowego Instytutu Geologicznego*, 1(1): 72-75.
- Starkel L. 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN* 22: 1-239.
- Starkel L. 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. *Prace Geograficzne IG PAN*, 50: 1-143.
- Starkel L. 1968. Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie. *Folia Quaternaria*, 29: 109-117.
- Starkel L. 1971. Metody analizy młodoczwartorzędowych teras w Karpatach. *Czasopismo Geograficzne*, 42 (1): 19-36.
- Starkel L. 1972. Karpaty Zewnętrzne, [w:] *Geomorfologia Polski t. I*, PWN Warszawa: 52-116.
- Starkel L. 1977. *Paleogeografia holocenu*. PWN Warszawa: 1-362.
- Starkel L. 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews*, 22: 2189-2198.
- Stupnicka E., Szumański A. 1956. Dwudzielnosc młodoplejstoczeńskich poziomów żwirowych w Karpatach. *Acta Geologica Polonica*, 7 (4): 439-447.
- Środoń A. 1952. Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 67: 27-69.
- Środoń A. 1977. Roślinność Polski w czwartorzędzie. [w:] Szafer W., Zarzycki K. (red.) *Szata roślinna Polski, t. I*, PWN Warszawa: 627-571.
- Tebbens L. A., Veldkamp A., van Dijke J. J., Schoorl J. M. 2000. Modeling longitudinal-profile development in response to late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes: the River Meuse. *Global and Planetary Change*, 27 (1-4): 156-186.
- Uhlig V. 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. *Jarbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 38: 85-264.
- Unrug R. (red.) 1969. *Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych*. Wyd. Geologiczne Warszawa: 1-242.

- van Balen R.T., Houtgast R., van der Wateren D., Vandenberghe J., Bogaart P.W. 2000. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27: 113-127.
- Vandenberghe J. 2001. A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International*, 79: 111-121.
- Vandenberghe J. 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, 91: 17-23.
- Vandenberghe J. 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22: 2053-2060.
- Vandenberghe J., van Overmeeren R.A. 1999. Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sedimentary Geology*, 128: 245-270.
- Veldkamp A., van Dijke J.J. 2000. Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy; a qualitative comparison with the Maas record. *Geomorphology*, 33 (3-4): 225-236.
- Wójcik A. 2003. Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 178: 1-148.
- Zuchiewicz W. 1978. Czwartorzędowe ruchy tektoniczne a rzeźba przełomu Dunajca przez Beskid Sądecki. *Rocznik PTG*, 48 (3-4): 517-531.
- Zuchiewicz W. 1981. Profile podłużne rzek karpackich. *Zeszyty Naukowe UJ Prace Geograficzne*, 53: 139-145.
- Zuchiewicz W. 1983. Quaternary evolution of valleys in the Dunajec drainage basin, Polish West Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 16: 27-49.
- Zuchiewicz W. 1984. The Late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. A case study of the Dunajec drainage basin. *Rocznik PTG*, 54: 133-189.
- Zuchiewicz W. 1985a. Chronostratigraphy of Quaternary deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish West Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 19: 3-27.
- Zuchiewicz W. 1985b. Wykształcenie utworów czwartorzędowych w środkowej części dorzecza Dunajca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 348: 45-87.
- Zuchiewicz W. 1988. Allostratigraphy of Quaternary deposits in Central Carpathian valleys: a new proposal. *Quaternary Studies in Poland*, 8: 61-65.
- Zuchiewicz W. 1991. On different approaches to neotectonics: A Polish Carpathians example. *Episodes*, 14 (2): 116-124.

- Zuchiewicz W. 1992. Pozycja stratygraficzna tarasów Dunajca w Karpatach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 40 (7): 436-445.
- Zuchiewicz W. 1998. Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians, Poland. *Tectonophysics*, 279: 121-132.
- Zuchiewicz W. 1999a. Przydatność metod morfometrycznych w ocenie tendencji neotektonicznych Karpat Polskich. *Przegląd Geologiczny*, 47 (9): 851-854.
- Zuchiewicz W. 1999b. Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych: wskaźnik młodych ruchów tektonicznych? *Przegląd Geologiczny*, 47 (9): 854-858.
- Zuchiewicz W. 2001. Geodynamika i neotektonika polskich Karpat Zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 49 (8): 710-716.

