

## Trzeciorzęd i czwartorzęd wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i Rostocza na Mapie geologicznej Polski 1 : 200 000

Jan Rzechowski\*

Wschodnia część Wyżyny Lubelskiej i Rostocza mieści się w granicach arkuszy: Chełm (z enklawą Horodło) i Tomaszów Lubelski (z enklawą Dołhobyczów) *Mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000*. Obszar ten znajdował się w obrębie arkuszy Lublin (Różycki, 1946; Pożaryski & Rühle, 1949) oraz Zamość (Jahn & Rühle, 1950; Mojski & Rühle, 1954) *Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1 : 300 000*. Zatem od poprzedniej syntezy kartograficznej upłynęło prawie 50 lat. W okresie tym były prowadzone intensywne badania geologiczne na Lubelszczyźnie związane z odkryciem Lubelskiego Zagłębia Węglowego oraz opracowywaniem *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*. W wyniku tych prac i badań nastąpiło gwałtowne polepszenie stanu rozpoznania geologicznego, zarówno w sensie jakościowym, jak i ilościowym. Badania te znalazły swoje uzewnętrznienie w ogromnej liczbie opracowań i publikacji. W poniższym artykule cytuje się — z konieczności — tylko ważniejsze prace z reguły syntetyzujące lub podsumowujące jakiś zakres badań. Pełną bibliografię geologiczną zawierają przede wszystkim opracowania arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*.

W granicach arkuszy Chełm i Tomaszów Lubelski mapy 1 : 200 000 opracowano już ok. 80% arkuszy mapy 1 : 50 000. Przy zestawianiu mapy 1 : 200 000 wykorzystano oprócz nich ok. 400 wierceń badawczych, kartograficznych i surowcowych oraz kilkadziesiąt dokumentacji geofizycznych, surowcowych i geologiczno-inżynierskich. A także liczne wyniki badań petrograficznych, paleontologicznych i oznaczeń wieku bezwzględnych osadów.

Obszar arkuszy Chełm i Tomaszów Lubelski mapy 1 : 200 000 zajmuje międzyrzecze Bugu i Wieprza. Tylko niewielki fragment Rostocza należy do dorzecza Sanu (Tanew z dopływami). Najwyższe wzniesienia znajdują się na Rostoczcu (Wielki Dział 395 m n.p.m.), najniższe są położone północne fragmenty Kotliny Dubienki i Obniżenia Dorohuczy ok. 163–165 m n.p.m. (ryc.1).

Podłożem kenozoiku we wschodniej części Wyż. Lubelskiej i Rostocza są węglanowe skały górnej kredy, reprezentowane przez różne poziomy mastrychtu górnego i dolnego oraz kampanu górnego i dolnego (Cieśliński i in., 1996; Cieśliński & Rzechowski, 1997). Kreda górna jest wykształcona w postaci gezy, opok, opok marglistych, wapieni i wapieni marglistych, margli i kredy piszącej. W strefie południowej krawędzi Rostocza dominują gezy (kampan i dolny mastrycht), których brak na obszarze Wyż. Lubelskiej. Najwyższe wzniesienia wyżyny i Rostocza budują zazwyczaj opoki i opoki margliste reprezentujące najmłodsze poziomy mastrychtu. W kierunku od zachodu ku wschodowi następuje wyraźna zmiana litofacyjna. Im bardziej ku wschodowi tym przeważają odmiany margliste i kreda pisząca. Charakterystyczne jest iż te zmiany litofacyjne zachodzą stopniowo, tak że granice litologiczne są kreślone często w sposób przybliżony, umowny. Strop kredy górnej jest bardzo nierówny. Deniwelacje przekraczają nawet 100 m (Rostocze, południowa część wyżyny). Deniwe-

lacje te mają często uwarunkowania tektoniczne, rzadziej erozyjno-denuwacyjne (Harasimiuk, 1980; Henkiel, 1984; Pożaryski, 1974). Strukturalna geneza powierzchni kredy górnej znacząco wpływa na ukształtowanie współczesnej rzeźby wyżyny i Rostocza. Pokrywa osadów kenozoicznych często nadbudowuje wzniesienia kredowe, a tylko w obniżeniach kotlin i dużych dolin rzecznych zmniejsza i maskuje deniwelacje stropu kredy. Zróżnicowanie powierzchni stropu kredy w połączeniu ze zróżnicowaniem przestrzennym i genetycznym pokrywy kenozoicznej daje w efekcie wyraźną regionalizację i geologiczną, i morfologiczną (ryc.1). Granice regionów są łatwo czytelne i zazwyczaj mają charakter krawędzi morfologicznych (Rzechowski & Kubica, 1966; Rzechowski, 1997).

