

## ZASTOSOWANIE ZDJĘĆ LOTNICZYCH DO OKREŚLANIA GENEZY POZIOMÓW SANDROWYCH I TARASÓW RZECZNYCH NA PRZYKŁADZIE DOLIN CZARNEJ HAŃCZY I SKRWY

Jeden z głównych kierunków badania rzeźby fluwialnej polega na wyróżnianiu kolejnych generacji kopalnych koryt rzecznych i starorzeczy w celu określania etapów rozwoju doliny. Jako przykład można tu podać prace dotyczące późnoglacialnego i holoceniowego rozwoju dolin: Wisły i Bugu (E. Falkowski, 1970), Warty i Prozny (S. Kozarski, K. Rotnicki, 1978) i Wieprza (A. Szumański, 1981). W tym nurcie mieszczą się zaprezentowane poniżej rozważania autora.

Podczas prac geologiczno-geomorfologicznych prowadzonych przez autora w dolinie Czarnej Hańczy (Pojezierze Suwalskie) oraz dolinie Skrwy (Pojezierze Dobrzyńskie) zauważono na niektórych zdjęciach lotniczych liczne, wąskie smugi i linie (zwane dalej fotolineamentami) tworzące charakterystyczne, powtarzające się układy. Jak się przypuszcza, są one świadectwem akumulacyjno-erozyjnej działalności wód płynących zarówno w systemie rzek roztokowych, jak i meandrujących.

Celem niniejszej pracy jest określenie charakteru wód powierzchniowych, formujących poziomy sandrowe i tarasy rzeczne Czarnej Hańczy i Skrwy (na przykładzie wybranych odcinków) na podstawie rozmieszczenia fotolincamentów na panchromatycznych zdjęciach lotniczych.

Poniżej przedstawiono próbę genetycznej interpretacji różnych układów fotolincamentów w dolinie Czarnej Hańczy w okolicy Morgów (przykład I) i w dolinie Skrwy w okolicy Brudzenia Dużego (przykład II). W obu przypadkach podano na początku krótką charakterystykę geomorfologiczną otoczenia badanych terenów oraz podstawowe informacje o wykorzystanych zdjęciach lotniczych.

---

\* Mgr Jacek Kaftan, Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej, ul. Krzywickiego 9, 02-078 Warszawa

## DOLINA CZARNEJ HAŃCZY (PRZYKŁAD I)

Pierwszy z wybranych terenów (o powierzchni około 13,6 km<sup>2</sup>) obejmuje poziomy sandrowy i tarasy rzeczne<sup>1</sup> Czarnej Hańczy w okolicy wsi Morgi (około 12 km na północny-wschód od Suwałk). Położony jest on na Pojezierzu Suwalskim (około 2 km na południe od Jeziora Hańcza) w zasięgu wszystkich trzech faz zlodowacenia bałtyckiego: leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej (ryc. 1).



Ryc. 1. Uproszczony szkic geomorfologiczny doliny Czarnej Hańczy w okolicy Morgów (wykonał autor na podstawie szkicu A. Bera 1968). Granice faz zlodowacenia bałtyckiego (L - leszczyńskiej, P - poznańskiej, Pm - pomorskiej) zaznaczono z prawej strony ryciny (według S.Z. Różyckiego 1972). Ramka wyznacza zasięg szkicu fotointerpretacyjnego (ryc. 2).  
 Fig. 1. Simplified geomorphological sketch of Czarna Hańcza valley - Morgi surroundings (prepared by the author on the basis of A. Ber sketch, 1968). Boundaries of phases of Baltic glaciation (L - leszczyńska, P - poznańska, Pm - pomorska) were marked on right side of the sketch (according to S.Z. Różycki, 1972b). Frame limits extent of photointerpretation sketch (fig. 2). Description: 1 - moraine upland, 2 - outwash level, 3 - terrace above flood line (often having sliding character), 4 - flood terrace

Po obu stronach opisywanego fragmentu doliny Czarnej Hańczy wznosi się na wysokości od 230 m n.p.m. do 260 m n.p.m. pagórkowata bądź falista wysoczyzna morenowa z kulminacjami w obrębie akumulacyjnych i spiętrzonych moren czołowych. Jest ona zbudowana z glin zwałowych o miąższości dochodzącej do kilkudziesięciu metrów.

Wysoczyzna morenowa została przedzielona poziomem sandrowym o szerokości kilku kilometrów. Obniża się on od 230 - 235 m n.p.m. na północy do 215 - 220 m n.p.m. w okolicy Morgów, przechodząc dalej ku południowi w rozległy sandr su-

<sup>1</sup> Poziomem sandrowym nazywa się w niniejszej pracy płaski i rozległy poziom morfologiczny, nie nawiązujący swym przebiegiem do dzisiejszej rzeki, natomiast jako taras rzeczny rozumie się płaską lub lekko pochyloną powierzchnię leżącą w obrębie głęboko wciętej, osiowej części doliny.

walsko–augustowski. Poziom ten położony jest od 35 do 38 metrów powyżej rzeki. Jego, w przewodzie, płaską powierzchnię urozmaicają płytkie, często wydłużone i ukierunkowane zagłębienia bezodpływowe, a miejscami pagórki moren martwego lodu kemów i ozów. Poziom sandrowy zbudowany jest z wodnolodowcowych piasków gruboziarnistych ze żwirem i licznymi głazikami w stropie, o miąższości do 8 m. Zdaniem A. Bera (1968) i K. Leciejewicza (1978) jego powstanie wiąże się z transgresją lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego.

