

Józef WOJTANOWICZ

Czwartorzędowe zmiany sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej

Четвертичные изменения речной сети Сандомирской низменности

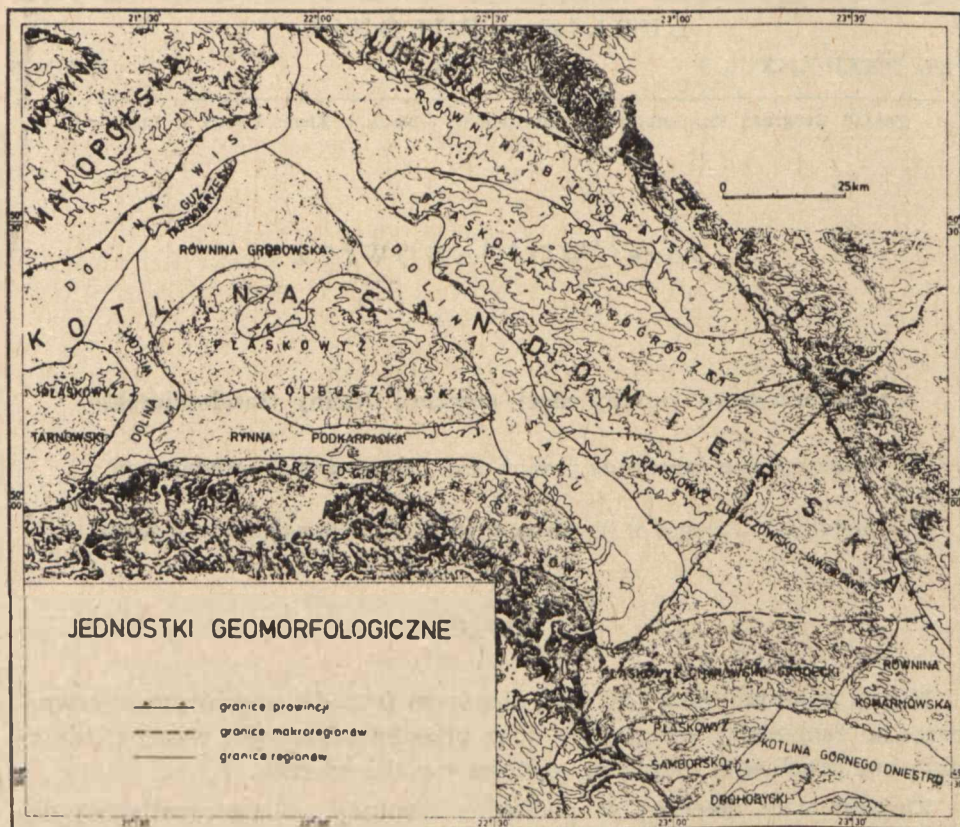
Quaternary Changes of the River System of the Sandomierz Lowland

WSTĘP

Nizina Sandomierska jest tym obszarem (ryc. 1), na którym w czwartorzędzie zachodziły wyjątkowo duże przeobrażenia sieci rzecznej; dotyczyły one przebiegu, kierunku, gęstości i wielkości rzek.

Zmiany sieci rzecznej są pochodną ewolucji paleogeograficznej obszaru, w której odzwierciedlają się zarówno warunki rozwoju strefowego, jak i regionalnego. Wśród elementów paleogeograficznych decydującą rolę w rozwoju Niziny Sandomierskiej odegrały czynniki tektoniczny i klimat. Czynniki tektoniczny ma szerokie znaczenie. Są to uwarunkowania starego, jeszcze paleozoicznego, zdyslokowania głębszego podłoża. Zarysowane wtedy linie tektoniczne, kilkakrotnie odmładzane i zagęszczane, dały podłużne strefy dyslokacji o kierunku NW—SE. Najistotniejszy jednak wpływ na rozwój rzeźby Niziny Sandomierskiej wywarła alpejska orogeneza Karpat. Ruchy tektoniczne związane z tą orogenezą trwały nie tylko w górnym trzeciorzędzie, ale zaznaczyły się także w czwartorzędzie. Wreszcie, uwzględnić należy ruchy glacioizostaticzne, których największe nasilenie związane jest ze zlodowaceniem krakowskim.

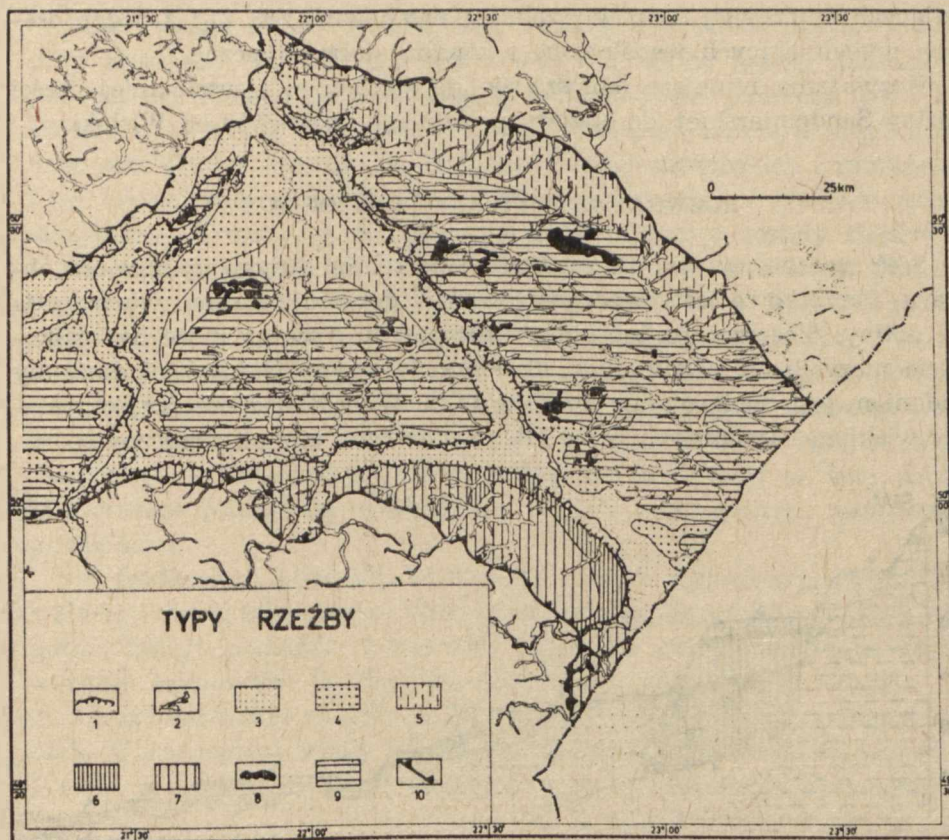
Rolę czynnika klimatycznego rozumiem przede wszystkim jako megacykliczne zmiany klimatu, które doprowadziły w czwartorzędzie do wielokrotnych zlodowaceń. To właśnie zlodowacenia (krakowskie i środkowopolskie) spowodowały dwukrotnie przemodelowanie sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej. Były bezpośrednim powodem zatamowania od-



Ryc. 1. Podział geomorfologiczny. Objaśnienia znaków (kolejno od góry): 1 — granice prowincji, 2 — granice makroregionów, 3 — granice regionów
 Geomorphological division. Explanation of signs (successively from the top): 1 — borders of provinces, 2 — borders of macroregions, 3 — borders of regions

plywu rzek ku północy, odwrócenia ich biegu i odpływu w kierunku południowo-wschodnim doliną Dniestr do Morza Czarnego.