**Trzeciorzęd.** Utwory trzeciorzędowe zajmują niewielkie powierzchnie Wyż. Lubelskiej i Rostocza. Większe pokrywy trzeciorzędu występują jedynie na Rostoczcu, w sąsiedztwie jego krawędzi południowej. Znacznie mniejsze, izolowane płaty trzeciorzędu skupione są w rejonie Chełma i Rejowca (Pagóry Chełmskie) oraz na Wale Uhruskim (ryc. 1, 2). W tym ostatnim regionie osady trzeciorzędowe są często zaangażowane glacitektonicznie. Maksymalne miąższości sięgają 70 m na Rostoczcu i 40 m na północy wyżyny, ale zwykle nie przekraczają 20 m (Aren, 1962; Henkiel, 1983; Jasionowski, 1993; Musiał, 1987). Z reguły trzeciorzęd nadbudowuje wzniesienia kredowe, ale wypełnia również rowy tektoniczne.

**Paleocen.** Najstarszymi utworami trzeciorzędu są skały paleocenu stwierdzone w okolicy Chełma i Sawina (ryc. 2). Są to jedyne stanowiska paleocenu we wschodniej części Wyż. Lubelskiej, na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Gezy i opoki paleocenu budują kulminacje izolowanych wzgórz na NW od Chełma (Stawska Góra, Kozia Góra k. Sawina, Ochoża). Na podstawie profilowań geofizycznych Henkiel (1984) przyjmuje występowanie paleocenu w dnie rowu Czulec, pod sarmatem. Najlepiej zbadany jest profil na Stawskiej Górze (wiercenie Góra Czubatka, odsłonięcia). Miąższość paleocenu wynosi tu 12,5 m. W profilu przeważają gezy, podrzędnie występują opoki i wapienie, zaś strop serii tworzy warstwa słabo zdiagenezowanego mułowca z przerostami wapieni. Spąg paleocenu tworzy warstwa twardego dna zbudowana z glaukonitytu. W pozostałych profilach paleocenu przeważają opoki, podrzędnie zaś pojawiają się gezy.

Na Stawskiej Górze — według oznaczeń Gawor-Biedowej — powszechnie występuje *Cibicides lectus* (Wasilenko), co datuje te utwory na górny mont. Na Koziej Górze najliczniejsza jest *Globigerina triloculinoides* Plummer (Buraczyński & Wojtanowicz, 1988a; Harasimiuk, 1984).

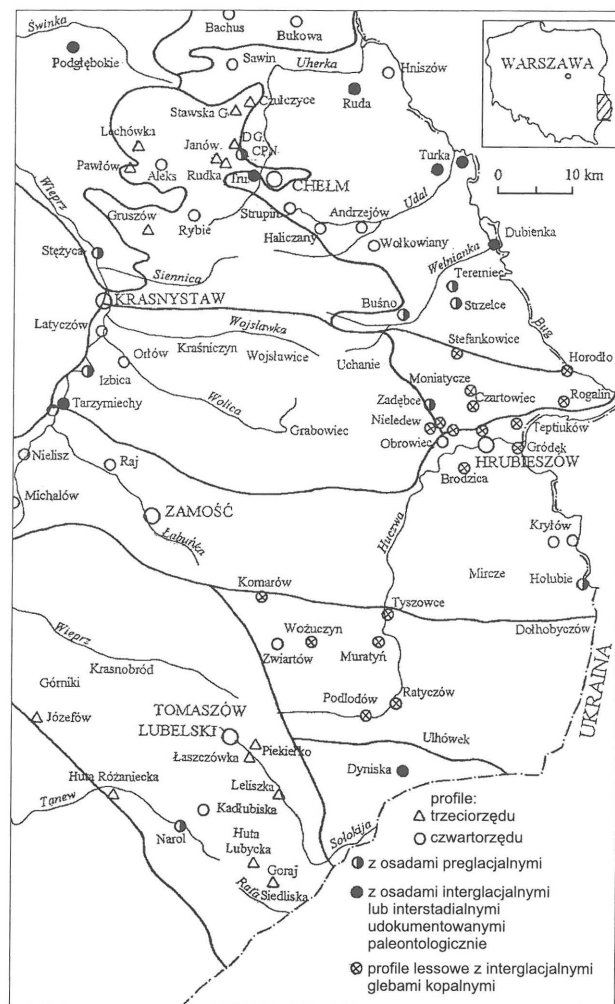
Najbliższe wychodnie paleocenu znajdują się na zachód od Wieprza, między Lublinem, Łęczną i Piaskami Luterskimi. Paleocen platformowego obszaru chełmskiego wykazuje największe zróżnicowanie litologiczne w profilu, w porównaniu z obszarem zachodniolubelskim. Wynika to prawdopodobnie z największej ruchliwości dna zbiornika morskiego, co zaznaczyło się również w najmłodszym mastrychcie (Harasimiuk, 1984).