W szerokim, ciągnącym się z północy na południe poziomie sandrowym została wyerodowana właściwa (głęboka i kręta) dolina Czarnej Hańczy (ryc. 1). Możemy w niej wyróżnić taras nadzalewowy oraz taras zalewowy.

W obrębie tarasu nadzalewowego czytelne są niekiedy dwa stopnie: wyższy, opadający od 220 – 215 m n.p.m. na północy do 210 – 200 m n.p.m. na południu (około 20 – 25 m ponad rzeką) oraz niższy, o wysokościach od 200 – 195 m n.p.m. do 190 – 185 m n.p.m. (kilka metrów nad poziomem rzeki). Miejscami powierzchnia tarasu jest pochylona w kierunku koryta rzeki, co jest charakterystyczne dla tzw. tarasów ślizgowych<sup>1</sup>. Piaski gruboziarniste ze żwirami oraz żwiry, glazy i głaziki w stropie (tworzące miejscami typowy poziom brukowy) budujące taras nadzalewowy wskazują na jego erozyjną genezę. Według A. Bera (1968) rozwój tarasu nadzalewowego przypada na późny glacjał (bolling, allerod). Kwestią dyskusyjną pozostaje odpowiedź na pytanie czy w formowaniu tego tarasu dominowały wody z topniejących lodów (K. Leciejewicz, 1978), czy też wody rzeczne (A. Ber, 1968).

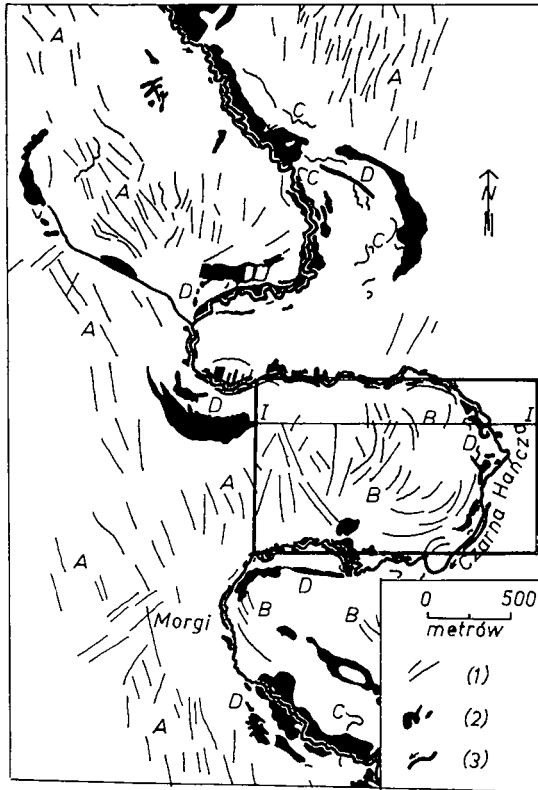
Około 1 m nad poziomem Czarnej Hańczy wznosi się taras zalewowy o wysokości 195 m n.p.m. na północy i 180 m n.p.m. na południu. Jest on zbudowany z trzymetrowej warstwy piasków różnoziarnistych z wkładkami żwirów. Liczne starorzecza wypełnione są torfami o miąższości do 5 m. Taras zalewowy rozwinął się w holocenie.

Do analizy fotolineamentów w dolinie Czarnej Hańczy wykorzystano panchromatyczne zdjęcia lotnicze w skali około 1 : 25 000, wykonane we wrześniu 1979 roku. Analizę kolejnych stereogramów przeprowadzono wykorzystując INTERPRETOSKOP C firmy C. Zaissa z Jeny, nanosząc odczytane fotolineamenty na zbiorczą kalkę interpretacyjną (ryc. 2). Największy wpływ na stopień czytelności fotolineamentów na badanym obszarze wywarły następujące czynniki naturalne: mikrorzeźba fluwialna i wiążąca się z nią budowa geologiczna pokryw akumulacyjnych (zróznicowanie litologiczno–granulometryczne), głębokość i sposób występowania płytkich wód gruntowych oraz struktura użytkowania ziemi.

W obrębie badanego fragmentu doliny Czarnej Hańczy (ryc. 2) wyróżniono na podstawie bezpośrednich i pośrednich cech rozpoznawczych (tj. wielkości, kształtu, tonu, struktury i tekstury oraz związków zachodzących między nimi a widocznymi na zdjęciach lotniczych składnikami środowiska przyrodniczego) cztery grupy (typy) fotolineamentów. Ich zróznicowanie wiąże się prawdopodobnie z odpowiednimi etapami rozwoju doliny Czarnej Hańczy w późnym glacjał i w holocenie.