Historię badań nad problemem poruszonym w niniejszym artykule wywieść można od A. Rehma (1891). Zarys historii badań i podsumowanie dotychczasowych poglądów dał autor we wcześniejszej pracy (J. Wojtanowicz, 1978). Tutaj ograniczymy się do najważniejszych pozycji. Z okresu przedwojennego odnotować należy bardzo cenną pracę H. Teisseyre (1938), w której na podstawie badań na międzyrzeczu San—Dniestr omówiono bardzo istotne zagadnienie (wysunięte jeszcze w 1907 r. przez E. Romera) przepływu rzek z Karpat i Niziny Sandomierskiej do zlewiska Morza Czarnego. W okresie powojennym, szczególnie w ostatnich kilkunastu latach, powstało wiele opracowań geologicznych i geomorfologicznych, najczęściej poświęconych zagadnieniu zmien-



Ryc. 2. Typy rzeźby: 1 — krawędzie erozyjne, 2 — doliny rzeczne, suche doliny i doliny denudacyjne, 3 — równiny den dolinnych-terasy zalewowe, 4 — równiny teras nadzalewowych, 5 — równiny proluwialne, 6 — równiny terasowe z pokrywą lessową, 7 — wysoczyzny z pokrywą lessową, 8 — pagóry żwirowe, 9 — denudacyjne powierzchnie płaskowyżów, 10 — krawędzie tektoniczno-denudacyjne Kotliny Sandomierskiej

Types of relief: 1 — erosive edges, 2 — river valleys, dry valleys and denudation valleys, 3 — valley bottom plains, flood plain terraces, 4 — above flood plain terraces, 5 — proluvial plains, 6 — terrace plains with loess cover, 7 — uplands with loess cover, 8 — gravel hummocks, 9 — denudation plateau surfaces, 10 — tectonic denudation edges of the Sandomierz Lowland

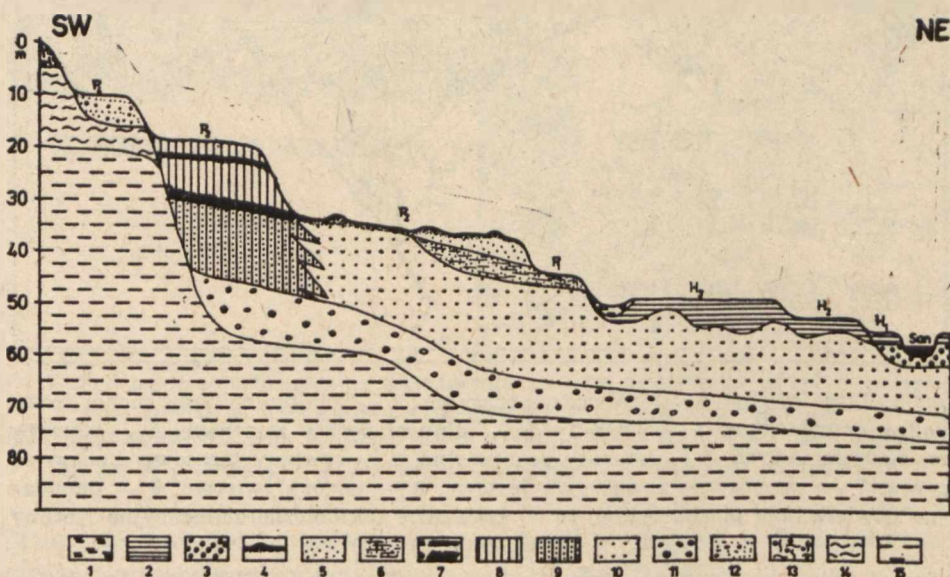
ności sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej. Należy wymienić przede wszystkim prace J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1968), S. Dżułyńskiego i innych (1968), W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971), L. Starkła (1972), E. Mycielskiej-Dowgiałło (1978) i J. Wojtanowicza (1978). Wnioski swe autorzy wywodzili z badań geomorfologicznych, z badań żwirów wystę-

pujących najczęściej na powierzchni wierzchołwin (ryc. 2) i z badań osadów wypełniających współczesne i kopalne doliny rzeczne.

Rozważania niniejsze odnoszą się do środkowej i wschodniej części Niziny Sandomierskiej, do obszaru położonego na wschód od Wisłoki.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W PLIOCENIE

Sieć rzeczna powstaje bezpośrednio po tektonicznym wynurzeniu obszaru. Początkowo jest niezorganizowana i dopiero z czasem wytwarzają się doliny. Sieć rzeczna tego pierwszego etapu rozwoju może być całkowicie niezgodna z późniejszym układem dolinnym. Najczęściej dostępny badaniom jest dopiero etap rozwoju dolin. Wiek doliny rzecznej określamy wiekiem najstarszych teras lub najstarszych aluwiów rzecznych.

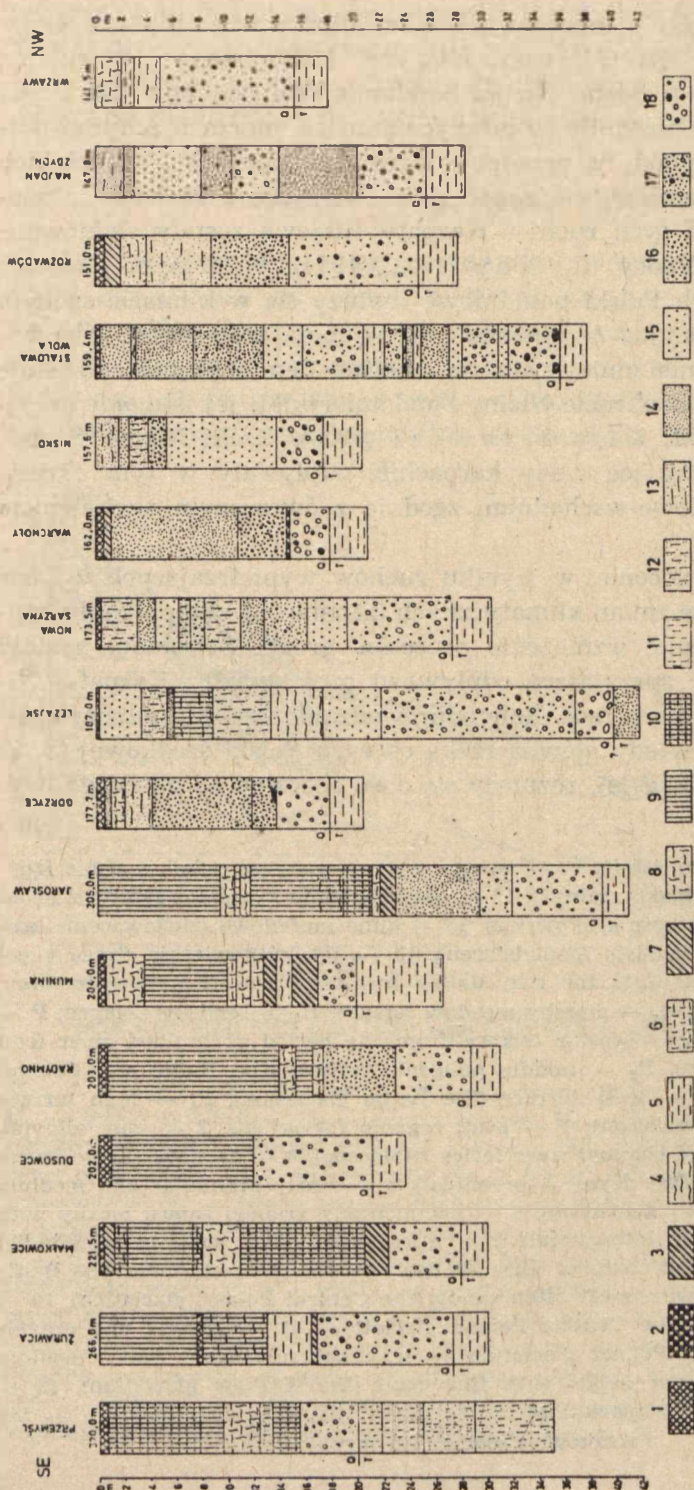


Ryc. 3. Profil syntetyczny (schemat) teras doliny Sanu; H — terasy holoceneskie: H₁ — terasa wiklinowa, H₂ — terasa łęgowa, H₃ — terasa rędzina; P — terasy plejstoceneskie: P₁ — terasa erozyjna z okresu rzeki roztokowej (schyłek zlodowacenia bałtyckiego), P₂ — poligeniczna terasa średnia (zlodowacenie bałtyckie i środkowopolskie), P₃ — terasa lessowa (zlodowacenie bałtyckie), P₄ — pozioma terasa — terasa wysoka (schyłek zlodowacenia krakowskiego); 1 — torf, utwory organiczne, 2 — mady dolinne (holocen), 3 — piaski facji korytowej (holocen), 4 — pokrywy piaszczyste zeolizowane i piaski wydymowe (najstarszy dryas — preboreal), 5 — piaski drobno i średnioziarniste (zlodowacenie bałtyckie), 6 — piaski drobnoziarniste zailone, lokalnie z materiałem organicznym (interglacjał eemski), 7 — gleby kopalne śródlessowe: a) gleba interstadialna (Paudorf s. 1), b) kompleks glebowy (eem — Brörup), 8 — less młodszy (zlodowacenie bałtyckie), 9 — less starszy, najczęściej piaszczysty (zlodowacenie środkowopolskie), 10 — piaski średnioziarniste

Sieć rzeczna Polski południowej, a także olbrzymich obszarów Równiny Rosyjskiej (G. W. Obiedientowa, 1975) należy datować na pliocen. Od dolnego pliocenu Nizina Sandomierska, podobnie jak i cała Polska, była łądem. Nastąpiło to po wycofaniu się morza u schyłku dolnego sarmatu na wschód, na przedpole Karpat ukraińskich i rumuńskich i po tektonicznej przebudowie zapadliska, związanej z ruchami młodopalpejskimi. W czasie tych ruchów Karpaty fliszowe zostały sfałdowane i przesunięte ku północy (R. Ney i in., 1974). W dolnym pliocenie w górach i wyżynach Polski południowej tworzy się w klimacie suchym i półsuchym denudacyjna śródgórska powierzchnia zrównania. Taka powierzchnia, o znacznie mniejszych niż obecnie deniwelacjach, powstaje też prawdopodobnie w obrębie Niziny Sandomierskiej; jej istnienie przyjmuje na przykład M. Klimaszewski (1958). Rzeki Niziny Sandomierskiej, odprowadzające wody karpackie, odpływały w tym okresie w kierunku południowo-wschodnim, zgodnie z ówczesnym nachyleniem powierzchni.

