

UKD 556.56:551.793:551.243:551.78(438–13 region śląsko-krakowski)

Józef LEWANDOWSKI, Halina KAZIUK

Ewolucja kopalnej sieci rzecznej regionu śląsko-krakowskiego

Kopalne doliny rzeczne regionu śląsko-krakowskiego w znacznym stopniu nie pokrywają się ze współczesnym systemem hydrograficznym, a ich przebieg warunkuje budowa strukturalna podłoża podczwartorzędowego. Powstanie tych dolin zainicjowały młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne, których ostatnia faza przypadła na eoplejstocen. Do gwałtownego zaburzenia pierwotnego układu rzeczno doszło podczas zlodowacenia południowopolskiego. Erozja interglacjału mazowieckiego przywróciła w części stare stosunki hydrograficzne, a procesy akumulacji glacialnej, fluwioglacialnej i fluwioperyglacialnej w czasie zlodowacenia środkowopolskiego ponownie przebudowały system rzeczny tego regionu.

WSTĘP

Na podstawie materiałów do *Mapy Geologicznej Polski* 1:200 000 ark. Kraków i Gliwice (ukształtowanie stropu podłoża osadów czwartorzędowych), analizy litologiczno-stratygraficznej licznych profili otworów wiertniczych oraz wcześniejszych publikacji, autorzy przedstawili pogląd na rozwój kopalnych dolin rzecznych regionu śląsko-krakowskiego. W skład tego regionu wchodzi: południowa część Wyżyny Śląskiej, południowo-zachodnia część Wyżyny Krakowskiej oraz sąsiadujące z nimi od zachodu i południa Kotlina Raciborska i Kotlina Oświęcimska. Wymienione jednostki geomorfologiczne (S. Gilewska, 1972; K. Klimek, 1972) wchodzi w skład monokliny śląsko-krakowskiej i zapadliska przedkarpackiego (S. Bukowy, 1974). Mając na uwadze wybitną zależność przebiegu omawianych dolin od budowy strukturalnej podłoża podczwartorzędowego, autorzy przedstawili w skrócie budowę geologiczną regionu oraz poglądy na wiek tektoniki trzeciorzędowej, która zadecydowała o rozwoju sieci hydrograficznej tego obszaru.

Skąpa dokumentacja stratygraficzna, wynikająca z lakonicznych opisów profili wiertniczych oraz braku reperów stratygraficznych w regionie śląsko-krakowskim, uniemożliwia dokładne opracowanie wiekowe rejestrowanych zjawisk. Toteż problem stratygrafii kopalnych aluwiów omawianego regionu pozostaje otwarty i wymaga dalszych badań. Niniejsze opracowanie jest podsumowaniem dotychczasowej wiedzy na temat rozwoju dolin regionu śląsko-krakowskiego

i ma wyłonić zasadnicze przyczyny, które powodowały daleko idące zmiany w ich układzie w pliocenie i plejstocenie.

BUDOWA GEOLOGICZNA I WIEK PODŁOŻA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH REGIONU ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEGO

Budowa Wyżyny Śląskiej wykazuje wyraźną dwudzielność (fig. 1). Jej część północną tworzą niskie progi strukturalne zbudowane z odpornych na denudację osadów mezozoicznych. Próg Górnotriasowy kształtują mułowcowo-iłowcowe osady retyku o pstrym zabarwieniu z wkładkami wapieni woźnickich oraz żwiry, mułowce i piaskowce jury dolnej. W budowie Progu Środkowotriasowego biorą udział wapień i dolomity, częściowo okruszcowane, retu i wapienia muszlowego. Między tymi progami występują denudacyjne obniżenia: subsekwentna Dolina Małej Panwi i Kotlina Mitręgi, wypreparowane w ilastych osadach kajpru i retyku. Południową część Wyżyny Śląskiej stanowią zrębowe pagóry i płaskowyże, między którymi notuje się liczne obniżenia zapadliskowe i kotliny inwersyjne. Struktury te powstały w wyniku tektoniki dysjunktywnej. Zręby tektoniczne formują wapień i dolomity dolnego i środkowego triasu oraz piaskowcowo-mułowcowe i iłowcowe osady karbonu. U podnóża krawędzi i w dnach obniżeń występują piaszczysto-ilaste i zlepieńcowe osady karbonu, permu i dolnego triasu, a na południu, piaszczysto-ilaste osady morskiego trzeciorzędu. Wyżynę Śląską od południa obcina tzw. uskoki księżący, którego strefie towarzyszy system zrębów i rowów mniejszych rozmiarów. Od południa i zachodu z Wyżyną Śląską sąsiaduje Kotlina Oświęcimska i Raciborska zbudowane w stropie z piaszczysto-ilastych osadów badenu. Najmłodsze ogniwa miocenu (sarmat) wykształcone w postaci osadów brakicznych i lądowych oraz zwirowe osady pliocenu występują w Kotlinie Raciborskiej. Część Wyżyny Krakowskiej wchodząca w skład omawianego obszaru stanowi mocno zróżnicowana morfologicznie Jura Krakowsko-Częstochowska, zbudowana z różnego rodzaju wapieni uławiconych, przedzielonych poziomami nieuławiconych wapieni skalistych zaliczonych do oksfordu. W morfologii terenu utwory te zaznaczają się wyraźnym progiem wydzielonym jako Próg Górnojurański.

W obecnej rzeźbie obszaru śląsko-krakowskiego decydującą rolę odegrały ruchy tektoniczne i procesy rzeźbotwórcze związane z orogenezą alpejską. Jednocześnie jednak określenie wieku tych procesów jest trudne. Według S. Bukowego (1974) dominujący wpływ na powstanie i uformowanie się elementów tektoniki miały przede wszystkim ruchy fazy laramijskiej, natomiast ruchy faz starokimeryjskiej i młodokimeryjskiej zaznaczyły się dość słabo i nie odegrały większej roli. S. Dżułyński (1953) wiek rowów i zrębów wiąże z fazą ruchów tektonicznych pokredowych, które kontynuowane były jeszcze w młodszym trzeciorzędzie, ale przed wkroczeniem morza miocenijskiego. Uważa on, że morze to weszło na bardzo zróżnicowany obszar Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, którego główne rysy były już wtedy uformowane. Świadczy o tym wykształcenie, charakter i położenie utworów litoralnych oraz wapieni słodkowodnych trzeciorzędu. Zgodny z tymi poglądami jest A. Radwański (1968), który badając osady strefy litoralnej trzeciorzędu omawianego obszaru potwierdza przedtortoiński wiek głównej fazy ruchów tektoniki nieciągłej i procesów rzeźbotwórczych, lecz nie uważa ich za wyłączne. Dużą rolę, choć nie dycydującą, odegrały według niego również procesy późniejsze. Według K. Bogacza (1967) obszar ulegał głównym deformacjom tektonicznym