Pierwsza, najliczniejsza grupa fotolineamentów (typ A) występuje w zasięgu poziomu sandrowego (ryc. 2). Linie i smugi widoczne na zdjęciach lotniczych, o dłu-

<sup>1</sup> Taras ślizgowy (ześlizgowy) powstaje wskutek jednoczesnego pogłębiania się i przesuwania w bok koryta rzeki meandrującej, co wiąże się na ogół z równoczesnym obniżaniem się bazy erozyjnej rzeki.



Ryc. 2. Szkic interpretacyjny fotolineamentów w dolinie Czarnej Hańczy w okolicy Morgów. Ramka wyznacza zasięg mapy poziomicowej (ryc. 3). Objasnienia: 1 - fotolineamenty grupy A, B i C, 2 - fotolineamenty grupy D, 3 - współczesne koryto Czarnej Hańczy

Fig. 2. Interpretation sketch of photolineaments in Czarna Hańcza valley - Morgi surroundings. Frame limits extent of contour map (fig. 3). Description: 1 - photolineaments from groups A, B and C, 2 - photolineaments from group D, 3 - recent bed of Czarna Hańcza

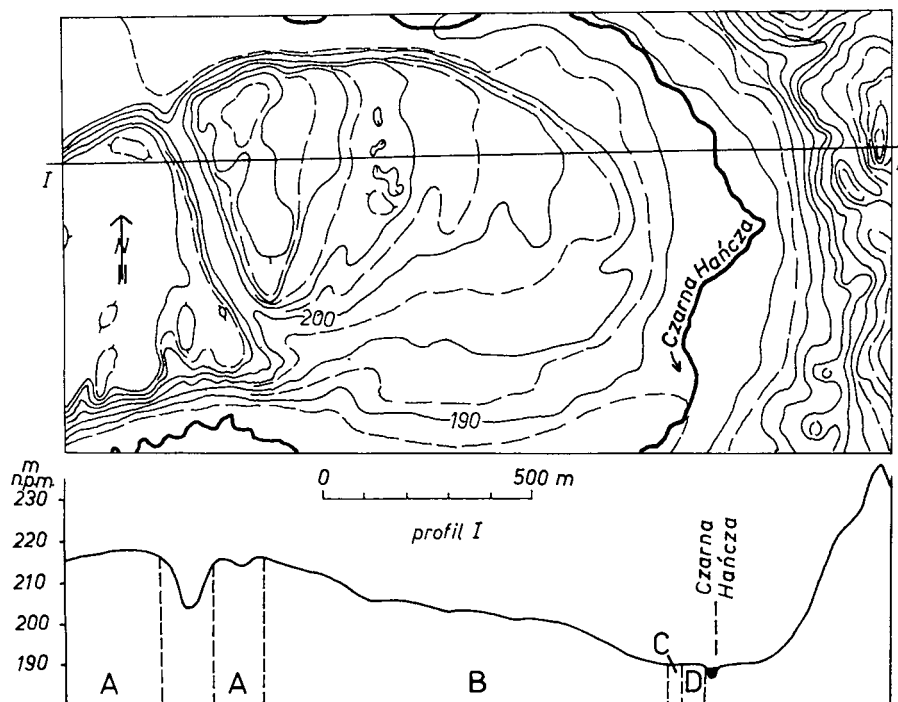
gości do 300 m, tworzą w północnej części badanego terenu dwa duże zespoły: pierwszy, o orientacji NNE—SSW (na wschód od Czarnej Hańczy) i drugi, o orientacji NW - SE (na zachód od Czarnej Hańczy).

Zdaniem autora, fotolineamenty grupy A są świadectwem rozległej sieci rozłokowych strumieni proglacialnych, formujących erozyjno-akumulacyjny poziom sandrowy. Taka sytuacja znana jest z obszrów współcześnie zlodowaconych, gdzie na przedpolu lodowców rozwija się gęsta sieć rozgałęziających się koryt (Z. Churski, 1970, K. Klimk, 1970, 1972). Są one względnie proste, płytkie i mogą zajmować, w czasie gwałtownych wezbrań, prawie całą powierzchnię sandru. Grupy suchych koryt (czy też innych śladów przepływu) różniące się kierunkiem, świadczą zdaniem K. Klimka (1970, 1972) o istnieniu różnowiekowych pokryw glacialfluwalnych.

Przedstawione powyżej obserwacje ze stref współcześnie zlodowaconych upoważniają do stwierdzenia, że grupy fotolineamentów typu A w dolinie Czarnej Hań-

czy wyznaczają kilka różnowiekowych pokryw glacyfluwialnych, utworzonych przez wody roztopowe płynące odpowiednio z NNE ku SSW w północno-wschodniej części badanego terenu i z NW ku SE w części północno-zachodniej. Natomiast w południowo-zachodniej i centralnej części poziomu dolinnego dominowały wody roztopowe z NNW ku SSE.