W środkowym pliocenie, w wyniku ruchów wypiętrzających w fazie walachijskiej, a także zmian klimatycznych (zapanował klimat ciepły, wilgotny, leśny), nastąpiło wzmożenie procesów erozji. Stworzone zostały warunki tektoniczne sprzyjające odpływowi części wód z Karpat i Niziny Sandomierskiej na północ. Rolę odprowadzania wód ku północy spełniała Wisła, będąca wtedy główną rzeką obszaru Polski środkowej (S. Z. Różycki, 1972). Bieg jej, różniący się dość znacznie od obecnego, wy-

(zlodowacenie środkowopolskie), 11 — żwiry i żwiry z piaskiem (zlodowacenie środkowopolskie — stadiał maksymalny?), 12 — piaski średnio i drobnoziarniste z drobnym żwirkiem (zlodowacenie krakowskie), 13 — glina morenowa (zlodowacenie krakowskie), 14 — mułki pylaste (eoplejstocen), 15 — ily krakowieckie (trzeciorzęd) Synthetic profile (scheme) of the San Valley terraces; H — Holocene terraces: H₁ — osier bed terrace, H₂ — marshy meadow terrace, H₃ — rendzina terrace; P — Pleistocene terraces: P₁ — erosive terrace from the period of braided river (end of the Baltic glaciation), P₂ — middle poligenic terrace (the Baltic and Central Poland glaciations), P₃ — loess terrace (the Baltic glaciation), P₄ — high terrace (end of the Kraków glaciation); 1 — peat, organic formations, 2 — clay alluvial, (Holocene), 3 — sands of channel river facies (Holocene), 4 — aeolised sandy covers and dune sands (the oldest dryas — preboreal), 5 — finely granular and medium grained sands (the Baltic glaciation), 6 — loamy finely grained sands, locally with organic material (Eemian interglacial), 7 — intraloessial fossil soils: a) interstadial soil (Paudorf s. l.), b) soil complex (Eem — Brörup), 8 — younger loess (the Baltic glaciation), 9 — older loess, most often sandy (the Central Poland glaciation), 10 — medium grained sands (the Central Poland glaciation), 11 — gravels and gravels with sand (the Central Poland glaciation — maximal substage?), 12 — medium grained and fine granular sands with fine chad (the Kraków glaciation), 13 — till moraine (the Kraków glaciation), 14 — dusty silts (Eopleistocene), 15 — the Krakowiec loams (Tertiary)



Ryc. 4. Budowa teras plejstocenskich doliny Sanu w przekroju podłużnym od Przemysła do Wrzawy: 1 — poziom humusowy gleby, 2 — torf, 3 — utwór organiczny, 4 — mułek, 5 — il, 6 — glina, 7 — glina piaszczysta, 8 — glina pylasta, 9 — less, 10 — less piaszczysty, 11 — pył, 12 — pył piaszczysty, piasek pylasty, 13 — piasek gliniasty, 14 — piasek drobnoziarnisty, 15 — piasek średnioziarnisty, 16 — piasek różno- i gruboziarnisty, 17 — żwir z piaskiem, piasek ze żwirem, 18 — żwir, Q — czwartorzęd, T — trzeciorzęd. Wysokości otworów wiertniczych podano w m n.p.m.

The structure of the Pleistocene terraces of the San valley in the longitudinal section from Przemysla to Wrzawy: 1 — the humus horizon of the soil, 2 — peat, 3 — organic formation, 4 — silt, 5 — loam, 6 — clay, 7 — sandy clay, 8 — dusty clay, 9 — loess, 10 — sandy loess, 11 — dust, 12 — sandy dust, clayey sand, 13 — clayey sand, 14 — fine granular sand, 15 — medium grained sand, 16 — vary-size and coarse grained sand, 17 — gravel with sand, sand with gravel, 18 — gravel, Q — Quaternary, T — Tertiary. Bore-hole heights given in meters over the sea-level

znaczą żwiry z doliny Opatówki, z dna dolnej Kamiennej i z doliny Zwoleńki, a także obszerny stożek napływowy w zbiorniku środkowopolskim. San w tym czasie odpływał do doliny Dniestru w środkowym poziomie zrównania, w jednym z trzech, które stwierdzono w dolinie Dniestru.

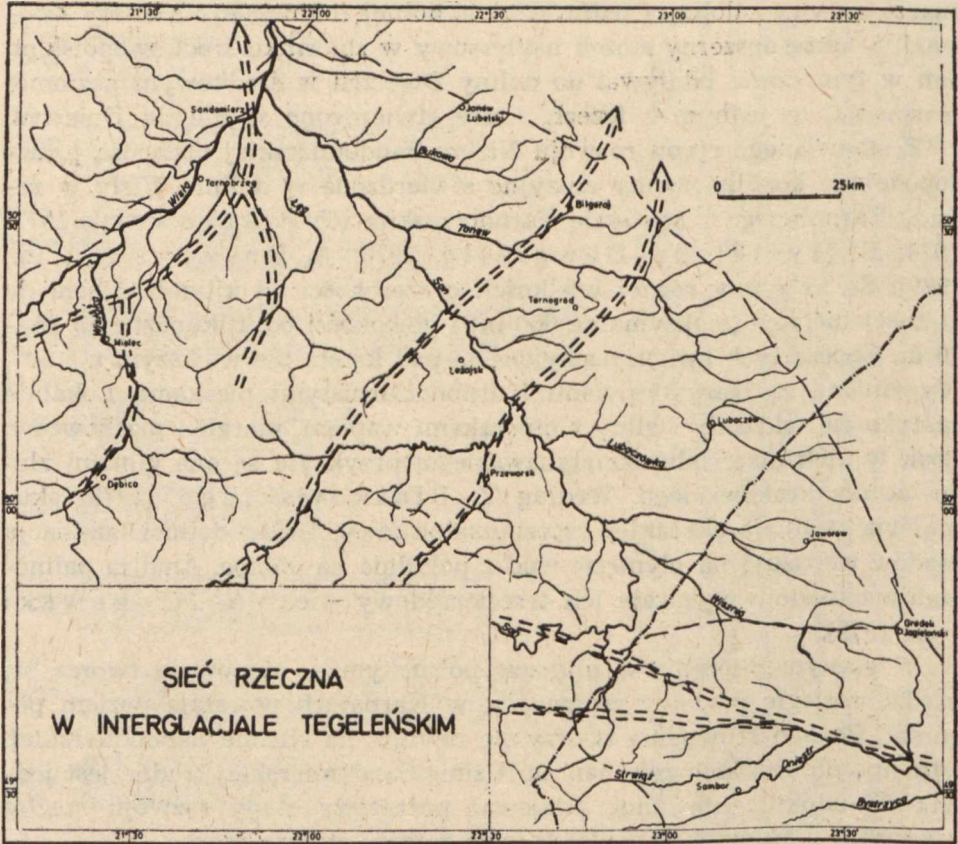
Z omawianego etapu rozwoju Niziny Sandomierskiej pochodzą prawdopodobnie kopalne rynny erozyjne stwierdzone w dolinie Wisły w rejonie Tarnobrzega i na Guzie Tarnobrzeskim (T. Piątkowski, 1973, 1974; E. Mysińska-Dowgiałło, 1978; A. Drągowski i in., 1979). Są to rynny różnej wielkości: o szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (maksymalna 600 m) i głębokości od kilkunastu do 25—30 m. Zbocza tych rynien nachylone są pod kątem nie większym niż 10°. Wypełnione są szarymi pyłami i drobnoziarnistymi piaskami. Lokalnie spotyka się także iły i gliny z otoczkami wapieni, margli i piaskowców. Brak w nich materiału skandynawskiego; przykryte są one glinami zlodowacenia krakowskiego. Według T. Piątkowskiego (1973) akumulacja ta miała charakter rzecznozastoiskowy. Układ dolin i laminacja osadów wskazują na płynięcie wód z południa na północ. Analiza palinologiczna osadów wykazała ich trzeciorzędowy wiek (A. Drągowski i in., 1979).