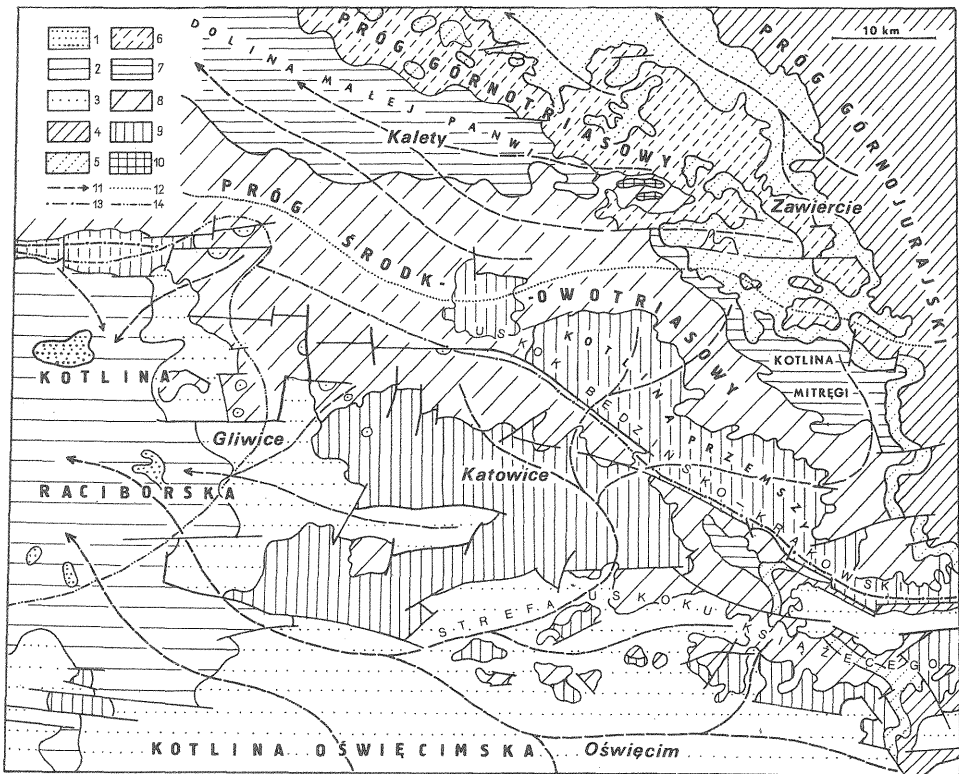


Fig. 1. Szkic geologiczny odkryty (bez utworów czwartorzędowych) regionu śląsko-krakowskiego (według Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Kraków i Gliwice) z elementami paleogeografii Geological sketch map of Quaternary subregions in the Silesian-Cracow region (after Geological Map of Poland in the scale 1:200 000, sheets Cracow and Gliwice) with some paleogeographic elements

Trzeciorzęd: 1 – żwiry i piaski pliocenu, 2 – iły i piaski sarmatu, 3 – iły piaszczyste i margliste z ewaporatami tortoniu; jura: 4 – wapienie płytowe, skaliste i margliste oksfordu, 5 – piaski, żwiry, iły, zlepieńce, piaskowce i glinki ogniotrwałe jury dolnej i środkowej; trias: 6 – wapienie woźnickie, podrzędnie piaskowce, mułowce i ilowce retyku, 7 – ilowce, piaskowce i mułowce kajpru i retyku, 8 – wapienie, margle i dolomity wapienia muszlowego oraz piaskowce i mułowce pstrego piaskowca; paleozoik: 9 – piaskowce, ilowce i zlepieńce permu oraz piaskowce, mułowce i ilowce z węglem karbonu, 10 – wapienie i dolomity dewonu; 11 – kierunki dolin górno-miocenicznych i pliocenicznych; 12 – dział wodny między zlewnią zapadliska przedkarpackiego a zlewnią depresji centralnej w neogenie; 13 – linia północnego zasięgu morza miocenowego w tortonie (według R. Neya i in., 1974); 14 – granica słodkowodnego zbiornika sarmackiego (według R. Neya i in., 1974)

Tertiary: 1 – Pliocene gravels and sands, 2 – Sarmatian clays and sands, 3 – Tortonian sandy and marly clays with evaporites; Jurassic: 4 – Oxfordian platy, massive and marly limestones, 5 – Lower and Middle Jurassic sands, gravels, clays, conglomerates, sandstones and fire-proof clays; Triassic: 6 – Rhaetian Woźniki limestones, subordinate sandstones, siltstones, and claystones, 7 – Keuper and Rhaetian claystones and siltstones, 8 – Muschelkalk limestones, marls, and dolomites, and Bundsandstein sandstones and siltstones; Paleozoic: 9 – Permian sandstones, claystones and conglomerates, and Carboniferous sandstones, siltstones and claystones with coals, 10 – Devonian limestones and dolomites; 11 – directions of Upper Miocene and Pliocene valleys; 12 – watershed of Carpathian Foredeep and Central Depression drainage basins in the Neogene; 13 – northern extent of Miocene sea in the Tortonian (after R. Ney and others, 1974); 14 – extent of fresh-water Sarmatian reservoir (after R. Ney and others, 1974)

na przełomie kredy i paleogenu. Wynik tych deformacji zatarty został częściowo procesami peneplenizacji w paleogenie, powodującymi powstanie paleogeńskiej powierzchni zrównania. W tertonie dolnym i środkowym ruchy tektoniczne były kontynuowane, lecz nie spowodowały istotnych zmian w istniejącej już wówczas rzeźbie.

Sumując te poglądy wydaje się, że decydującą rolę w ukształtowaniu dzisiejszej rzeźby regionu śląsko-krakowskiego odegrały ruchy tektoniczne przedtortońskie. Procesy późniejsze miały tylko charakter bądź przemodelowujący, bądź też odgrzebujący fragmenty tej rzeźby, ale nie powodowały jej przebudowy.

Nieco odmienny pogląd reprezentuje S.W. Alexandrowicz (1964), przyjmując synsedymencyjny charakter tektoniki tortońskiej na obszarze Górnego Śląska i w okolicach Krakowa. Autor ten uważa, że rozpadnięcie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, a następnie uformowanie zapadliska i zrębów rozpoczęło się w dolnym tortonie i trwało przez cały okres. Wniosek ten wynika z położenia na różnych wysokościach i z różnego stopnia zaburzenia tych samych stratygraficznie osadów. S.W. Alexandrowicz stwierdza, że proces rozpadania się wyżyny trwać musiał również po tortonie dolnym, ponieważ poszczególne elementy tektoniczne powstałe w tortonie nie są według niego ściśle równowiekowe.