Zupełnie inny przebieg mają fotolineamenty typu B, występujące w dolinie Czarnej Hańcza w granicach tarasu nadzalewowego o charakterze ślizgowym (ryc. 2). Duże fragmenty tego tarasu zachowały się wewnątrz zakoli meandrowych, szczególnie na północny-wschód od wsi Morgi. Tutaj, w obrębie dużego meandra o promieniu krzywizny powyżej 1 km widoczne są na powierzchni tarasu ślizgowego fotolineamenty B (ryc. 3). Ich cechami rozpoznawczymi na zdjęciach lotniczych są: lekko zaznaczająca się krzywizna linii i równoległy przebieg do współczesnego koryta rzeki. Zdaniem autora, układ fotolineamentów grupy B jest wskaźnikiem nieprzerwanej ero-



Ryc. 3. Mapa poziomicowa i profil topograficzny obszaru wewnątrz zakola meandrowego Czarnej Hańcza na północny-wschód od Morgów. Na profilu topograficznym zaznaczono grupy fotolineamentów (ryc. 2).  
 Fig. 3. Contour map and topographic profile of the area inside winding of Czarna Hańcza (northeast of Morgi). Groups of photolineaments were marked on topographic profile

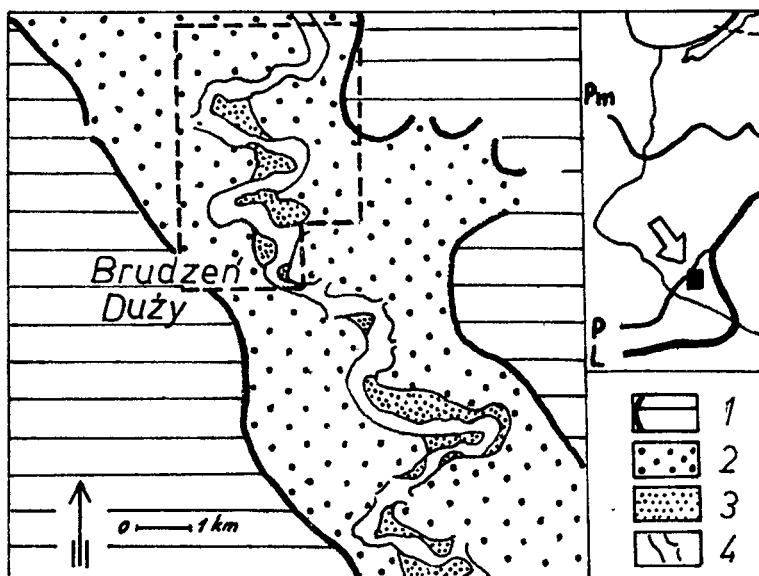
zji rzeki, prowadzącej do powstania specyficznej formy tarasu nadzalewowego, jaką jest taras ślizgowy. Wraz z obniżaniem się bazy erozyjnej rzeki rosła krzywizna zakoli i formowały się coraz niższe partie tarasów ślizgowych.

Dwie ostatnie grupy fotolineamentów (C i D) występują w zasięgu tarasu zalewowego Czarnej Hańcza (ryc. 2). Fotolineamenty typu C są nieliczne i mają falisty lub

wężykowaty kształt. Promień krzywizny reprezentowanych przez nie meandrów jest wielokrotnie mniejszy niż w przypadku fotolineamentów typu B i waha się od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Natomiast fotolineamenty typu D to na ogół wydłużone i zakrzywione plamy i smugi, dobrze czytelne na zdjęciach lotniczych dzięki bezładnej, bądź plamistej strukturze o ciemnym fototonie (efekt wywołany obecnością roślinności hydrofiliny). Obie grupy fotolineamentów: C i D są charakterystyczne dla najmłodszego, holoceńskiego etapu rozwoju doliny Czarnej Hańczy.

## DOLINA SKRWY (PRZYKŁAD II)

Drugi z terenów, wybranych do analizy rozkładu fotolineamentów (o powierzchni około 11,2 km<sup>2</sup>) obejmuje ponad 4-kilometrowy odcinek doliny Skrwy na północ od Brudzenia Dużego (około 19 km na północny-zachód od Płocka). Dolina dolnej Skrwy, leżąca w granicach Pojezierza Dobrzyńskiego, została zaliczona przez S.Z. Różyckiego (1972) do strefy odpływów sandrowych ostatniego zlodowacenia



Ryc. 4. Uproszczony szkic geomorfologiczny doliny Skrwy w okolicy Brudzenia Dużego (wykonał autor na podstawie szkicu Z. Lamparskiego 1964). Granice faz zlodowacenia bałtyckiego (L - leszczyńskiej, P - poznańskiej, Pm - pomorskiej) zaznaczono z prawej strony ryciny (według S.Z. Różyckiego 1972). Ramka wyznacza zasięg szkicu fotointerpretacyjnego (ryc. 5). Objaśnienia: 1 - wysoczyzna morenowa, 2 - poziom sandrowy, 3 - taras nadzalewowy (często o charakterze ślizgowym), 4 - taras zalewowy