**Eocen.** Zgodnie z poglądem Pożaryskiego (1951), Morawskiego (1959) i Mojskiego (1968) wiek eoceński przyjmuje się dla odwapnionych opok, zwanych też opoką lekką

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny z podziałem na regiony; W., Wierzch. — wierzchowina, Kotl. — kotlina



Ryc. 2. Lokalizacja podstawowych profili geologicznych; G. — Góra, DG. — Dziewicza Góra, CPN — Chełm CPN, Aleks. — Aleksandrówka, Tru. — Trubaków

lub ziemią krzemionkową, czy spongiolitem. Jest to skała bezwapienna, bezbarwna lub żółtawa złożona głównie z opalu, któremu towarzyszą detrytyczny kwarc i chalcedon, minerały ilaste, glaukonit i limonit.

Powstała ona w wyniku subaeralnych procesów krasowych, w okresie pomiędzy ustąpieniem morza paleoceńskiego, a transgresją morza śródkwoeocenijskiego (lub oligocenijskiego). Opoki lekkie występują w szeregu profilach w rejonie Chełma i Rejowca (Lechówka, Góra Ariańska k. Gruszowa).

Morskie osady eocenu zostały rozpoznane na Roztoczu. Wypełniają tam rów tektoniczny Sołokiji, o długości ok. 20 km i szerokości do 2–3 km. Maksymalna miąższość wynosi ok. 40 m. Poza rowem są znane z kilku drobnych płytów o miąższości 0,5–5,0 m. Osady te zostały szczegółowo zbadane w kilku profilach z rowu (Łaszczówka, Piekiełko, Leliszka, Hrebenne).

Seria osadów eocenijskich jest dwudzielna. Górną, bezwęglanową część tworzą głównie mułowce w różnym stopniu zdiagenezowane, przewarstwiane piaskami zwłaszcza w części stropowej.

Tworzywem mineralnym jest kwarc z obfitym glaukonitem, spoiwo jest ilaste bądź ilasto-krzemionkowe. Dolna część — o miąższości ok. 20 m jest złożona z marglistych mułowców glaukonitowych, z cienkimi wkładkami piaszczystymi w stropie. Serię tę kończy cienka ławica (20 cm) wapienia marglistego. Bogata dokumentacja paleontologiczna (nannoplankton wapienny, fitoplankton, otwornice)

określa wiek eocenu w rowie Sołokiji na barton (wyższy eocen środkowy — do niedawna zaliczany do eocenu górnego). Pozwala to w pełni korelować te osady ze stanowiskiem eocenu w Siemieniu i Luszawie (Mojski i in., 1966; Woźny, 1966). Pozycję biostratygraficzną potwierdzają oznaczenia wieku glaukonitu wykonane metodą potasowo-argonowa: dwie daty uzyskane dla tej serii osadów wynoszą  $41,4 \pm 1,9$  mln lat oraz  $42,2 \pm 3,0$  mln lat (Buraczyński i in., 1992; Buraczyński & Krzowski, 1994; Cieśliński & Rzechowski, 1993; Gaździcka, 1994; Rzechowski & Cieśliński, 1993, 1994).

**Oligocen.** Osady oligocenijskie zachowały się jedynie na obszarze Pagórów Chełmskich, gdzie tworzą niewielkie, izolowane płyty leżące bezpośrednio na kredzie lub na opoce lekkiej, a przykryte zwykle przez osady miocenijskie (Harasimiuk, 1975; Harasimiuk i in., 1995; Harasimiuk & Sz wajgier, 1996; Jahn, 1956; Mojski, 1968; Morawski, 1959; Prószyński, 1952). Taka sytuacja występuje m.in. w Janowie, na Górze Ariańskiej k. Gruszowa, w Lechówce (ryc. 2). Rządziej osady oligocenu budują kulminacje wzgórz wypsowych (Dziewicza Góra). Miąższość tych osadów rzadko przekracza 3–4 m, maksymalnie osiąga 7 m. Dominują tu litofacje piaszczyste lub piaszczysto-gliniaste, niekiedy z wkładkami mułków i iłów. Zwykle w spągu, rzadziej w środkowej części profilu występują dobrze obtoczone żwiry kwarców mlecznych, krzemieni i rogowców (tzw. fasolka oligocenijska). Bardzo rzadko pojawiają się konkrecje fosforytowe. Zielone zabarwienie osad-