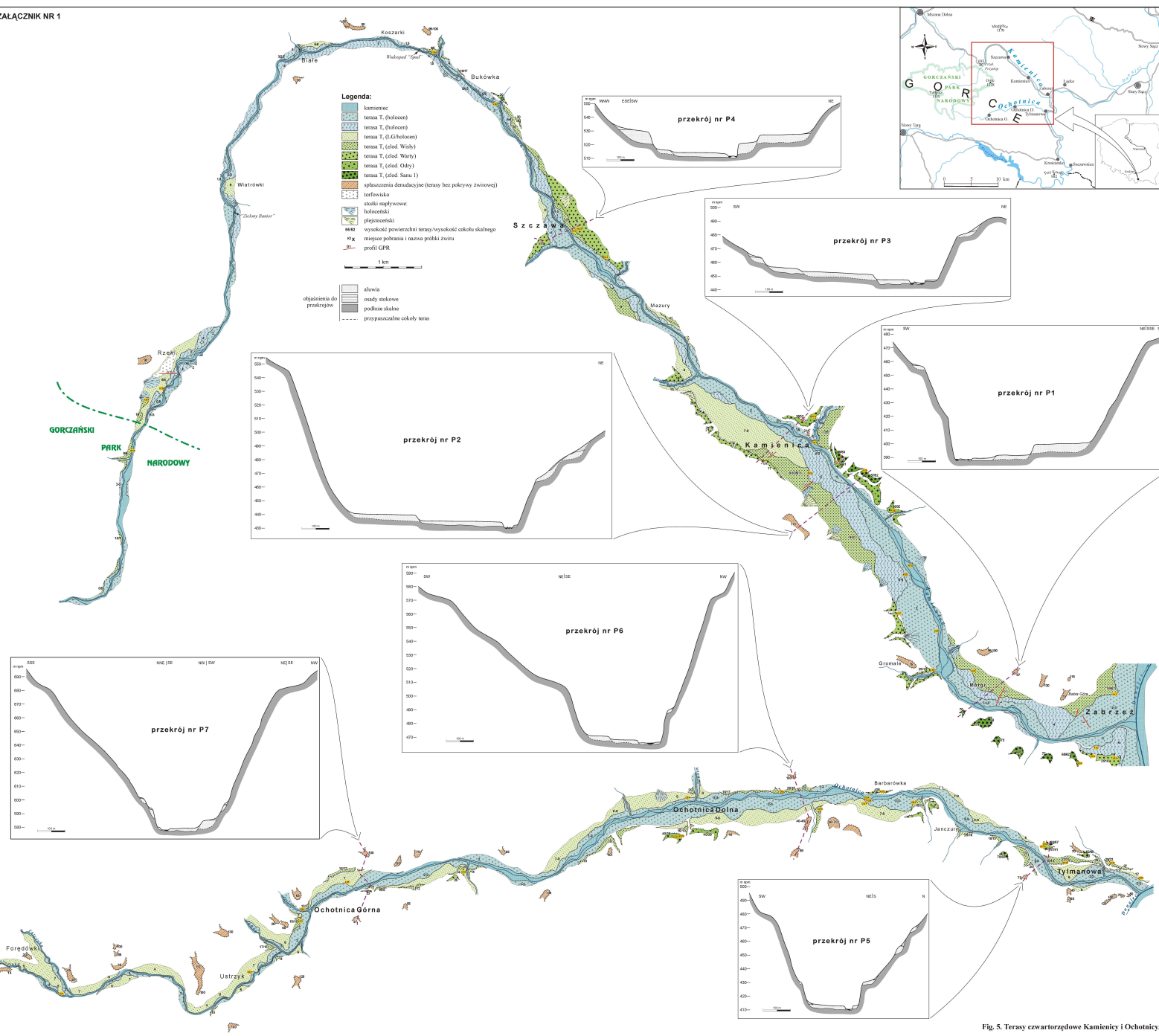


Fig. 5. Terasy czwartorzędowe Kamienicy i Ochotnicy.