Fig. 4. Simplified geomorphological sketch of Skrwa valley - Brudzeń Duży surroundings (prepared by the author on the basis of Z. Lamparski sketch, 1964). Boundaries of phases of Baltic glaciation (L - leszczyńska, P - poznańska, Pm - pomorska) were marked on right side of the sketch (according to S.Z. Różycki, 1972b). Frame limits extent of photointerpretation sketch (fig. 5). Description: 1 - moraine upland, 2 - outwash level, 3 - terrace above flood line (often having sliding character), 4 - flood terrace

(ryc. 4). Znalazła się ona w zasięgu maksymalnego nasunięcia lądolodu bałtyckiego, wyznaczonego na Wysoczyźnie Płockiej przez spiętrzone moreny czołowe w okolicy Gozdowa (J. Kotarbiński, 1973).

Na zapleczu moren gozdowskich w granicach opracowywanego terenu rozciąga się wysoczyzna morenowa płaska i falista o wysokości 110-120 m n.p.m., urozmaicona drobnymi pagórkami piaszczysto-żwirowymi i pojedynczymi pagórkami moren czołowych o deniwelacjach do 10 m. Na wschód od doliny Skrwy wysoczyzna rozcięta jest dwiema rynnami subglacialnymi o przebiegu równoleżnikowym i licznymi, głębokimi dolinkami erozyjnymi. Osady budujące wysoczyznę to przede wszystkim piaszczyste gliny zwałowe o znacznej miąższości, z licznymi glazami w stropie.

Wysoczyzna morenowa została rozcięta przez wody roztopowe płynące z północnego-zachodu na południowy-wschód, sprzed czoła lądolodu fazy kujawskiej zlodowacenia bałtyckiego (J. Kotarbiński, 1973, W. Słowański, S. Skompski, 1965). Wody te uformowały szeroki do 5 kilometrów, kilkustopniowy poziom sandrowy oddzielony od wysoczyzny morenowej słabo zarysowaną krawędzią erozyjną. Na jego wyrównanej i płaskiej powierzchni, obniżającej się w granicach badanego terenu od 105 – 100 m n.p.m. do 100 – 95 m n.p.m. (około 20 - 30 m ponad rzeką), zachowały się liczne, wydłużone obniżenia układające się często w prostolinijne ciągi o przebiegu NW—SE. Miąższość pokrywy akumulacyjnej poziomu sandrowego Skrwy, zbudowanej na ogół z piasków luźnych, a w stropie słabogliniastych, zmienia się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów i zależy przede wszystkim od ukształtowania jego podłoża (tzw. cokołów erozyjnych). Rozwój tego poziomu związany był początkowo z wodami płynącymi od czoła lądolodu fazy kujawskiej. Z biegiem czasu coraz większą rolę w kształtowaniu rzeźby dolinnej zaczęły odgrywać wody pochodzące z wytapiania się martwych lodów, a po allerodzie odpływ rzeczny.

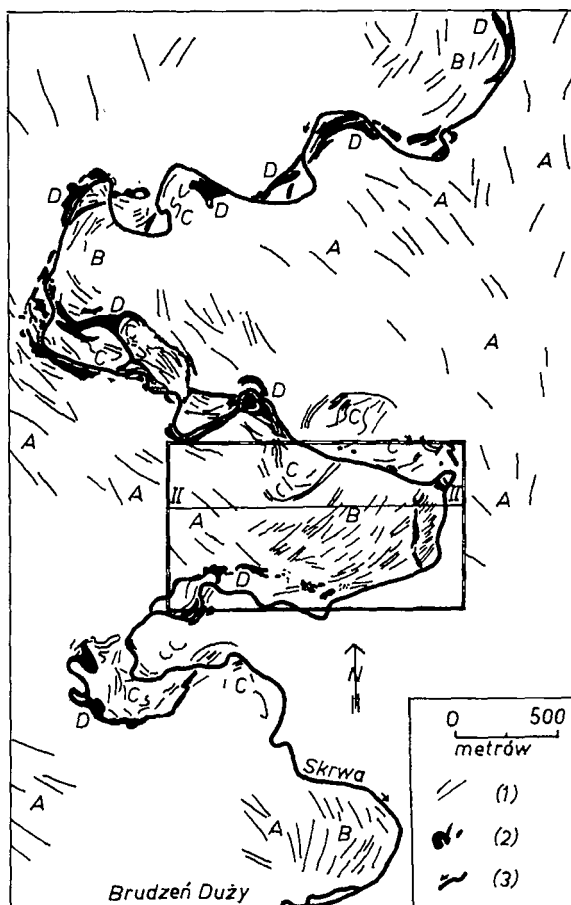
W szerokim poziomie sandrowym zaznacza się bardzo wyraźnie znacznie węższa, głęboka i kręta dolina dolnej Skrwy z tarasem nadzalewowym typu ślizgowego oraz tarasem zalewowym (ryc. 4).