du pochodzi od glaukonitu, będącego obok kwarcu głównym składnikiem mineralnym. O morskiej genezie osadów świadczą szczątki gąbek, jeżowców i ryb. Fauna jest źle zachowana i nie pozwala na biostratygraficzne określenie wieku. Zaliczenie tych osadów do oligocenu jest na obszarze Pagórów Chełmskich tradycyjnie umowne. Przez analogię do badań w regionach sąsiednich, a także w świetle najnowszych badań Krzowskiego (1993, 1995) — można przypuszczać, że większość osadów zaliczanych dotychczas do oligocenu ma jednak wiek eoceński.

**Miocen.** Utwory miocenijskie występują w dwu oddalonych od siebie obszarach: na północy w regionie Pagórów Chełmskich i Wału Uhruskiego oraz na południu — na Roztoczu. Wykształcenie facjalne i pozycja stratygraficzna miocenu w obu tych obszarach są całkowicie odmienne. Na Roztoczu są to utwory morskie o bogatej różnorodności biolito-facji przybrzeżnych, natomiast w okolicy Chełma obok morskich osadów piaszczystych występują także utwory brakiczne i lądowe. Miocen Roztocza jest starszy (baden) niż na północy (sarmat).

Na Roztoczu — między Józefowem a granicą państwową całkowita miąższość miocenu sięga maksymalnie 70 m, zwykle nie przekracza jednak 20–30 m. Zespół utworów badenu środkowego (wielician) buduje tzw. stopień brzeżny Roztocza w okolicach Horyńca. Łączna miąższość badenu środkowego osiąga 30 m. W dolnej jego części występują wapienie organogeniczne (glonowo-mszywiolowe), wyżej piaski kwarcowo-glaukonitowe i piaszkowce, a miejscami piaski wapniste z wkładkami wapieni. Utwory te zawierają bogatą makro- i mikrofaunę. Powszechnie występuje *Globigerina druryi* co datuje osady na poziom CPN 8 (baden środkowy-wielician).

W najwyższej części zespołu środkowobadeńskiego pojawiają się wapienie ratyńskie. Te różne odmiany skał i osadów wykazują często przejścia oboczne. Według Musiała (1987) i Ney (1969) utwory badenu środkowego wkraczają na brzeżną, przykrawędziową część głównego grzbietu Roztocza, a miejscami prawdopodobnie także na centralną wierzchowinę (np. w rejonie Huty Lubyckiej). Wszędzie na grzbiecie Roztocza utwory badenu środkowego są przykryte kompleksem osadów badenu górnego.

Baden górny (kosovien) jest złożony z dwóch odmiennych kompleksów litofacjalnych. Kompleks dolny o miąższości do 30 m tworzą piaski kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe z wkładkami piaszkowców, i zlepów ostrygowych (profile Goraj, Huta Lubycka). Lokalnie kompleks ten jest zredukowany do cienkich warstw piaszczysto-żwirowych (Jakubowski & Musiał, 1977, 1979; Kurkowski, 1994; Popielski, 1994; Rzechowski & Cieśliński, 1993, 1994). Kompleks górny o zmiennej miąższości (maksymalnie do 50 m) najczęściej leży na kompleksie dolnym, miejscami przekraczając go. Tworzą go różnorodne odmiany bio- i litofacjalne skał węglanowych: wapienie detrytyczne i organodetrytyczne, wapienie glonowe, glonowo-mszywiolowo-wieloszczetowe, wapienie i margle rodoidowe, wapienie haliotisowe, wapienie i margle piaszczyste oraz piaszkowce i piaski margliste bądź marglisto-ilaste. Wśród tego zespołu skalnego częste są wzajemne przejścia zarówno oboczne, jak i pionowe. Baden górny leży bezpośrednio na różnych poziomach stratygraficznych kredy górnej, a lokalnie prawdopodobnie na utworach badenu środkowego.