Całkowicie odmienny pogląd reprezentuje R. Gradziński (1962), określając wiek tektoniki dysjunktywnej na górny torton. Potwierdzają to badania paleogeograficzne zapadliska przedkarpacciego (R. Ney i in., 1974), z których wynika, że w górnym miocenie na skutek ruchów wypiętrzających „rygiel krakowski” doszło do stopniowej regresji morza na wschód i zachód od wspomnianej struktury. W rejonie Gliwic i Kędzierzyna powstał w sarmacie zbiornik słodkowodny (fig. 1). Na omawianym obszarze początkowo miała miejsce denudacja, a następnie na skutek fałdowania Karpat fliszowych doszło do uruchomienia tektoniki uskokowo-blokowej, która wycisnęła silne piętno na akumulacji osadów sarmatu, a następnie na rozwój erozji w pliocenie. Z tym też okresem R. Gradziński (1962) wiąże powstanie głęboko wciętych dolin na Wyżynie Krakowskiej.

BUDOWA GEOLOGICZNA KÓPALNYCH DOLIN RZECZNYCH

Osady czwartorzędowe Wyżyny Śląskiej i Kotliny Oświęcimskiej mają bardzo zróżnicowaną miąższość, jak również odmienne wykształcenie litologiczne. Na wyniesieniach (progi strukturalne, zręby tektoniczne) dominują cienkie pokrywy zwietrzelinowe oraz zmiennej miąższości serie koluwalno-deluwialne. Dopiero w strefie dolin i obniżen i charakterze kotlin miąższość osadów czwartorzędu wzrasta do 60–70 m, a ich zróżnicowanie litologiczne i wiekowe jest znacznie większe. Osady glacialne bezpośrednio związane z pobytym lądolodu skandynawskiego zachowały się jedynie w strefie niskich wododziałów lub w obrębie nieodpreparowanych dolin. Dominującym typem osadów są serie aluwialno-proluwialne i fluwioglacjalno-limnoglacialne. Takie wykształcenie utworów czwartorzędowych wynika z faktu, że zdecydowana większość omawianego obszaru nie była pokryta lądolodem zlodowacenia środkowopolskiego i znajdowała się w strefie ekstraglacialnej (J. Lewandowski, praca w druku). Sytuacja ta sprawia, że historia środkowego i starszego plejstocenu kryje się w budowie kopalnych dolin rzecznych, tylko częściowo odwzorowanych we współczesnej sieci hydrograficznej (S. Gilewska, K. Klimek, 1967; G.N. Kotlicka, 1969, 1975; J. Lewandowski, praca w druku). Stan taki uwarunkowany jest gwałtownymi zmianami stosunków wodnych w plejstocenie oraz ruchami neotektonicznymi zapadliska przedkarpacciego i wału metakarpacciego. Ma to odzwierciedlenie również w wyraźnych różnicach budowy geologicznej kopalnych dolin rzecznych poszczególnych subregionów. Wyżej wymienione uwagi można prześledzić na syntetycznych profilach geologicznych prezentowanych w niniejszym artykule.

W Dolinie Małej Panwi (fig. 2) obserwuje się lokalnie dwa poziomy glin zwa-

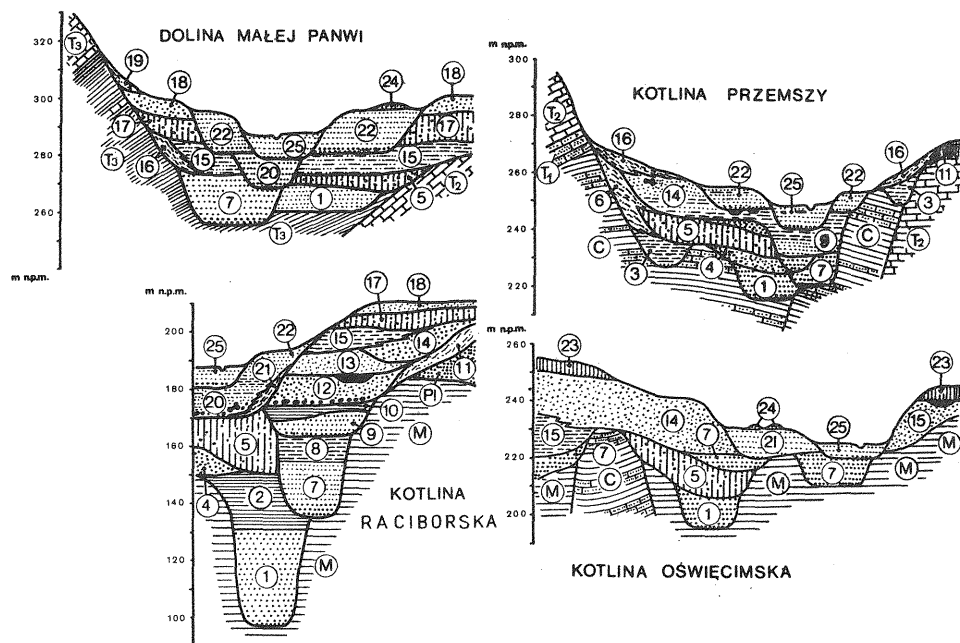


Fig. 2. Profile syntetyczne dolin rzecznych regionu górnośląskiego

Synthetic sections of river valleys in the Upper Silesian region

C – karbon – piaskowce, mułowce i ilowce; T_1 – trias dolny – piaskowce i mułowce; T_2 – trias środkowy – wapienie, margle i dolomity; T_3 – trias górny – ilowce, mułowce i piaskowce; M – miocen – mułowce i ilowce; Pl – pliocen – żwiry i piaski; czwartorzęd – eoplejstocen: 1 – piaski i żwiry aluwialne, 2 – ily; zlodowacenie południowopolskie: 3 – mulki zastoiskowe, 4 – żwiry i piaski fluwioglacjalne, 5 – glina zwałowa, 6 – piaski i gliny deluwialne; interglacjał mazowiecki: 7 – piaski i żwiry aluwialne, 8 – mulki, 9 – piaski i żwiry aluwialne, 10 – ily i mulki; zlodowacenie środkowopolskie – stadiały przedmaksymalne: 11 – piaski i gliny koluwalne i deluwialne, 12 – żwiry i piaski aluwialne, 13 – piaski aluwialne; stadiał maksymalny – Odra: 14 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 15 – mulki i piaski zastoiskowe, 16 – piaski i gliny deluwialne, 17 – gliny zwałowe, 18 – piaski fluwioglacjalne (recesyjne), 19 – piaski deluwialne; interglacjał eemski: 20 – piaski i żwiry aluwialne; zlodowacenie północnopolskie: 21 – piaski deluwialne, 22 – piaski aluwialne, 23 – lessy, 24 – piaski eoliczne; holocen: 25 – piaski i żwiry aluwialne