Taras nadzalewowy różnicuje się miejscami na dwa stopnie: wyższy, wybitnie erozyjny, od 15 do 20 m nad poziomem rzeki, o miąższości serii akumulacyjnej (piaski i żwiry z glazikami w stropie) do 5 m. W obrębie wielkich zakoli rzecznych taras ten ma cechy tarasu ślizgowego, opadającego łagodnie (spadki od 2° do 4°) w kierunku współczesnego koryta Skrwy.

Od 1 do 2 m nad poziomem rzeki (82 – 72 m n.p.m.) znajduje się wąski, erozyjno-akumulacyjny taras zalewowy o bardzo zróżnicowanej budowie geologicznej. Dominują tu utwory piaszczysto-mułowe o skomplikowanym rozprzestrzenieniu poziomym i pionowym.

Analiza przebiegu fotolineamentów w dolinie dolnej Skrwy przeprowadzona została w oparciu o panchromatyczne zdjęcia lotnicze w skali około 1 : 10 000, wykonane w czerwcu, lipcu i październiku 1959 roku. Kolejne stereogramy przeglądano przy użyciu stereoskopu lustrzanego typu SLS-2, produkcji Polskich Zakładów Optycznych.

Na podstawie szczegółowej interpretacji zdjęć wydzielono w granicach badanego odcinka doliny Skrwy cztery grupy fotolineamentów, różniące się zasięgiem, przebiegiem i kształtem (ryc. 5).



Ryc. 5. Szkic fotolineamentów w dolinie Skrwy w okolicy Brudzenia Dużego. Ramka wyznacza zasięg mapy poziomicowej (ryc. 6). Objaśnienia: 1 - fotolineamenty grupy A, B i C, 2 - fotolineamenty grupy D, 3 - współczesne koryto Skrwy

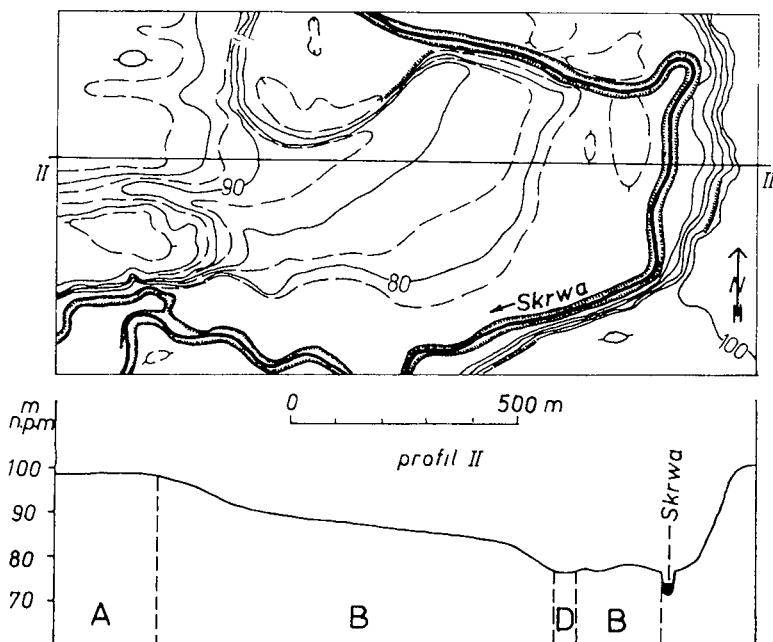
Fig. 5. Photointerpretation sketch of photolineaments in Skrwa valley - Brudzeń Duży surroundings. Frame limits extent of contour map (fig. 6). Description: 1 - photolineaments from groups A, B and C, 2 - photolineaments from group D, 3 - recent bed of Skrwa

Fotolineamenty typu A, występujące w obrębie poziomu sandrowego to jaśniejsze od otoczenia, proste, przeważnie długie linie bądź smugi (od 200 do 300 m), grupujące się w zespoły o podobnym kierunku. W południowo-zachodniej części obszaru objętego szkicem interpretacyjnym mają one kierunek WNW—ESE, w części centralnej NW—SE, natomiast w części północno-wschodniej N—S (lub NNE—SSW). Podobnie jak w dolinie Czarnej Hańczy, tak i tutaj są one wskaźnikiem roztokowego charakteru licznych strumieni proglałacjalnych, tworzących poziom sandrowy. Kierunki płynięcia wód roztopowych, określone zarówno na podstawie przebiegu ciągów zagłębień bezodpływowych jak i strukturalno-teksturalnych badań osadów akumulacji fluwioglałacjalnej, są zgodne z prze-



biegiem fotolineamentów typu A (por. J. Kaftan, 1983, J. Kotarbiński, U. Urbaniak-Biernacka, 1975, Z. Lamparski, 1964, 1979).