W górnym pliocenie w klimacie półsuchym — stepowym tworzą się bardzo rozległe poziomy zrównania; w Karpatach powstaje poziom pogórski. Poziom zrównania tworzy się również na Nizinie Sandomierskiej. Istnienie plioceńskich zrównań na Nizinie Sandomierskiej trudne jest jednak do udokumentowania, ponieważ późniejsze etapy rozwoju rzeźby u schyłku pliocenu i w eoplejstocenie zatężyły starszą rzeźbę.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W EOPLEJSTOCENIE

Zgodnie z podziałem stratygraficznym czwartorzędu E. Rühlega (J. E. Mojski, E. Rühle, 1965) eoplejstocen obejmuje zlodowacenie pretegeleńskie, interglacjał tegeleński i zlodowacenie Günz. Był to okres bardzo długi, trwał bowiem przez około 2/3 całego czwartorzędu (od ok. 1,6—1,8 do 0,65 mln lat).

Na granicy pliocenu i plejstocenu, w wyniku podnoszących ruchów neotektonicznych Karpat i ich przedpola, a także określonych warunków klimatycznych w Polsce południowej zaznacza się faza wyraźnej erozji (A. Jahn, 1956). W zlodowaceniu pretegeleńskim ukształtował się odpływ wód karpaccich w kierunku północno-wschodnim, przez „bramy” Wieprza i Gorajca. Wieprz, który już w środkowym pliocenie był dużą rzeką, o czym świadczą rozmiary stożka-delta w zbiorniku środkowopolskim i wypływał z terenu Kotliny Sandomierskiej (S. Z. Różycki, 1972), na skutek zwiększonych spadków i erozji wstecznej przeciąga część



Ryc. 5. Sieć rzeczna w interglacjale tegeleńskiej
The river system in the Tegelen interglacial

rzek karpackich (Wisłok i jego dopływy). Eoplejstocieńska sieć rzeczna w pełni rozwinęła się w interglacjale tegeleńskiej. Zrekonstruowany dla tego okresu obraz sieci rzecznej w Kotlinie Sandomierskiej przedstawia mapa (ryc. 5). Doliny rzek były szerokie, ale niezbyt głębokie, a ich dna znajdowały się wyżej niż obecnie. Rzeki eoplejstocieńskie wycięły poziom zrównania dolinnego. Zachowany jest on w obrębie wierzchołków płaskowyżów i wykazuje związek właśnie z odpływem rzek ku północno-wschodowi. Także w dolinach górnego Wieprza i Gorajca znajdują się odpowiedniki poziomu dolinnego, tak zwany niski poziom zrównania (H. Maruszczak, 1972). San w eoplejstocenie odpływa na wschód, do doliny Dniestru. Śladem tego odpływu są na międzyrzeczu Sanu i Dniestru terasy „proglacjalne”, na wysokości od 40 do 70 m ponad dnami współczesnych dolin (H. Teisseyre, 1938).

Pod koniec eoplejstocenu zachodzą istotne zmiany w warunkach paleo-

geograficznych Niziny Sandomierskiej, a co za tym idzie i w układzie sieci rzecznej. W czasie zlodowacenia Günz w wyniku ruchów piętrzących wał metakarpacki występuje przede wszystkim przerwanie odpływu rzek w kierunku północno-wschodnim. Wypiętrzaniu podlega także obszar współczesnego międzyrzecza Sanu i Dniestru. Były to jednak ruchy powolniejsze niż w strefie krawędziowej Roztocza i Wyżyny Lubelskiej, co pozwoliło na dłuższe przetrwanie odpływu Sanu do Dniestru. Z okresu zlodowacenia Günz pochodzą prawdopodobnie żwiry rzeczne bez materiału północnego. Występują one w północno-zachodniej części (w partiach brzeżnych) Płaskowyżu Tarnogrodzkiego, między Tanwią i Bukową (np. w Piskorowym Stawie), około 20 m ponad dnem współczesnej doliny Sanu. Należy jednak podkreślić, że geneza i wiek pokryw żwirowych na Nizinie Sandomierskiej są przedmiotem kontrowersyjnych ocen (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1968; S. Dżułyński i in., 1968; W. Laskowska-Wysoczańska, 1971; M. Tyczyńska, 1978) i sprawa ta wymagałaby specjalnych badań.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W MEZOPLEJSTOCENIE

SIEĆ RZECZNA W INTERGLACJALE KROMERSKIM

Zapoczątkowany u schyłku eoplejstocenu nowy układ sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej rozwinął się w pełni w interglacjale kromerskim (ryc. 6). Jest to układ bardzo zbliżony do obecnego. Dopiero na początku tego długiego interglacjału San, na skutek kaptazu, zostaje przeciągnięty do zlewiska Bałtyku i wykorzystuje, począwszy od Leżajska, starą górnoeoplejstocenią dolinę Wisłoka. Charakterystycznymi cechami rozwoju nowego układu sieci rzecznej i tworzenia dolin są kaptaze oraz przełomy. Powstaje wtedy przełom Wisły przez wał metakarpacki na linii Zawichost—Puławy. W obrębie Niziny Sandomierskiej Wisła płynie szeroką doliną, położoną na południe od obecnego koryta. Istniała już także dolina („pradolina”) podkarpacka.

Główne rysy rzeźby interglacjału kromerskiego oddaje mapa rzeźby podczwartorzędowej (W. Laskowska-Wysoczańska, 1971). Obraz przedstawiony na tej mapie został w znacznym stopniu ukształtowany przez erozję i denudację w interglacjale kromerskim. Późniejsze przeobrażenia rzeźby powierzchni podczwartorzędowej dotyczą przede wszystkim pogłębienia dolin, co nastąpiło w interglacjale wielkim. Inter-glacjał kromerski charakteryzował się intensywną erozją. Maksymalne wcięcie dolin w tym okresie sięgnęło poniżej obecnego poziomu den-dlinnych, niżej o około 2—3 m. Odmienny w tej kwestii pogląd wypowiada W. Laskowska-Wysoczańska (1971), która dolinę kromer-

ską Sanu umieszcza w poziomie około 20 m ponad współczesnym jej dnem.

WARUNKI ODPLYWU WÓD W CZASIE ZŁODOWACENIA KRAKOWSKIEGO

Badania na Nizinie Sandomierskiej pozwalają na udokumentowanie dwu faz zlodowacenia krakowskiego, którym przypisano rangę stadiałów (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1968; W. Laskowska - Wysoczańska, 1971). W starszym stadiale lądolód nie wkroczył na teren Niziny Sandomierskiej. Obecność lądolodu dokumentują osady żwirowe; w północnej części — fluwioglacjalne, w południowej części (np. w rymnie podkarpackiej) są to żwiry rzeczne. Żwiry fluwioglacjalne stwierdzono na przykład na Płaskowyżu Kolbuszowskim, w przekroju geologicznym Górno, gdzie zalegają w spągu utworów czwartorzędowych na erozyjnym cokole iłów krakowieckich. Tworzą one nieciągłą pokrywą o miąższości średniej 2,5 m, maksymalnie 5,5 m. Są to żwiry frakcji 1—3 cm, głównie wapienne, z domieszką żwirów krystalicznych skał północnych i licznymi kwarcami. Żwiry rzeczne, zalegające w rymnie podkarpackiej, podobne są pod względem miąższości i frakcji do tych, które występują w Górnie; różnią się natomiast składem petrograficznym. Są to głównie żwiry kwarcytów i piaskowców kwarcytowych, a więc skał karpaccich. Nielicznie spotyka się w nich otoczaki skał krystalicznych, które zdaniem W. Laskowskiej - Wysoczańskiej (1971) mogą pochodzić z Tatr lub z warstw egzotykowych fliszu karpacciego.

Interstadiał zaznaczył się w pierwszej fazie erozją, która spowodowała rozcięcie pokryw żwirowych, a następnie akumulację. W profilu Górno osadzały się piaski ilaste, wapniste i średnioziarniste z warstwami łu węglanowego i makroszczałkami drzew; ogólna miąższość tych osadów dochodzi do 17,5 m. W rymnie podkarpackiej, w profilu Jasionka interstadiał reprezentowany jest przez serię organogeniczną z torfami oraz mułami i łąmi o miąższości 4 m. W czasie sedymentacji tych osadów panował najpierw klimat chłodny borealny z borami sosnowymi, przy końcu sedymentacji borealno-arktyczny z zaroślami wierzbowymi i brzoźowymi (W. Laskowska - Wysoczańska, 1971). Charakterystycznym osadem interstadialnym, zalegającym dość powszechnie pod gliną morenową, są mułki pylaste występujące w obrębie płaskowyżów, np. w okolicach Leżajska—Giedlarowej i Niska—Hawrył. W stropie mułków występują ślady gleb, a górne partie mułków są miejscami pocięte drobnymi uskokami glacitektonicznymi.