C – Carboniferous – sandstones, siltstones and claystones; T_1 – Lower Triassic – sandstones and siltstones; T_2 – Middle Triassic – limestones, marls and dolomites; T_3 – Upper Triassic – claystones, siltstones and sandstones; M – Miocene – siltstones and claystones; Pl – Pliocene – gravels and sands; Quaternary – Eopleistocene: 1 – alluvial sands and gravels, 2 – clays; South-Polish Glaciation: 3 – ice-dammed lake muds, 4 – fluvioglacial gravels and sands, 5 – till, 6 – deluvial sands and loams; Masovian Interglacial: 7 – alluvial sands and gravels, 8 – muds, 9 – alluvial sands and gravels, 10 – clays and muds; Mid-Polish Glaciation – pre-maximum stages: 11 – colluvial and deluvial sands and loams, 12 – alluvial gravels and sands, 13 – alluvial sands; maximum, Odra stage: 14 – fluvioglacial sands and gravels, 15 – ice-dammed lake muds and sands, 16 – deluvial sands and loams, 17 – tills, 18 – fluvioglacial (recessional) sands, 19 – deluvial sands; Eemian Interglacial: 20 – alluvial sands and gravels; North-Polish Glaciation: 21 – deluvial sands, 22 – alluvial sands, 23 – loesses, 24 – eolian sands; Holocene: 25 – alluvial sands and gravels

łowych, przedzielonych osadami rzeczными oraz limnoglacialnymi i fluwioglacjalnymi. Pozycja stratygraficzna omawianych poziomów, w świetle przeprowadzonych badań petrograficznych i palinologicznych (T. Kuszel, M. Włodek, 1974; M. Włodek, 1976), nie budzi wątpliwości – górny poziom glacialny reprezentuje zlodowacenie środkowopolskie. Utwory aluwialne najgłębiej wciętej doliny kopalnej pokrywa górna glina zwałowa. Dwa młodsze cykle erozyjno-akumulacyjne kończą się osadami współczesnych tarasów rzecznych częściowo przemodelowanych procesami eolicznymi. Układ taki określa wiek maksymalnego wcięcia erozyjnego na interglacjał mazowiecki. Doliny starszych interglacjałów są nieco

mniej wcięte i nie zawierają osadów limnoglacialnych, co prawdopodobnie wiąże się z innym kierunkiem odwadniania tego obszaru.

Odmianą budowę geologiczną mają doliny Kotliny Raciborskiej (fig. 2). Maksymalne wcięcia erozyjne są starsze od zlodowacenia południowopolskiego i przypadają na eoplejstocen (G. N. Kotlicka, 1975) lub najmłodszy pliocen. Serię rzeczną interglacjału mazowieckiego datują tzw. żwiry mieszane, zawierające materiał karpacki, lokalne kwarcy plioceńskie i eratyki skandynawskie (G.N. Kotlicka, 1975). Osady zlodowacenia środkowopolskiego datowane są kopalnymi torfami z Kotłarni koło Gliwicy (J. Magiera, M. Sobolewska, 1980), a interglacjału eemski i zlodowacenie północnopolskie reprezentuje 10–20-metrowa seria piaszczysta z kośćmi plejstoceńskich ssaków w spągu (A. Jahn, 1955).

Kopalne doliny rzeczne Kotliny Oświęcimskiej nie pokrywają się ze współczesnymi dopływami Wisły (Gostynką, Korzenicą, Pszczyнкą) i są głęboko wcięte w ilaste osady miocenu (fig. 2 i 3). Wśród nich można wyróżnić dwie generacje: doliny starsze, w których na aluwiach spoczywa poziom gliny zwałowej zlodowacenia północnopolskiego, a młodsze, w których na aluwiach spoczywa poziom gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego.

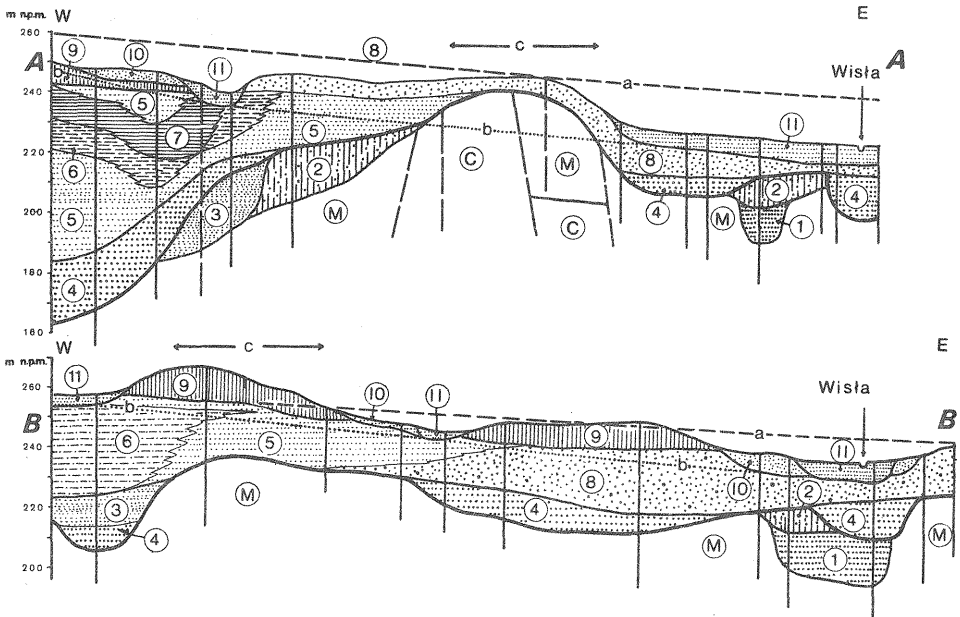


Fig. 3. Przekroje geologiczne przez osady czwartorzędowe Kotliny Oświęcimskiej: A-A – wzdłuż doliny Gostynki, B-B – wzdłuż doliny Pszczyńki

Geological sections through Quaternary deposits in the Oświęcim Depression: A-A – along Gostynka river valley, B-B – along Pszczyńka river valley

C – karbon – piaskowce, mułowce i ilowce; M – miocen – mułowce i ilowce; czwartorzęd – eoplejstocen: 1 – żwiry i piaski aluwialne; zlodowacenie południowopolskie: 2 – gliny zwałowe; interglacjał mazowiecki: 3 – piaski aluwialne, 4 – piaski i żwiry aluwialne; zlodowacenie środkowopolskie: 5 – piaski, 6 – mułki, 7 – ropy, 8 – żwiry i piaski – osady aluwialne, zastoiskowe i sandrowe; zlodowacenie północnopolskie: 9 – lessy, 10 – piaski aluwialne; holocen: 11 – piaski i mady aluwialne; a – poziom zasypiania fluwioglacialnego, b – poziom erozji postglacialnej – profil podłużny cokołu erozyjnego współczesnych rzek Gostynki i Pszczyńki, c – kopalna strefa wododziałowa Odra–Wisły z okresu interglacjału mazowieckiego