Utwory badenu górnego zostały zaliczone do zony CPN 9 (*Velapertina indigena*) na podstawie składu fauny (Musiał, 1987; Ney, 1969; Odrzywolska-Bieńkowska, 1966). Fauna pozwala przypuszczać że stropowe partie badenu górnego mogą odpowiadać warstwom przejściowym do dolnego sarmatu.

Współczesne rozmieszczenie i miąższości utworów ba-

deny na Roztoczu są efektem wieloetapowych procesów erozji i denudacji oraz aktywności tektonicznej regionu. Istnieją dowody, że procesy te i aktywność tektoniczna miały miejsce już podczas sedymentacji w morzu badeńskim. W morfologii Roztocza utwory badenu znaczą swoją obecność formując najwyższe wzniesienia. I tak najwyższe wzniesienie Roztocza—Wielki Dział (395 m n.p.m.), czy też niewiele niższa Wapielnia (385 m n.p.m.) są zbudowane z wapieni rafowych i organodetrytycznych badenu.

Między wsią Siedliska, a Hrebennem są znajduwane liczne fragmenty skrzemionkowanych pni drzewnych leżące bezpośrednio na marglach kredowych. Są to drewna drzew iglastych, reprezentowanych najczęściej przez rodzaj *Sequoia*. W innych częściach Roztocza takie same skamieniałe drzewa były znajdowane w piaskach górnego badenu (Areń, 1992).

W okolicy Chełma utwory miocenu są reprezentowane przez morskie piaski kwarcowe, ze zlepami muszlowymi i piaszkowcami w stropie. Tworzą one kulminację wzgórz stołowych na obszarze Pagórów Chełmskich (Janów, Gruszów), ale wypełniają także rowy tektoniczne (Rudka, Czuczycze). Fauna ze stropowych zlepów muszlowych określona przez Kowalewskiego (1924) datuje te piaski na dolny sarmat. Miąższość morskich piasków sarmatu osiąga 30 m. Piaski są przeważnie drobno- i średnioziarniste, w wyższej części często gruboziarniste, ze żwirkami kwarcu, krzemieni i rogowców typu fasolki oligoceńskiej. Miejscami pojawiają się wkładki mułków lub iłów węglistych, a nawet węgla brunatnych (Czuczycze, Rejowiec). Cały ten kompleks piasków tworzył się w przybrzeżnej strefie płytkiego morza, przy współdziałaniu inrensywnej działalności prądów (Harasimiuk, 1975; Harasimiuk i in., 1994; Henkiel, 1983; Morawski, 1959).

W rowie Czuczycze część osadów nosi cechy środowiska brakicznego lub deltowego i mogą one być nieco młodsze niż piaski Rudki, Janowa i Gruszowa. W piaskach Czuczycze znajdowano odłamki skrzemionkowanych pni drzew z rodzaju *Araucaria* (Prószyński, 1952).

Utwory sarmackie Wału Uhruskiego mają miąższość do ok. 20 m i wykształcone są jako piaski przeważnie średnioziarniste, miejscami ze żwirkami fasolki oligoceńskiej, przewarstwiane mułkami z substancją organiczną lub mułowcami i iłowcami węglistymi. Mikrofauna datuje te utwory na sarmat. Odrzywolska-Bieńkowska oznaczyła w iłowcu węglistym: *Ammonia beccari* (Linné), *Elphidium flexuosum* (d'Orbigny), *E. macellum* (Fichtel, Moll), *E. rugosum* (d'Orbigny) (Buraczyński & Wojtanowicz, 1988a, b). Utwory miocenijskie Wału Uhruskiego są często zaburzone glacitektonicznie, bądź tworzą kry lodowcowe wśród osadów plejstocenijskich.

W okolicy Pawłowa na piaskach sarmackich występują czarne iły garncarskie. Podobne utwory ilaste lub mułkowate znane są też z okolic Rejowca, gdzie zwykle wypełniają formy krasowe na powierzchni margli kredowych. Margle te są ścięte powierzchnią zrównania dolnopliocenijskiego (Jahn, 1956; Harasimiuk, 1975; Mojski, 1968).

**Pliocen.** Na obszarach przylegających od północy do Wału Uhruskiego stwierdzono występowanie ciemnych iłów ceramicznych wieku pliocenijskiego, udokumentowanego paleobotanicznie (Henkiel, 1983). Przez analogię można przypuszczać, że podobne iły Pawłowa i Rejowca są też pliocenijskie, zwłaszcza iż tak, jak na Wale Uhruskim są one przeważnie zaburzone glacitektonicznie.