W czasie stadiału maksymalnego zlodowacenia krakowskiego lądolód zajął całą Nizinę Sandomierską i wkroczył na Pogórze Karpaccie do wysokości 420 m n.p.m. Osadziły się w tym czasie osady lodowcowe i wod-

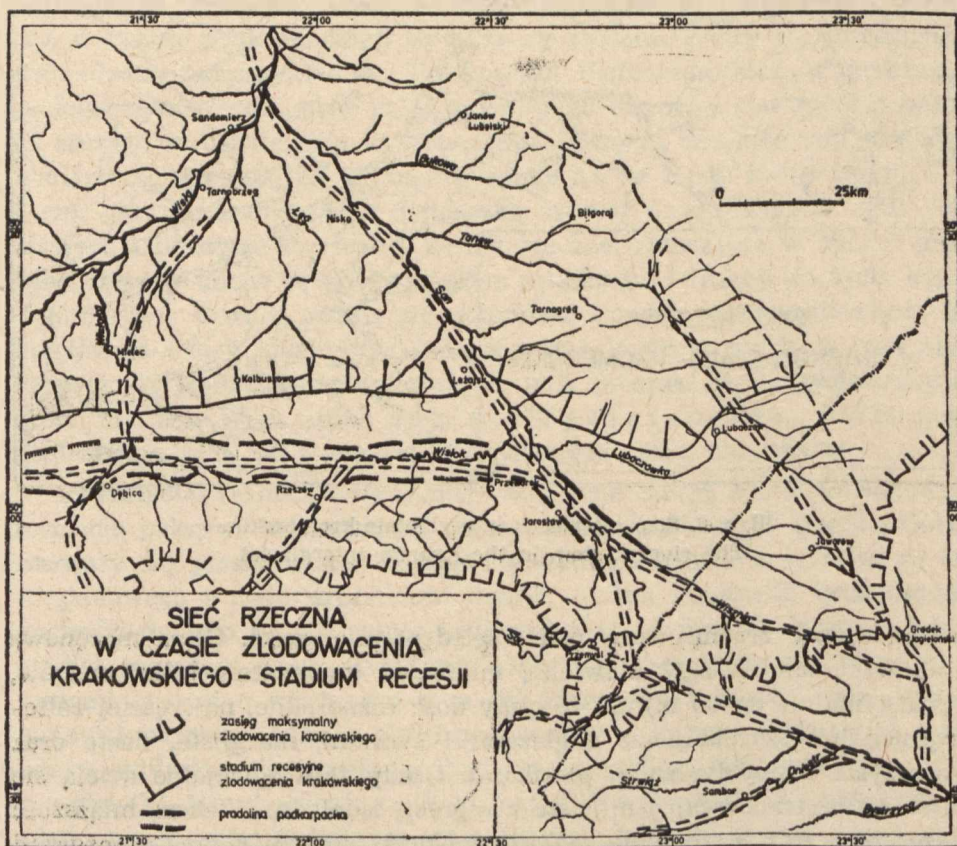


Ryc. 6. Sieć rzeczna w interglacjale kromerskim
The river system in the Kromer interglacial

no-lodowcowe zróżnicowane pod względem miąższości. Gлина morenowa krakowska ma na ogół niewielką miąższość (przeciętnie kilka metrów, a maksymalnie do 30 m). Są to gliny dość różnorodne, najczęściej żółto-brązowe lub szarobrązowe z głazami i żwirami, margliste, ilaste oraz piaszczyste z pojedynczymi głazikami. Osady fluwioglacjalne dzielą się na starsze z transgresji i młodsze z regresji łądolodu. Większą miąższość i szersze rozprzestrzenienie ma fluwioglacjał starszy z fazy transgresji łądolodu. W obrębie płaskowyżów centralnych osiąga on miąższość najczęściej kilku, rzadziej kilkunastu metrów. W części południowej Niziny Sandomierskiej i na Płaskowyżu Chyrowsko-Gródeckim miąższość jego wynosi od kilkunastu do dwudziestu kilku metrów (Pikulice, Krukienice). Żwiry fluwioglacjalne uległy tam wymieszaniu ze współczesnymi im żwirami rzek karpaccich, a także ze żwirami neoplejstocenijskimi. Powstały w rezultacie tak zwane żwiry mieszane, złożone z materiału karpac-

kiego, skandynawskiego i częściowo z materiału skalnego z wyżyn środkowopolskich. Żwiry te wyznaczają trasy odpływu wód z Niziny Sandomierskiej rynną podkarpacką i doliną Sanu w kierunku południowo-wschodnim, do doliny Dniestru.

Odptyw rzek z Niziny Sandomierskiej w kierunku południowo-wschodnim nastąpił na początku zlodowacenia krakowskiego i trwał przez cały ten okres glacialny. Odnowienie się starego eoplejstoczeńskiego kierunku miało miejsce jednakże w zupełnie zmienionych warunkach paleogeograficznych. Rzeki musiały pokonać wyniesienie Płaskowyżu Chyrowsko-



Ryc. 7. Sieć rzeczna w czasie zlodowacenia krakowskiego — stadium recesji. Objaśnienia znaków (kolejno od góry): 1 — zasięg maksymalny zlodowacenia krakowskiego, 2 — stadium recesyjne zlodowacenia krakowskiego, 3 — pradolina podkarpacka

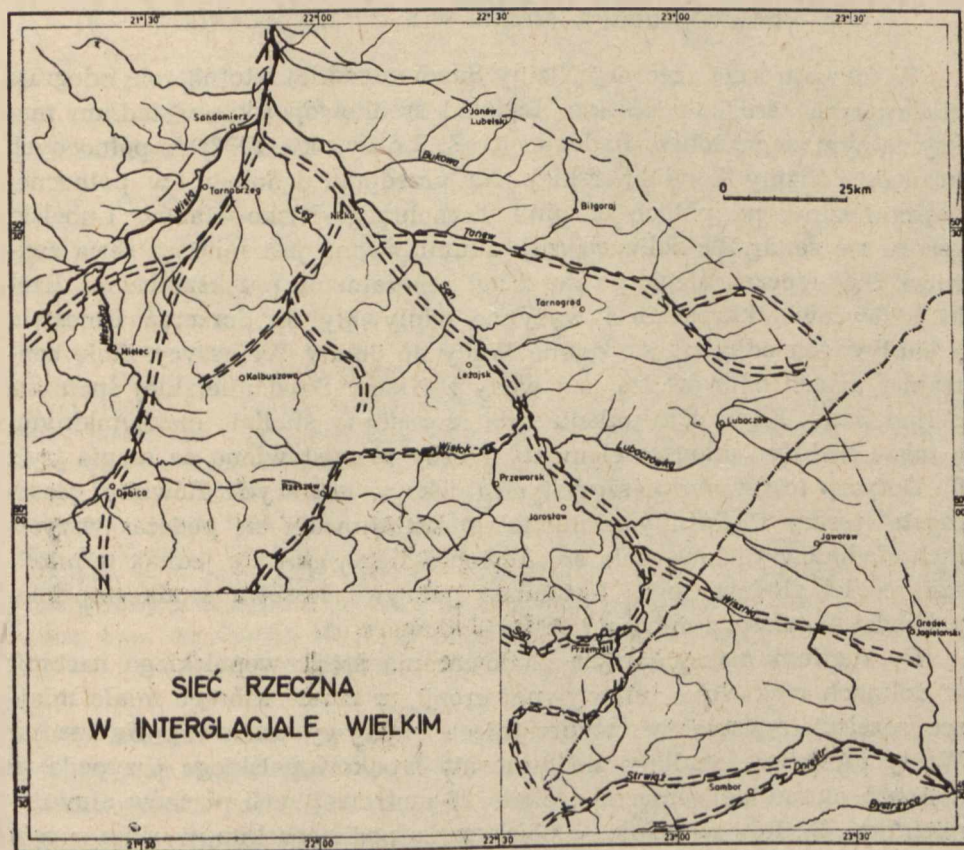
The river system during the Kraków glaciation — recession stage. Explanation of signs (successively from the top): 1 — the maximal range of the Kraków glaciation, 2 — the recession stage of the Kraków glaciation, 3 — sub-Carpathan ice-marginal valley

-Gródeckiego, którym przebiegał wykształcony już dział wodny San—Dniestr. Spiętrzone wody rzek wykorzystywały stare obniżenia dolinne.