C – Carboniferous – sandstones, siltstones and claystones; M – Miocene – siltstones and claystones; Quaternary – Eopleistocene: 1 – alluvial gravels and sands; South-Polish Glaciation: 2 – tills; Masovian Interglacial: 3 – alluvial sands, 4 – alluvial sands and gravels; Mid-Polish Glaciation: 5 – sands, 6 – muds, 7 – clays, 8 – gravels and sands – alluvial, ice-dammed lake and outwash fan deposits; North-Polish Glaciation: 9 – loesses, 10 – alluvial sands; Holocene: 11 – alluvial sands and muds; a – level of fluvio-glacial infilling, b – level of post-glacial erosion – longitudinal section of erosional sockle of the present-day Gostynka and Pszczyńka rivers, c – ancient Odra–Vistula watershed zone in time of the Masovian Interglacial

wacenia południowopolskiego, oraz doliny młodsze nieco płytsze, wypełnione żwirami i piaskami, a w części zachodniej również kompleksem osadów zastoiskowych. Doliny starsze powstały prawdopodobnie w eoplejstocenie w wyniku pierwszych fluktuacji klimatycznych sprzyjających rozwojowi erozji rzecznej.

Młodsze aluwia, tzw. żwiry mieszane (G.N. Kotlicka, 1964, 1975), nie przykryte gliną zwałową, reprezentują interglacjał mazowiecki. Wiek utworów limnoglacialnych pośrednio określa zalegający w ich spągu kopalny torf w Stanowicach, datowany palinologicznie na interglacjał mazowiecki (M. Sobolewska, 1977). Zatem seria limnoglacialna i wyżej leżące osady fluwioglacialne należą do zlodowacenia środkowopolskiego. Potwierdza to analiza paleogeomorfologiczna strefy marginalnej łądolodu stadiału Odry tego zlodowacenia (J. Lewandowski, praca w druku).

Zupełnie inaczej przedstawia się budowa geologiczna Wyżyny Śląskiej (fig. 2). Głęboko wcięte rynny erozyjne pra-Przemszy i innych rzek tego regionu zawierają w spągu żwiry skał lokalnych, pozbawione eratyków (S. Kozioł, 1952; J. Krzyżkiewicz, 1952). Reprezentują one prawdopodobnie eoplejstocen. Przypuszczenie to potwierdza obecność w ich stropie wkładek ilastych zawierających roślinność tundrową (*vide* S. Gilewska, 1963). Występujące ponad nimi piaski z eratykami, iły zastoiskowe i glina zwałowa zachowały się sporadycznie (Przemsza pod Będzinem, Rawa pod Katowicami), a świadectwem pobytu łądolodu są najczęściej bruki pomorenowe. Te ostatnie rozpoczynają następny cykl erozyjno-akumulacyjny przypadający na interglacjał mazowiecki. Doliny z tego okresu są nieco płytsze i lekko przemieszczone w stosunku do starszych. Na omawianych osadach rzecznych spoczywa gruby kompleks utworów pylasto-piaszczystych i piaszczysto-żwirowych osadzonych podczas zlodowacenia środkowopolskiego przez system fluwioglacialny i proluwialny strefy ekstraglacialnej (J. Lewandowski, praca w druku). Kolejny cykl erozyjno-akumulacyjny (interglacjał eemski i zlodowacenie północnopolskie) odzwierciedlają dwa wyższe tarasy rzeczne częściowo maskowane soliflukcją i działalnością eoliczną ostatniego zlodowacenia. O würmskim wieku osadów tarasowych świadczą kopalne torfy z Brzozowicy (A. Środoń, 1960) oraz znalezisko antropologiczne z Siemoni (W. Stęślicka, 1960; A. Zieliński, 1960).

ETAPY ROZWOJU DOLIN RZECZNYCH

ROZWÓJ DOLIN RZECZNYCH W TRZECIORZĘDZIE (MIOCEN, PLIOCEN)

Aby prześledzić historię rozwoju kopalnych dolin rzecznych omawianego regionu, należy rozpocząć ją od górnego miocenu, tzn. od momentu zanikania morza w zapadlisku przedkarpackim. Paleogeńska powierzchnia degradacyjna zachowana w stanie szczątkowym (J. Lewiński, 1914; S. Gilewska, 1963) przestała istnieć w wyniku miocenińskiej tektoniki dysjunktywnej, a powstający układ dolinny dostosował się do przebiegu linii brzegowej morza tortońskiego, które w swym maksymalnym zasięgu nie przekroczyło dyslokacji będzińsko-krakowskiej (R. Ney i in., 1974, fig. 1). Główny dział wodny między zlewnią tego morza a zlewnią depresji centralnej przebiegał wzdłuż wału metakarpackiego, który powstał podczas późnych faz orogenezy alpejskiej w miocenie i pliocenie. W regionie górnośląskim dział ten najprawdopodobniej ułożony był w obrębie Progu Górnotriasowego, stanowiącego zwarty obszar wyniesiony. Monoklinalny układ pokrywy mezozoicznej, lekko nachylonej w kierunku północno-zachodnim,

sprzyjał już w neogenie powstawaniu dolin subsekwentnych, odwadniających północną część Wyżyny Śląskiej do depresji centralnej (fig. 1). Sytuacja ta sprawiła, że morze tortońskie nie miało na północy prawie w ogóle zlewni, a dowodzi tego skąpe wykształcenie facji brzegowej oraz minimalny udział skał jurajskich i triasowych w osadach tortonu górnośląskiego (A. Radwański, 1968; R. Ney i in., 1974). Większość materiału dostarczanego do zbiornika pochodziła z fałdujących się w tym czasie Karpat fliszowych (R. Ney i in., 1974), a obecność ewaporatów w omawianych osadach również przemawia za niewielkim obszarem zlewni morza tortońskiego. Po wycofaniu się morza pod koniec tortonu nastąpił okres denudacji, a na skutek fałdowania się Karpat doszło do uruchomienia tektoniki uskokowo-blokowej, która wywarła silne piętno na rozwój późniejszej sieci rzecznej. Zatem doliny rzeczne w południowej części Wyżyny Śląskiej zaczęły formować się podczas regresji morza miocenijskiego, które wycofało się na zachód do Kotliny Raciborskiej (fig. 1), gdzie w sarmacie powstał zbiornik słodkowodny (J. Szaflarski, 1955; R. Ney i in., 1974). Żwiry pliocenijskie zachowane płatami koło Gliwic składają się głównie ze skał triasu i kulmu z domieszką granitów sudeckich i piaskowców karpaccich. Dowodzi to, że Wyżyna Śląska była w pliocenie intensywnie niszczone, a śladem tej denudacji są niewielkie spłaszczenia na wysokości 300 – 320 m n.p.m. (S. Gilewska, 1963), odpowiadające II poziomowi J. Lewińskiego (1914). Odpreparowaniu zrębów tektonicznych z osadów miocenijskich na południu oraz rozwojowi rzeźby krawędziowej na północy sprzyjał klimat pliocenu z zaznaczającą się porą suchą i deszczową (W. Szafer, 1961). Dźwiganie się *en bloc* strefy przedkarpacciej w pliocenie i w dolnym czwartorzędzie zaczęło modelować nowy obraz morfologiczny regionu śląsko-krakowskiego. Powstała w tym czasie równoleżnikowa dolina biegnąca wzdłuż osi depresji byłego zbiornika miocenijskiego (od Krakowa na zachód do Kotliny Raciborskiej), zbierająca wody rzek karpaccich oraz konsekwentne dolinki schodzące z Wyżyny Krakowskiej (S. Dżużyński i in., 1966) i południowej części Wyżyny Śląskiej (fig. 1). Sytuacja ta zapoczątkowana była dźwiganie się „rygla krakowskiego” pod koniec tortonu. Za wycofującym się stopniowo w sarmacie na wschód i zachód morzem zaczęły podążać ówczesne rzeki dające początek pliocenijskim, a następnie eoplejstocenijskim dolinom (fig. 4).