Druga grupa fotolineamentów (typ B) występuje powszechnie w granicach tarasów ślizgowych Skrwy. Są one najlepiej widoczne na zdjęciach lotniczych wewnątrz wielkiego zakola meandrowego w centralnej części badanego terenu (ryc. 6). Łukowate, współkształtne do dzisiejszego koryta Skrwy fotolineamenty grupy B są świadectwem nieprzerwanego „schodzenia” rzeki na najniższy taras. Przyczyną takiego rozwoju doliny dolnej Skrwy było prawdopodobnie gwałtowne obniżenie się bazy erozyjnej, związane z późnoglacialnym przełomem Wisły między Kotlinami Płocką i Toruńską (E. Wiśniewski, 1976). Układ fotolineamentów B nie zmienia się nawet w obrębie spłaszczeń tarasu ślizgowego na wysokości 82 – 89 m n.p.m. (ryc. 6), co potwierdza tezę o stale trwającej



Ryc. 6. Mapa poziomicowa i profil topograficzny wewnątrz zakola meandrowego Skrwy na północ od Brudzenia Dużego. Na profilu topograficznym zaznaczono grupy fotolineamentów  
 Fig. 6. Contour map and topographic profile of the area inside winding of Skrwa (north of Brudzeń Duży). Groups of photolineaments were marked on topographic profile

(choć w pewnych okresach nieco słabszej) erozji wgłębnej Skrwy.

W granicach tarasu zalewowego zaznaczają się pojedyncze fotolineamenty grupy C i D. Jedne z nich (typ C) zostały wyróżnione przede wszystkim na podstawie jasnego tonu (związanego z wilgotnością gleby i wysortowaniem osadów w palcokorytach). Ich wężykowaty kształt wskazuje na bardzo drobne pętlice meandrowe (promień krzywizny rzędu 10 – 20 metrów). Drugą grupę fotolineamentów tarasu zalewowego (typ D) wyznaczono w oparciu o zasięg roślinności hydrofilnej, porastające najmłodsze odcinki dawnych koryt rzecznych. Odznaczają się one ciemnym fototonem (są na ogół wypełnione wodą lub bardzo wilgotne) i ziarnistą strukturą.

## WNIOSKI

Analiza panchromatycznych zdjęć lotniczych przeprowadzona w obrębie fragmentów dwóch dolin rzek pojeziernych średniej wielkości — Czarnej Hańczy i Skrwy — pozwoliła na wyznaczenie przybliżonego zasięgu poziomów sandrowych i tarasów rzecznych. Różnią się one między sobą charakterem fotolineamentów tj. wąskich smug i linii tworzących specyficzne układy na zdjęciach lotniczych. Poniżej zestawiono cztery typy fotolineamentów (jednakowe w przypadku obu rzek) z odpowiadającym im poziomami i tarasami. Następnie próbowano powiązać je z różnymi układami koryt rzecznych, dominującymi na danym etapie rozwoju doliny.

Tabela 1  
Table 1

Typy fotolineamentów w dolinach Czarnej Hańczy i Skrwy.  
Type of photolineaments in Czarna Hańcza and Skrwia valleys

Typ Type	Charakterystyka Characterization	Formy rzeźby Landforms	Układy koryt rzecznych River channels pattern
A	proste, tworzą grupy linii o jednakowym kierunku parallel lines	poziomy sandrowe outwash plains	koryta roztokowe brook channels
B	łukowate, tworzą grupy linii współkształtnych do dzisiejszego koryta rzeki groups of curved lines	tarasy ślizgowe sliding terraces	koryta meandrowe (duże meandry ślizgowe) large meander channels
C	wężykowate, faliste, nie tworzą grup single fluent lines	tarasy zalewowe flood terraces	koryta meandrowe (małe meandry) small meander channels
D	plamy i smugi o bezładnej strukturze, nie tworzą grup elongated spots and trails		koryta najmłodsze (starorzecza suche i z wodą) abandoned channels

Na podstawie powyższego zestawienia można sformułować kilka wniosków odnośnie rozwoju dolin Czarnej Hańczy i Skrwy po ustąpieniu ostatniego lądolodu:

1. Badane odcinki obu dolin pełniły początkowo rolę szlaków odpływu wód sprzed czoła lądolodu zlodowacenia bałtyckiego. Wody proglacialne tworzyły wówczas gęstą sieć strumieni roztokowych, na co wskazują widoczne w obrębie poziomów sandrowych fotolineamenty typu A. Na podstawie obserwacji z obszarów współcześnie zlodowaconych możemy przypuszczać, że sieć hydrograficzna na przedpolu ostatniego lądolodu uległa daleko idącym zmianom (Z. Churski, 1970, K. Klimck, 1970, 1972). Znalazło to swój wyraz także na zdjęciach lotniczych dolin Czarnej Hańczy i Skrwy, w postaci różnokierunkowych grup fotolineamentów typu A, reprezentujących zapewne różnowiekowe pokrywy glacialfluwalne.

2. Przypuszczalnie na przelomie późnego glacjału i holocenu następuje w badanych odcinkach obu dolin zmiana charakteru rzek z roztokowych na meandrowe (por. E. Falkowski, 1970, S. Kazarski, K. Rotnicki, 1978). Jej świadectwem są występujące w obrębie tarasów ślizgowych fotolineamenty typu B, które mogą być uznane za wskaźnikowe dla rzek meandrujących o dużym promieniu krzywizny

i stałej tendencji do erozji wgłębnej (związanej zapewne z gwałtownym obniżaniem się lokalnej bazy erozyjnej).