Na mapie (ryc. 7) zobrazowano jedno z prawdopodobnych stadiów recesji zlodowacenia krakowskiego. Zrekonstruowano drogi spływu wód ekstra- i subglacjalnych; wykorzystywały one doliny przedglacjalne. U schyłku zlodowacenia krakowskiego, w fazie wcinania się rzek, tworzy się wysoka terasa plejstocenska P_4 (ryc. 3), której fragment zachował się między Grodziskiem a Leżajskiem.

SIEĆ RZECZNA W INTERGLACJALE WIELKIM

Interglacja wielka (mazowiecki) zaznaczył się w dolinach rzek intensywną erozją, która związana jest z wyraźnie zaznaczonymi podnoszącymi ruchami neotektonicznymi, mającymi charakter co najmniej ponadregionalny (G. W. Obiedientowa, 1975). Powierzchnie den dolin



Ryc. 8. Sieć rzeczna w interglacjale wielkim
The river system in the Great interglacial

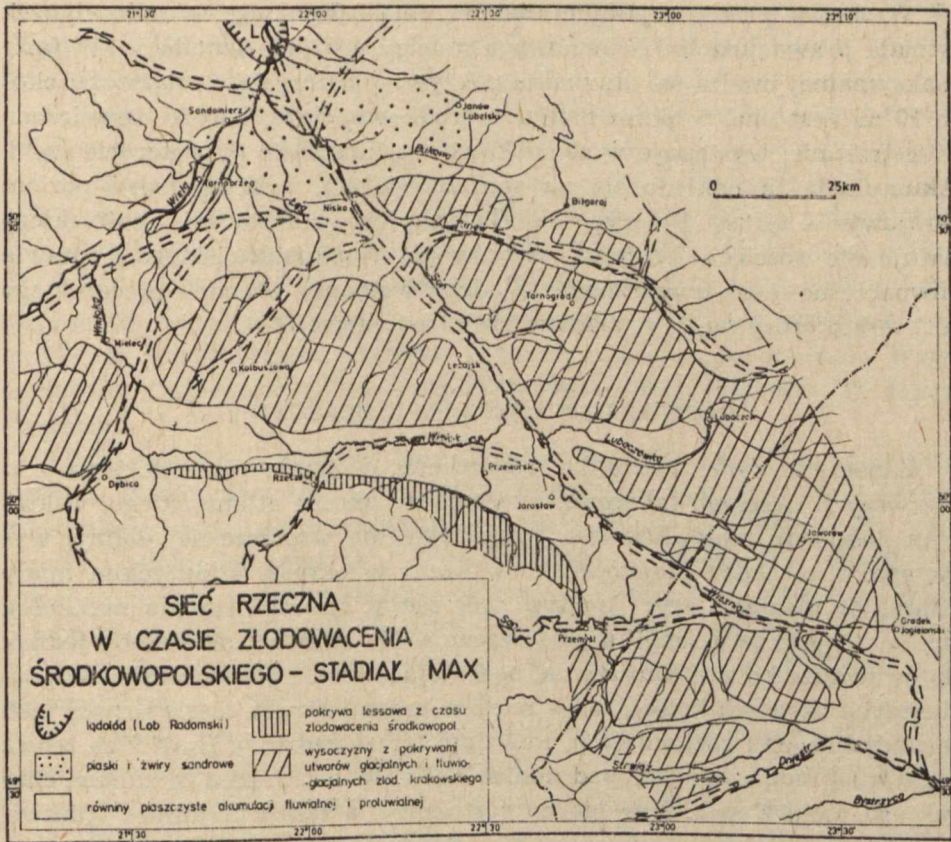
z interglacjału wielkiego są cokołami erozyjnymi wyciętymi w łażach krakowieckich. Rozmiary wcięć dolin rzecznych można zilustrować na przykładzie Sanu. Dolina Sanu w interglacjale wielkim była głębsza od obecnej; na różnych jej odcinkach od kilkunastu do 20—30 m. Była też głębsza od doliny z okresu interglacjału kromerskiego; przegłębienie w interglacjale wielkim ocenić można na kilka do kilkunastu metrów. Dolina Sanu była w omawianym okresie nie tylko głęboka, ale i szeroka (jej szerokość w dolnym biegu dochodziła do około 10 km). Świadczy to o intensywnych procesach zarówno erozji wgłębnej, jak i bocznej.

Układ sieci rzecznej na Nizinie Sandomierskiej podczas interglacjału wielkiego niewiele odbiegał od obecnego (ryc. 8). Oś doliny Sanu poniżej Leżajska biegła po zachodniej stronie obecnej rzeki, w odległości dochodzącej do kilku kilometrów. Wisła wraz z Wisłoką płynęły kopalnym obniżeniem Pra-Wisły na linii obecnej Trześniówki.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W NEOPLEJSTOCENIE

W rozwoju sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej istotną rolę odegrało zlodowacenie środkowopolskie. Łądolód środkowopolski w stadium maksymalnym sięgał lobem Radomki (S. Z. R ó ż y c k i, 1972) do północnych krańców Niziny Sandomierskiej. Na przedpolu łądolodu, w północnej części Niziny, na północ od linii Tarnobrzeg—Nisko—Janów Lubelski osadza się sandr. W dolinach rzek akumulowana jest mięszka seria żwirowa. Sieć rzeczna uległa po raz drugi generalnemu przekształceniu. Rzeki lodowcowe, karpackie i wyżynne odpływały do dorzecza Dniestru, a odpływ ten odbywał się doliną Wisły do doliny Wereszycy. Rolę centralnej arterii odprowadzającej wody z Niziny Sandomierskiej spełniała dolina Sanu. Koncepcję układu sieci rzecznej w stadiałach maksymalnym, a także niektóre młodsze elementy rzeźby przedstawiono na mapie (ryc. 9). Dotyczy to równin piaszczystych i pokryw lessowych. Równiny piaszczyste (terasy i równiny proluwialne) kształtowały się podczas wszystkich stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego, głównie jednak w młodszej części zlodowacenia. Natomiast pokrywa lessowa środkowopolska pochodzi w całości z młodszej części zlodowacenia.

Po stadium maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego nastąpił w dolinach rzek okres intensywnej erozji, w czasie którego miało miejsce rozcięcie i częściowe wyprzątnięcie pokrywy osadowej. Na stadiałach Warty i młodsze stadiały zlodowacenia środkowopolskiego przypada w dolinach akumulacja mięszkiej, około 20-metrowej serii piasków aluwialnych (ryc. 3). Równocześnie na płaskowyżu podkarpackim, wąskim pasem od Dębicy do Przemyśla, osadza się less (starszy). Jest on silnie zdenudowany, nie tworzy warstwy ciągłej i nie występuje na powierzchni.



Ryc. 9. Sieć rzeczna w czasie zlodowacenia środkowopolskiego — stadiał maksymalny. Objaśnienia znaków (kolejno od góry, najpierw w lewym, później w prawym słupie): 1 — łódolód (łob Radomki), 2 — piaski i żwiry sandrowe, 3 — równiny piaszczyste akumulacji fluwialnej i proluwialnej, 4 — pokrywa lessowa ze zlodowacenia środkowopolskiego, 5 — wysoczyzny z pokrywami utworów glacialnych i fluwio-glacialnych zlodowacenia krakowskiego

The river system during the Central Poland glaciation — maximal substage. Explanation of signs (successively from the top, first in the left, then in the right column): 1 — continental glacier (the Radomka lobe), 2 — outwash fan sands and gravels, 3 — sandy plains of the fluvial and proluvial accumulation, 4 — loess cover from the Central Poland glaciation, 5 — uplands with glacial and fluvio-glacial formation covers from the Kraków glaciation

W interglacjale eemskim sieć rzeczna była bardzo zbliżona do obecnej. W dolinach rzek dochodzi najpierw do stosunkowo nieznacznych (o około 10 m) wcięć rzek, a następnie do mało miększej akumulacji piasków drobnoziarnistych, zanieczyszczonych organicznie. Na lessach tworzy się kompleks glebowy eemsko-brórupski, dobrze wykształcony na przykład w profilu Pikulice (A. M a l i c k i, 1961).

W okresie przedglacjalnym zlodowacenia bałtyckiego w dolinach rzek istniała prawdopodobnie równowaga między erozją i denudacją. W fazie maksymalnej osadza się aluwialna pokrywa piaszczysta o miąższości około 10 m. Jest ona, w porównaniu ze środkowopolską, bardzo ograniczona przestrzennie, występuje w stosunkowo wąskim pasie przy korycie rzeki. Akumulacja ta nakłada się na środkowopolską, tworząc jeden poziom terasowy — terasę P_2 (ryc. 3). Na schyłek zlodowacenia bałtyckiego datuje się rozcięcie poziomu terasowego neoplejstoceniowego i prawie równoczesne jego zwydmienie. Śladem wcinania późnoplejstoceniowego jest terasa erozyjna P_1 ze śladami rzeki roztokowej.

ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ W HOLOCENIE

Zapoczątkowane u schyłku plejstocenu wcinanie się rzek trwa i w pierwszych okresach holocenu, włącznie do okresu atlantyckiego, w którym doszło do ukształtowania erozyjnego dna współczesnej doliny, wyciętego w piaskach plejstoceniowych. Rzeki w okresie atlantyckim miały charakter meandrujący. Ten typ rzek zaczął tworzyć się już wcześniej, być może jeszcze u schyłku zlodowacenia. Na atlantyk należałoby jednak datować duże koliste starorzecza, podcinające terasę plejstoceniową. W późniejszych okresach holocenu ma miejsce przemiany w czasie rozwój rzek meandrujących i roztokowych. Powstaje terasa rędzenna H_3 . Niższa terasa łągowa H_2 mogła powstać pod koniec XVIII w. w związku ze zmianą charakteru rzeki z meandrowego na roztokowy, a terasa najniższa wiklinowa H_1 — w połowie XIX w. w związku z pogłębianiem koryta, wywołanego regulacją (A. Szumanski, 1977).

Na współczesny rozwój dolin rzek duży wpływ wywiera czynnik antropogeniczny. Wprowadzenie na przełomie XVIII i XIX w. upraw okopowych oraz zwiększenie obszarów wylesionych wielokrotnie rozmiary splukiwania i dostawy materiału do koryt rzek. Prace regulacyjne datujące się (na większą skalę) od połowy XIX w. zahamowały erozję boczną, a przez wyprostowanie i zwężenie koryt uaktywniły erozję wgłębną. Rzeki na wielu odcinkach przekształciły swój charakter z meandrowego na roztokowy. W ostatnich stu kilkudziesięciu latach rzeki charakteryzują się stałym, choć o zmiennym natężeniu, wcinaniem swoich koryt. Tempo tego wcinania wynosi obecnie średnio około 1 cm/rok.

WNIOSKI

1. Początek rozwoju sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej przypada na pliocen. Począwszy od środkowego pliocenu część zachodnia Niziny Sandomierskiej była odwadniana przez Wisłę w kierunku północnym.

Część wschodnia zaś w kierunku północno-wschodnim przez doliny Pra-Wieprza i Pra-Gorajca lub w kierunku południowo-wschodnim do doliny Dniestru.

2. Jedną z najbardziej charakterystycznych cech rozwoju sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej są wielokrotne zasadnicze zmiany jej układu i kierunków odpływu w pliocenie i czwartorzędzie. Przyczyn tych zmian należy upatrywać w tektonicznym rozwoju obszaru Polski południowej i w globalnych wahaniach klimatycznych w okresie plejstocenu, które doprowadziły do rozwoju zlodowaceń. Zlodowacenia plejstocenijskie dwukrotnie (w czasie zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego) spowodowały zatamowanie odpływu rzek ku północy, odwrócenie biegu i odpływ w kierunku południowo-wschodnim doliną Dniestru do Morza Czarnego.

3. Okresy interglacjalne charakteryzowały się przewagą procesów erozji, a okresy glacialne — przewagą procesów akumulacji. Największymi okresami erozji zaznaczonymi w rozwoju dolin są interglacjalne kromerski i wielki (mazowiecki). Znacznie słabiej zaznaczył się interglacjalny eemski. Akumulacja w dolinach wiąże się z glacialami, głównie ze środkowopolskim i w znacznie mniejszym stopniu z bałtyckim. Akumulacja z okresu zlodowacenia krakowskiego została z dolin prawie w całości wyprątnięta.

4. Rozwój sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej w znacznym stopniu uwarunkowany był przez tektonikę, która rozwijając się na planie struktur głębszego podłoża przejawiała się przez cały czwartorzęd.

5. W holocenijskim, a szczególnie we współczesnym etapie rozwoju dolin, bardzo dużą rolę odgrywa czynnik antropogeniczny. Głównym jego efektem jest współcześnie aktywne zjawisko wcinania się koryt rzek ze średnią prędkością 1 cm/rok.

LITERATURA

1. Buraczyński J., Wojtanowicz J.: Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej (The Development of the Valleys of the Vistula and San Rivers in the Northern Part of the Sandomierz Lowland during the Quaternary Era). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXI (1966), Lublin 1968, ss. 143—184.
2. Drągowski A., Kaczyński R., Pinińska J.: Ocena wpływu rynn erozyjnej na warunki eksploatacji siarki w rej. Tarnobrzega (The Influence of Erosional Furrow on the Conditions of Sulphur Mining in the Tarnobrzeg Area). *Przegl. Geol.*, 1979, nr 3, ss. 164—171.
3. Dzułyński S., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starckel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. II, Kraków 1968, s. 63—76.

4. Jahn A.: Wyżyny Lubelska — Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN*, 7, 1956.
5. Klimaszewski M.: Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The Problems of the Pleistocene in Southern Poland). *Biul. IG 65; Z badań czwart. w Polsce*, I, 1952, ss. 137—268.
6. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period). *Przegl. Geogr.*, XXX, z. 1, 1958, ss. 3—43.
7. Laskowska-Wysoczańska W.: Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego (Quaternary Stratigraphy and Paleogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the Foreland of the Middle Carpathians, Poland). *Studia Geol. Polon.*, XXXIV, 1971.
8. Malicki A.: The Stratigraphic Value of the Loess Profile in Pikulice (near Przemyśl). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XV (1960), Lublin 1961, ss. 63—74.
9. Maruszczak H.: Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. *Geomorfologia Polski*, T. I, Warszawa 1972, ss. 340—384.
10. Mojski J. E., Rühle E.: Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12: Czwartorzęd, Warszawa 1965.
11. Mycielska-Dowgiałło E.: Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych (Development of the North Part of the Sandomierz Basin in the Light of Sedimentological Research). *Disertations Univ. Vars.*, 120, Warszawa 1978.
12. Ney R., Burzyński W., Bachleđa T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K.: Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego (Outline of Paleogeography and Evolution of Lithology and Facies Miocene Layers on the Carpathian Foredeep). *Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 82, 1974.
13. Obiedientowa G. W.: Formirowanie riecznych systemów Rosyjskiej równiny. Moskwa 1975.
14. Piątkowski T.: Uwagi o genezie osadów piaszczysto-ilastych wypełniających zagłębienia w stropie iłów sarmatu i osadów badenu okolic Tarnobrzega. *Kwart. Geol.*, XVII, 1973, 4; Sprawozd. z posiedz. nauk. IG, ss. 890—891.
15. Piątkowski T.: Kras w osadach tortonu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega (Karst Features in the Tortonian Sediments of the Piaseczna Area near Tarnobrzeg). *Kwart. Geol.*, XVIII, 1974, 4, ss. 770—788.
16. Rehman A.: Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci, budowy i rozwoju gleby. *Sprawozd. Kom. Fizjogr. Akad. Um.*, XXV, Kraków 1891, ss. 152—237.
17. Romer E.: Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem (Quelques remarques sur les dépôts glaciaires dans la région au sud du Przemyśl). *Kosmos*, XXXII, Lwów 1907, ss. 423—440.
18. Różycki S. Z.: Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wyd. II*, Warszawa 1972.
19. Starkel L.: Phases of Erosion and Accumulation in the Quaternary Evolution of Valleys of the Polish Flysch Carpathians and Their Foreland. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, V, 1971, ss. 183—189.
20. Starkel L.: Kotlina Sandomierska. *Geomorfologia Polski*, I, Warszawa 1972, ss. 138—166.

21. Szumański A.: Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego (Changes in the Course of the Lower San Channel River in XIX and XX Centuries and their Influence on the Morphogenesis of its Floodplain). *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, XI, 1977, ss. 139—153.
22. Teisseyre H.: Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil (Quaternaire sur l'avant pays des feuilles Sambor et Dobromil). *Roczniki PTG*, XXIII, Kraków 1938, ss. 31—81.
23. Тучыńska М.: Делты кopalne в Kotlinie Sandomierskiej (The Fossil Deltas in the Sandomierz Basin). *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, XI, 1978, ss. 33—50.
24. Wojtanowicz J.: Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. *Rozprawa habilitacyjna*, Lublin 1978.

РЕЗЮМЕ

Начало развития речной сети Сандомирской низменности следует отнести к плиоцену. Начиная от среднего плиоцена в западной части низменности, воды истекли Вислой в северном направлении. С восточной части в то же время — к северо-востоку Пра-Вепшом и Пра-Горайцом или же к юго-востоку к долине Днестра.