EOPLEJSTOCENSKA SIEĆ RZECZNA

Wiek głęboko wciętych dolin kopalnych Wyżyny Śląskiej, których dna znajdują się około 100 m poniżej II poziomu denudacyjnego, jest bardzo trudny do określenia. J. Lewiński (1914) erozję tę wiązał z włączeniem dorzecza Przemysy do Wisły skierowanej już na północ, nie precyzując jej wieku. Osady preglacjalne, tj. żwiry skał fliszowych i białych kwarców, znane są z Kotliny Oświęcimskiej, gdzie występują w dolinnych zagłębieniach wyciętych w ilach miocenu (K. Klimek, 1972). Utwory te były uważane przez A. Makowskiego (1937) za pliocenijskie. Podobne litologicznie serie, opisane z Kotliny Raciborskiej w dolinie kopalnej Rudy (G.N. Kotlicka, 1975), określono na eoplejstocen. Zbliżony wiek reprezentują żwiry i piaski dolinne z Brzozowicy pod Będzinem (fig. 2), leżące pod osadami fluwioglacjalnymi i gliną zwałową zlodowacenia południowopolskiego (J. Lewandowski, praca w druku). Serię tę S. Gilewska (1963) zalicza do interglacjalu mazowieckiego. Interpretacja taka nie jest przekonująca, ponieważ osady te nie zawierają materiału skandynawskiego powszechnie spotykanego wśród tzw. żwirów mieszanych wypełniających dna dolin kopalnych tego okresu. Osady żwirowe nie zawierające eratyków występują w górnym odcinku kopalnej



Fig. 4. Mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (poziomice co 20 m) regionu śląsko-krakowskiego (według Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200000, ark. Kraków, Gliwice i Bielsko-Biała) z zaznaczonymi kierunkami kopalnych dolin czwartorzędowych: eoplejstocen – interglacjał mazowiecki

Map of morphology of sub-Quaternary surface (after Geological Map of Poland in the scale 1:200000, sheets Cracow, Gliwice and Bielsko-Biała) and directions of ancient Quaternary (Eopleistocene – Masovian Interglacial) valleys

Współczesne wschodnie podłoża podczwartorzędowe: 1 – wapień jury górnej, 2 – detrytyczne oraz węglanowe osady jury dolnej i triasu górnego, 3 – węglanowe osady triasu środkowego, 4 – detrytyczne osady karbonu produktywnego; 5 – osie kopalnych dolin rzecznych; 6 – działki wodne kopalnego systemu hydrograficznego; 7 – młodoplejstocenijskie przełomy epigenetyczne rzek

Outcrops of pre-Quaternary bedrock: 1 – Upper Jurassic limestones, 2 – Lower Jurassic and Upper Triassic detrital and carbonate deposits, 3 – Middle Triassic carbonate deposits, 4 – Coal-bearing Carboniferous detrital deposits; 5 – axes of ancient river valleys; 6 – watersheds of ancient hydrographic network; 7 – Late Pleistocene epigenetic river gorges

doliny Warty (Z. Mossoczy, 1955), jak również w spągu miąższej do 45 m serii Pustyni Błędowskiej i Starczynowskiej (J. Krzyżkiewicz, 1952; S. Kozioł, 1952). Utwory te wykształcone są w postaci osadów gruzłowych składających się ze słabo obtoczonych wapieni i krzemieni jurajskich, lokalnie z domieszką okruchów do-

lomitów triasowych lub zsylikowanych piaskowców kredowych. Wiekowo określane są jako „preglacialne” (Z. Mossoczy, 1955; J. Krzyżkiewicz, 1952) lub jako rzeczne bruki interglacjału mazowieckiego (S. Kozioł, 1952; S. Gilewska, K. Klimek, 1967; S. Gilewska, 1963). Wiekową paralelizację z dobrze poznanymi osadami rzek kopalnych Kotliny Sandomierskiej (S. Dżużyński i in., 1968; W. Laskowska-Wysoczańska, 1967) wraz z ich ewolucją w czwartorzędzie (L. Starkel, 1972) uniemożliwia fakt, że dział wodny między zlewnią Wisły i Odry w starszym czwartorzędzie przebiegał w rejonie Garbu Tęczyńskiego (M. Tyczyńska, 1968; L. Starkel, 1972). Stanowiska żwirów proluwialnych z Witowa i Majdanu, uznawane za wczesnoczwartorzędowe – *villafranchem* (L. Starkel, 1972), nie mają swojego odpowiednika w Kotlinie Oświęcimskiej, a kopalne aluwia rynny podkarpackiej, odprowadzającej wody już na północ do depresji centralnej, W. Laskowska-Wysoczańska (1967) określa na wczesny gūnz.

Powszechny brak eratyków wśród kopalnych aluwii regionu górnośląskiego skłania do poglądu, że głęboko wcięte doliny są starsze od zlodowacenia południowopolskiego, a młodsze od wysoko położonych (260 m n.p.m.) żwirów pliocen-skich pod Gliwicami. Te ostatnie, być może, odpowiadają wiekowo „serii wito-wowskiej”. Nie precyzując bliżej wieku, omawiane aluwia byłyby zatem eoplejstoceni-skie. Wniosek ten potwierdza ich zbliżone położenie w profilu pionowym do opisywanych wyżej osadów Kotliny Sandomierskiej. Obecność materiału kar-packiego wśród kopalnych aluwii Kotliny Oświęcimskiej i Raciborskiej (A. Ma-kowski, 1937; G.N. Kotlicka, 1964, 1975) oraz młodoplejstoceni-ski wiek aluwii Wisły pod Krakowem (M. Tyczyńska, 1968) dowodzą, że omawiany obszar należał do zlewni pra-Odry. Głęboka erozja rzeczna uwarunkowana była w eoplejstocenie intensywnymi ruchami wynoszącymi przedpole Karpat oraz zdrenowa-niem słodkowodnego zbiornika pliocen-skiego do depresji centralnej. Intensywna erozja wywołana była również sprzyjającymi fluktuacjami klimatycznymi wczesnego plejstocenu, wyrażającymi się obecnością procesów peryglacialnych pod-czas ochłodzeń oraz dużymi opadami w okresach interglacialnych.