3. Ostatnie dwa typy fotolineamentów — C i D — stwierdzone na tarasach zalewowych należy wiązać z holoceńskim etapem rozwoju dolin Czarnej Hańczy i Skrwy. Tworzące się wówczas koryta meandrowe mają znacznie mniejszy promień krzywizny niż w przypadku tarasów ślizgowych. Fotolineamenty typu D reprezentują współczesny rozwój obu dolin.

4. Na zakończenie warto zaznaczyć, iż etapy formowania się koryt Czarnej Hańczy i Skrwy - roztokowy, dużych meandrów, małych meandrów i współczesny — wykazują daleko idące podobieństwo do etapów formowania się koryt innych rzek polskich w okresie późnego glacjału i w holocenie (m. in. E. Falkowski, 1970, S. Kozarski, K. Rotnicki, 1978, A. Szumański, 1981).

#### LITERATURA

- Ber A., 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Jeleniewo*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ber A., 1981, *Z zagadnień czwartorzędu Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego*, Biul. Instyt. Geol. 321, Z badań czwartorzędu w Polsce, tom XXIII.
- Ber A., Krzywicki T., Woźniak P., 1984, *Stratygrafia czwartorzędu Pojezierza Suwalskiego w świetle nowych danych*, maszynopis referatu, konferencja na temat „Stratygrafia czwartorzędu Polski”, zorganizowana przez Kom. Bad. Czwart. PAN na Wydziale Geologii UW w dniach 18 - 20. 10. 1984.
- Churski Z., 1970, *Zmiany sieci hydrograficznej na przedpolu lodowca Skeidararjokull w Islandii w świetle zdjęć lotniczych*, Fotointerpretacja w geografii., T. 8.
- Falkowski E., 1970, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biul. Geol., t. 12.
- Kaftan J., 1983, *Rozwój doliny dolnej Skrwy między Cieślinem a Brudzeniem Dużym w okresie zlodowacenia bałtyckiego i w holocenie (na tle starszej rzeźby)*, maszynopis pracy magisterskiej, Zakład Geomorfologii Instytut. Nauk Fizycznogeogr. Wydziału Geografii i Studiów Region. UW.
- Klimek K., 1970, *Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniu form glacifluwialnych na przedpolu lodowca Skeidararjokull (Islandia)*, Fotointerpretacja w geografii., T. 8.
- Klimek K., 1972, *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*, Prace Geogr. nr 94.
- Kotarbiński J., 1973, *Morfologia sandru i doliny Skrwy*, maszynopis pracy doktorskiej, Biblioteka Instytut. Geogr. UMK w Toruniu.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975, *Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia*, Czasop. Geogr., z. 1.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowiurskiego i holoceńskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol., tom XIX.
- Lamparski Z., 1964, *Zarys stratygrafii i morfologia dorzecza dolnej Skrwy*, Acta Geol. Pol., t. 14, z. 3.
- Lamparski Z., 1979, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Mochowo*, Instytut Geol. Warszawa.

- Leciejewicz K., 1978, *Elementy rzeźby czwartorzędowej doliny Czarnej Hańczy i zagłębienia Szeszupy na Suwalszczyźnie*, Prace Muzeum Ziemi, z. 29.
- Matusik J., 1969, *Uwagi o morfologii doliny Bzury koło Chodakowa*, Fotointerpretacja w geografii., T.7.
- Różycki S.Z., 1972, *Nizina Mazowiecka*, Geomorfologia Polski, t. 2, Niż Polski, PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972, *Plejstocen Polski Środkowej*, PWN, Warszawa.
- Ruszczycka-Mizera M., 1978, *Fotointerpretacja jako metoda analizy rozwoju rzeźby dna doliny dużej rzeki na przykładzie Odry*, Acta Univer. Wratislav., no 340.
- Słowański W., Skompski S., 1965, *Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicach Płocka*, Biul. Instyt. Geol. 187, Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 11.
- Szumański A., 1981, *Holocenińska i współczesna ewolucja Wieprza pod Kockiem*, Przegl. Geogr., t. LIII, z. 1.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką i Kotliną Toruńską*, Prace Geogr. nr 119.

JACEK KAFTAN

## APPLICATION OF AERIAL PHOTOGRAPHS FOR DETERMINING GENESIS OF LEVELS AND TERRACES IN VALLEYS OF CZARNA HANCZA AND SKRWA

### Summary

This work is an attempt aimed at determination of character of surface waters forming terraces in Czarna Hańcza and Skrwa valleys, on the basis of photolineament analysis. Interpretation of different arrangements of photolineaments was performed. They were classified into four genetic groups. Type A — parallel lines — they correspond to network of streams within outwashes currently existing in valleys. Type B — groups of curved lines, collinear with the present river bed. They reveal sliding terraces, characteristic for winding rivers. Type C — single fluent lines. Type D — elongated spots and trails existing along river bed. Two last types of photolineaments appear on flood terraces; they are related to current valley development.