Одной из наиболее характерных черт развития речной сети низменности это многократные изменения направлений стока в плиоцене и в четвертичном времени. Причины таких изменений следует рассматривать в связи с тектоническим развитием южной Польши и с глобальными климатическими колебаниями в плейстоцене, которые привели к оледенениям. Плейстоценовые оледенения двукратно преобразовывали речную сеть низменности. Как краковское оледенение обнимавшее всю низменность, так и среднепольское, которое долиной среднего отрезка Вислы достигло северных частей низменности непосредственно заградили сток к северу и обратили этот сток к юго-востоку долиной Днестра к Черному морю.

Межледниковые времена отмечались преобладанием процессов эрозии, а ледниковые — аккумуляции. Наиболее интенсивные процессы эрозии происходили во времена межледниковий кромерском и великим (мазовецком). В последнем долины достигли наиболее глубокой эрозии. Днища долин того времени находятся в ископаемом состоянии на глубине 20—30 м в виде цоколей выродившихся в краковецких (миоценовых) илах. Значительно слабее процессы эрозии выражены во время ээмского межледниковия. Аккумуляция в долинах связана с оледенениями, главным образом с среднепольским оледенением и в меньшей степени с балтийским. Аккумуляция краковского оледенения почти полностью устранена из долины денудацией. Отложения залегающие в долинах представляют разные генетические типы. Преобладают аллювия всех фаций, а кроме того золотые отложения, делювий, солифлюкционные, а также водноледниковые и ледниковые (резидуальные отложения краковского оледенения). Особенно значительную роль, кроме флювиального, в рельефе долины сыграл золотый фактор (лёсы, дюны).

Развитие речной сети Сандомирской низменности обусловлено в значительной степени тектоникой. Роль тектоники проявлялась в тектонических структурах глубокого основания, которое существенно повлияло на систему речной сети. На плане структур древнего основания и тектонических линий происходили

дифференцированные во времени и пространстве вертикальные движения земной коры (эпейрогенические и гляциостатические), которые в зависимости от знака и насиления решали о характере и темпе морфогенетических процессов. Наиболее интенсивные четвертичные фазы эрозии, в межледниковые времена кромерское и великое, связаны с поднимающимися движениями, в место того неоплейстоценовая аккумуляция в долинах связана с погружающимися движениями.

В голоцене, а особенно в настоящее время развития долин, очень большую роль играет антропогенный фактор. Результатом этого фактора является современное активное явление глубинной эрозии речных русел со средней быстротой 1 см/год.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Геоморфологическое подразделение. Объяснения линий (сверху вниз): 1 — границы провинции, 2 — границы макрорегионов, 3 — границы регионов.

Рис. 2. Типы рельефа: 1 — эрозионные уступы, 2 — речные долины, сухие и денудационные долины, 3 — равнины поим, 4 — равнины надпойменных террас, 5 — пролювиальные равнины, 6 — равнины террас с лёссовым покровом, 7 — плато с лёссовым покровом, 8 — гравиевые купола, 9 — денудационные поверхности плато, 10 — тектонически-денудационные уступы Сандомирской котловины.

Рис. 3. Синтетический профиль (схема) террас долины р. Сан: Н — голоценовые террасы: Н₁ — виклиновая (ивовая) терраса, Н₂ — луговая терраса, Н₃ — рендзинная терраса; Р — плейстоценовые террасы: Р₁ — эрозионная терраса времени „дикий” реки (конец балтийского оледенения), Р₂ — политенетическая средняя терраса (балтийское и среднепольское оледенения), Р₃ — лёссовая терраса (балтийское оледенение), Р₄ — высокая терраса (конец краковского оледенения); 1 — торф, органические отложения, 2 — речные наносы (голоцен), 3 — пески русловой фации (голоцен), 4 — песчанистые покровы золотой обработки и дюнные пески (самый древний дриасс — пребореал), 5 — пески средне- и мелкозернистые (балтийское оледенение), 6 — мелкозернистые пески с илом, местами с органической материей (эзмское межледниковие), 7 — средилёссовые ископаемые почвы: а) межстадиал паудорф (s.l.), б) почвенный комплекс (eem — Броруп), 8 — молодой лёсс (балтийское оледенение), 9 — древний лёсс, часто песчанистый (среднепольское олед.), 10 — среднезернистые пески (среднепольское олед.), 11 — гравий и гравий с песком (среднепольское олед. — максимальная стадия?), 12 — пески средне- и мелкозернистые с мелким гравием (краковское олед.), 13 — мореновая глина (краковское олед.), 14 — пылевые наилки (зоплейстоцен), 15 — краковецкие илы (миоцен).

Рис. 4. Строение плейстоценовых террас долины Сана продольные от Пшемысля до Вжавы: 1 — гумусовый горизонт почвы, 2 — торф, 3 — органические отложения, 4 — наилок, 5 — ил, 6 — глина, 7 — песчанистая глина, 8 — пылевая глина, 9 — лёсс, 10 — лёсс песчанистый, 11 — пыль, 12 — пыль песчанистая, песок пылеватый, 13 — глинистый песок, 14 — песок мелкий, 15 — песок среднезернистый, 16 — песок разно- и крупнозернистый, 17 — гравий с песком, песок с гравием, 18 — гравий, Q — четвертичное время, T — третичное время. Высоты буровых скважин даны над уровнем моря.

Рис. 5. Речная сеть в межледниковие Тегелен.

Рис. 6. Речная сеть во время межледникового Кромер.

Рис. 7. Речная сеть во время краковского оледенения — стадия рецессии. Объяснения знаков (сверху вниз): 1 — максимальный предел краковского оледенения, 2 — стадия отступления льда краковского оледенения, 3 — предкарпатская прадолина.

Рис. 8. Речная сеть во время великого межледникового.

Рис. 9. Речная сеть во время среднепольского оледенения — максимальная стадия. Объяснения знаков (сверху вниз, по очереди левый и правый столбы): 1 — ледник — Радомский язык, 2 — пески и гравий зандров, 3 — песчанистые равнины флювиальной и профлювиальной аккумуляции, 4 — лёссовый покров среднепольского оледенения, 5 — плато с покровами гляциальных и водноледниковых отложений краковского оледенения.

S U M M A R Y

The beginning of the development of the river system of the Sandomierz Lowland occurs in Pliocene. Since the middle Pliocene the western part of the lowland was dewatered by the Vistula in the northern direction. The eastern part, on the other hand, was dewatered in the north-eastern direction by the Proto-Wieprz and the Proto-Gorajec or in the south-eastern direction towards the Dniestr valley.

One of the most characteristic features of the development of the river system of the lowland are repeated essential changes of its disposition and of the direction of outflow in Pliocene and Quaternary. The reasons for these changes should be looked for in the tectonic development of the area of southern Poland and in global climatic fluctuations in Pleistocene which led to the development of glaciations. The Pleistocene glaciations twice caused a remodelling of the river system of the lowland. Both the Kraków glaciation, which comprised all the lowland, and the Central Poland glaciation, in which the middle Vistula lobe reached as far as the northern edge of the lowland, were the indirect reason for the staunching of the northern outflow of the rivers of the lowland in the northern direction and for reversing their flow and outflow in the south-eastern direction along the Dniestr valley to the Black Sea.

The interglacial periods were characterized by the predominance of erosive processes, and the glacial periods by the predominance of accumulation processes. The longest periods of erosion, marked in the development of valleys, were the Kromer and the Great (Masovian) interglacial. In the latter valleys reached the lowest level of their bottoms; they now constitute fossil surfaces which are erosive socles cut out in the Krakowiec loams and lying about 20 (30) m deep. The Eemian interglacial was marked much less distinctly. Accumulation in the valleys is connected with glacials, mainly with the Central Poland one and, to considerably smaller degree, with the Baltic one. The Kraków accumulation was almost completely cleared up from the valleys. Drifts filling the valleys are differentiated genetically. Alluvial drifts of all faces prevail, besides there are also aeolian, deluvial and solifluctive and also fluvioglacial and glacial drifts (residual drifts of the Kraków glaciation). Besides the fluvial factor, an especially important role in the sculpture of the valley was played by the aeolian factor (loesses, dunes).

The development of the river system of the Sandomierz Lowland was to a large extent conditioned by tectonics. The role of tectonic was shown in the tectonic structures of the deeper substratum, which influenced in an essential way

the disposition of the river system. On the plan of the older substratum structures and of tectonic lines, there occurred differentiated in time and space movements of the earth's crust (epeirogenic and glacioisostatic), which, depending on the sign and intensity, determined the character and speed of the morphogenetic processes. The most intensive quaternary stages of erosion, in the Kromer and the Great interglacials, are connected with the rising up movements whereas the neopleistocene accumulation in the valleys is connected with reducing movements.

In the Holocene and, in particular, in the contemporary stage of valleys, a large role is played by the antropogenic factor. The phenomena of incising of river — beds at the average speed of 1 cm per year, active today is mainly an effect of this factor.