Doliny eoplejstocenu nie pokrywają się z późniejszym, a szczególnie współ-czesnym systemem hydrograficznym (fig. 4) i wyraźnie nawiązują do budowy strukturalnej podłoża. Na północy omawianego regionu jest to system dolin sub-sekwentnych, a na południu układ dolin nawiązujących do stref uskokowych struktur zrębowych, warunkujących zmiany paleogeograficzne zapadliska przed-karpackiego w plejstocenie oraz wczesnym czwartorzędzie.

DOLINY RZECZNE INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO

Sieć rzeczna interglacjału mazowieckiego przeszła długą i skomplikowaną drogę rozwoju, odmienną od wcześniejszych procesów erozji plejstoceni-skiej. Akumulacja glacialna zlodowacenia południowopolskiego, które objęło cały omawiany region, zasadniczo zmieniła stosunki hydrograficzne. Osady tego zlo-dowacenia zachowały się sporadycznie i dlatego bardzo trudno odtworzyć roz-wój paleogeograficzny w przedoptymalnej części interglacjału mazowieckiego. Erozja interglacialna zaczęła powoli i konsekwentnie odgrzebywać starą rzeźbę spod osadów glacialnych i fluwioglacialnych dążąc do rekonstrukcji eoplejstoceni-skiej sieci rzecznej. Doliny kopalne interglacjału mazowieckiego są nieznacznie płytsze od eoplejstoceni-skich (średnio 6–10 m), ale zasadnicze kierunki obu sy-stemów są bardzo podobne. Identyfikacja dolin mezoplejstoceni-skich jest dość łatwa, wypełnione są bowiem tzw. żwirami mieszanymi (S. Gilewska, K. Klimek, 1967), które zawierają domieszkę materiału eratycznego, pochodzącego z rozmycia osadów glacialnych zlodowacenia południowopolskiego. Dysponując jednak głów-

nie lakonicznymi opisami otworów wiertniczych (dokumentacje kopalniane), autorzy nie byli w stanie dokładnie prześledzić przebiegu dolin interglacjału mazowieckiego. Zasadniczą zmianą, jaka się dokonała w systemie hydrograficznym po zlodowaczeniu południowopolskim, było przesunięcie działu wodnego Odry – Wisły, który ulokował się w Kotlinie Oświęcimskiej. Przełomowy odcinek Wisły pod Tyńcem powstał prawdopodobnie podczas deglacjacji w zlodowaczeniu południowopolskim, a świadczy o tym wysoko położony cokół erozyjny doliny oraz młodoplejstoczeński wiek aluwiiów koło Krakowa (M. Tyczyńska, 1968). Przesunięcie działu wodnego w czasie zlodowaczenia południowopolskiego daleko na zachód uwarunkowane było odziedziczeniem fluwioglacjalnego kierunku odwodnienia, skierowanego na wschód od zlewni Morza Czarnego, wzdłuż tzw. rynny podkarpackiej (L. Starkel, 1972), pełniącej w tym czasie rolę doliny marginalnej.

Kopalny dział wodny na linii Tychy – Kobiór – Pszczyna – Czechowice (fig. 4) jest dość łatwy do prześledzenia dzięki odmiennemu wykształceniu osadów zlodowaczenia środkowopolskiego po jego obu stronach (fig. 3). Na wschód od linii działu wodnego kopalne doliny rzeczne są w stropie wypełnione piaskami fluwioglacjalnymi, natomiast na zachód od tej linii zawierają miększe serie mułkowo-ilaste uważane przez K. Klimka (1972) za jeziorne, a interpretowane przez autorów jako osady zastoiskowe. Taki stan rzeczy uwarunkowany był nową sytuacją hydrograficzną, jaka zaistniała podczas transgresji lądolodu zlodowaczenia środkowopolskiego. Spiętrzone wody rzek dorzecza pra-Odry w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu przelały się na wschód do górnej Wisły spełniającej w tym czasie rolę doliny marginalnej. Śladem odpływu fluwioglacjalnego są powierzchnie sandrowe Kotliny Oświęcimskiej (całkowicie maskujące doliny kopalne) oraz wysoki taras Wisły (ok. 30 m nad poziomem rzeki), którego wiek K. Klimek (1972) określa na starszą fazę zlodowaczenia środkowopolskiego. Współczesne rzeki wykorzystują nadal ten kierunek odwodnienia, a dopływy Odry (Bierawka i Ruda), o znacznie większym spadku niż zabagnione doliny Kotliny Oświęcimskiej, intensywnie pracują nad odtworzeniem starego układu hydrograficznego.

Dużym zmianom uległa również sieć rzeczna Wyżyny Śląskiej (fig. 4). W okresie zlodowaczenia środkowopolskiego stare doliny zostały zasypane osadami zastoiskowymi, fluwioglacjalnymi i proluwialnymi. Na powierzchni zasypania rozwinęła się nowa sieć dolin tylko częściowo nawiązująca do układu dolin interglacjału mazowieckiego (S. Gilewska, 1963), a wykorzystująca kierunek odpływu ekstraglacjalnego, jaki uformował się podczas maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału Odry (J. Lewandowski, praca w druku).

Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Śląskiego
Sosnowiec, ul. Mielczarskiego
Nadesłano dnia 7 kwietnia 1981 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S.W. (1964) – Przejawy tektoniki miocenijskiej w Zagłębiu Górnośląskim. *Acta Geol. Pol.*, 14, p. 175–228, nr 2.
- BOGACZ K. (1967) – Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 41.

- BUKOWY S. (1974) – Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko przedkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski, 4, cz. 1, p. 213–233. Inst. Geol. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. (1953) – Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol., 3, p. 325–440, nr 3.
- DŻUŁYŃSKI S., HENKIEL A., KLIMEK K., POKORNY J. (1966) – Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 36, p. 329–343, z. 4.
- DŻUŁYŃSKI S., KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., OSZAST J., STARKEL L. (1968) – O staro-czwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej. Studia Geomorph. Carp.-Balc., 2, p. 63–76.
- GILEWSKA S. (1963) – Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 44.
- GILEWSKA S. (1972) – Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Geomorfologia Polski, 1, p. 232–239. PWN. Warszawa.
- GILEWSKA S., KLIMEK K. (1967) – Czwartorzęd Wyżyny Śląskiej. W: Czwartorzęd Polski, p. 498–527. PWN. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R. (1962) – Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 32, p. 429–490, z. 4.
- JAHN A. (1955) – Dolina Kłodnicy i stratygrafia osadów plejstocenijskich pod Gliwicami (Górny Śląsk). Biul. Inst. Geol., 97, p. 311–328.
- KLIMEK K. (1972) – Kotlina Raciborsko-Oświęcimska. W: Geomorfologia Polski, 1, p. 116–137. PWN. Warszawa.
- KOTLIĆKA G.N. (1964) – Zarys ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej Górnego Śląska. Prz. Geol., 12, p. 304–307, nr 7/8.
- KOTLIĆKA G.N. (1969) – Uwagi o paleogeografii dolnego odcinka pradoliny Przemyszy. Biul. Inst. Geol., 220, p. 325–345.
- KOTLIĆKA G.N. (1975) – Czwartorzęd okolic Kotłarni na zachód od Gliwic. Biul. Inst. Geol., 282, p. 475–521.
- KOZIÓŁ S. (1952) – Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 383–416.
- KRZYŻKIEWICZ J. (1952) – Czwartorzęd doliny Białej Przemyszy pod Golczowicami. Biul. Państw. Inst. Geol., 68, p. 275–318.
- KUSZEL T., WŁODEK M. (1974) – Stanowisko torfów kopalnych w dolinie Małej Panwi. Prz. Geol., 22, p. 312–315, nr 7.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1967) – The occurrence of pebbles of Tatra rocks in the gravels of the "preexisting Sub-Carpathian Valley" near Rzeszów. Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Géol. Géogr., 15, p. 89–91, nr 2.
- LEWANDOWSKI J. (praca w druku) – Zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. Biul. Inst. Geol.
- LEWIŃSKI J. (1914) – Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemyszy. Pr. TNW, 7, p. 1–159.
- MAGIERA J., SOBOLEWSKA M. (1980) – Profil czwartorzędowy osadów z piaskowni w Kotłarni koło Gliwic. Prz. Geol., 28, p. 114–116, nr 2.
- MAKOWSKI A. (1937) – Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1936 na terenie arkusza Gorzyce i sąsiednich, mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:25000. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 48, p. 3–6.
- MOSSOCZY Z. (1955) – Peryglacialna dolina Górnej Warty. Prz. Geol., 3, p. 201–202, nr 4.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., SŁUPCZYŃSKI K. (1974) – Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 82.
- RADWAŃSKI A. (1968) – Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. Acta Geol. Pol., 18, p. 384–445, nr 2.

- SOBOLEWSKA M. (1977) – Roślinność interglacjałna ze Stanowic koło Rybnika na Górnym Śląsku. *Acta Paleobot.*, **18**, p. 3–14, nr 2.
- STARKEŁ L. (1972) – Kotlina Sandomierska. W: *Geomorfologia Polski*, **1**, p. 138–166. PWN. Warszawa.
- STĘŚLICKA W. (1960) – *Homo sapiens fossilis* z Siemonii. *Mat. i Pr. Antrop.*, **48**, p. 5–46.
- SZAFLARSKI J. (1955) – Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. W: *Górny Śląsk. Prace i materiały geograficzne*, p. 63–122. Wyd. Lit. Kraków.
- SZAFER W. (1961) – Miocenska flora ze Starych Gliwic na Śląsku. *Pr. Inst. Geol.*, **33**.
- ŚRODOŃ A. (1960) – Tabela stratygraficzna plejstoceńskich flor Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **29**, p. 299–316, z. 2.
- TYCZYŃSKA M. (1968) – Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. *Zesz. Nauk. UJ*, nr 173, *Pr. Geogr.*, z. 17, *Pr. Inst. Geogr. UJ*, z. 39.
- WŁODEK M. (1976) – Plejstocen doliny Małej Panwi w rejonie Lublińca. *Kwart. Geol.*, **20**, p. 839–849, nr 4.
- ZIELIŃSKI A. (1960) – Profil osadów dyluwialnych w Siemonii. *Mat. i Pr. Antrop.*, **48**, p. 47–56.

Юзеф ЛЕВАНДОВСКИ, Галина КАЗЮК

ЭВОЛЮЦИЯ ИСКОПАЕМОЙ РЕЧНОЙ СЕТИ СИЛЕЗСКО-КРАКОВСКОГО РЕГИОНА

Резюме

Силезско-Краковский регион расположен в пределах Силезско-Краковской моноклинали и Предкарпатского прогиба (юг Польши). Морфология этой площади обусловлена ларамийскими тектоническими движениями и миоценовой сбросово-блоковой тектоникой (фиг. 1). В то время начался процесс эрозии, в результате чего на исходе третичного периода и в плейстоцене образовались глубоко врезанные речные долины (фиг. 4). Большинство этих долин не отражено в современной гидрографической сети и являются ископаемыми формами. В их геологическом строении отмечается несколько эрозионно-аккумуляционных циклов и довольно значительные смещения их осей (фиг. 2). В верхнетретичное время (плиоцен) и в нижнем плейстоцене вследствие эпейрогенических движений форланда Карпат происходила интенсивная глубинная эрозия. В среднем и верхнем плейстоцене в результате ледниковой аккумуляции и определённых направлений флювиогляциального потока гидрографическая сеть этого района претерпевает большие изменения. Водораздел Одра-Висла перемещается далеко на запад (фиг. 3), а в зоне возвышенностей образуется целый ряд эпигенетических прорывов (фиг. 4).

Józef LEWANDOWSKI, Halina KAZIUK

ANCIENT, EARLY PLEISTOCENE VALLEYS IN THE SILESIA-CRACOW REGION

S u m m a r y

The Silesian-Cracow region is situated in the Silesian-Cracow Monocline and Carpathian Foredeep (southern Poland). Its morphology has been shaped by Laramie tectonic movements and Miocene fault-block tectonics (Fig. 1). These processes have initiated erosion, resulting in origin of deeply incised river valleys in the latest Tertiary and Pleistocene (Fig. 4). The majority of valleys represent fossil forms as they did not become inherited by the modern hydrographic network. Geological structure of the valleys displays several cycles of erosion and accumulation and marked changes in the course of axes (Fig. 2). In the Late Tertiary (Pliocene) and Early Pleistocene, epeirogenic movements in the Carpathian foreland resulted in intense erosion. In the Middle and Late Pleistocene, marked changes in hydrographic network took place in this area due to glacial accumulation and enforced directions of fluvioglacial flow. The Odra-Vistula watershed became markedly shifted westwards (Fig. 3) and several epigenetic gorges originated in the zone of elevations (Fig. 4).