Utwory pliocenijskie udokumentowane paleobotanicznie stwierdzono w rowie Sołokiji, w okolicy Łaszczówki (Buraczyński i in., 1992). Są to piaszczyste mułki wapniste o miąższości ok. 10 m, wypełniające zagłębienie w stropie osadów eocenu, a przykryte rzecznyymi osadami plejstocenu.

Na podstawie analizy sporowo-pyłkowej I. Grabowska przypisuje im wiek górnoplioceniński i koreluje z najniższymi warstwami w profilu Buśno k. Białopola, które były uznawane dotychczas za utwory preglacjalne (Buraczyński i in., 1992; Malicki & Pękala, 1972).

**Czwartorzęd.** Utwory czwartorzędowe są rozmieszczone bardzo nierównomiernie. Poza dolinami większych rzek ukazują się na powierzchni terenu skały podłoża kredowego lub trzeciorzędowego rozdzielające pokrywy osadów czwartorzędowych na izolowane płyty o zmiennej miąższości i różnorodnej genezie. Najbardziej miąższe osady czwartorzędowe występują w dolinach Wieprza środkowego (do 75 m) i Bugu (do 60 m), (Buraczyński & Wojtanowicz, 1988b; Harasimiuk, 1991; Jahn, 1952, 1956; Mojski, 1964). Lokalnie większe miąższości czwartorzędu (do 35 m) stwierdzono w zagłębieniach krasowych, licznie rozwiniętych na wychodniach margli i kredy piszącej mastrychtu (Harasimiuk, 1975, 1980; Harasimiuk i in., 1995a,b, 1991b; Harasimiuk & Sz wajgier, 1996; Maruszczak, 1966; Mojski & Rzechowski, 1969). Największe zwarte i jednorodne genetycznie pokrywy tworzą lessy na Grzędzie Sokalskiej i Horodelskiej oraz na Wierzchowinie Grabowieckiej, gdzie ich maksymalna miąższość przekracza 30 m (Buraczyński i in., 1978; Buraczyński & Wojtanowicz, 1973; Dolecki, 1977, 1995; Dolecki i in., 1991, 1994; Rzechowski & Cieśliński, 1994, 1996). Zupełnie odmienny charakter ma pokrywa osadów czwartorzędowych na Roztoczu. Na wzniesieniach zbudowanych ze skał przedczwartorzędowych występują jedynie cienkie pokrywy zwietrzelinowe i niewielkie płyty reziduiów. Na stokach zaś dominują piaszczysto-mułkowe osady deluwialne i deluwialno-eoliczne o miąższości zwykle do kilku metrów (wyjątkowo do 20 m). Aluwia w dnach dolin są często przemodelowane eolicznie i tworzą duże zespoły wydm.

Wyjątkowo duże miąższości czwartorzędu występują tylko w rowach tektonicznych; np. w rowie górnej Tanwi stwierdzono osady rzeczne interglacjalu mazowieckiego i preglacjalu oraz niegrube serie osadów glacialnych (Buraczyński i in., 1992; Buraczyński & Superson, 1994; Kurkowski, 1994; Popielski, 1994; Superson, 1983).

**Preglacjal.** Osady preglacjalne występują powszechnie w dolinie Wieprza środkowego i jego dopływów: Wolicy, Wojstawki i Żółkiewki, gdzie osiągają miąższość do 27 m (Harasimiuk i in., 1988; Mojski, 1964, 1968, 1985). Drugi obszar — gdzie stwierdzono preglacjal w kilkudziesięciu profilach — rozciąga się wzdłuż doliny Bugu, od Dołhobyczowa na południu po Chełm na północy.

Ciąg tych profilów tworzy sieć kopalnej doliny rzecznej z dopływami. Oś tej doliny biegnie skośnie w stosunku do współczesnej doliny Bugu i w rejonie Dorohuska przecina Bug kierując się na Polesie (Dolecki, 1977, 1992; Harasimiuk i in., 1991a, b; Jahn, 1952; Jahn & Turnau-Morawska, 1952; Prószyński, 1952; Racinowski & Rzechowski, 1960; Rzechowski, 1987). Miąższość serii preglacjalnej wynosi tu zwykle kilka metrów, rzadko przekracza 10 m. Osady preglacjalne występują poza tym w rowach tektonicznych górnej Tanwi (Narol) i Chełma (CPN). Wymienione osady tworzyły się w środowisku rzeczonym. W rejonie nadbużańskim była to rzeka płynąca w warunkach klimatu półsuchego lub nawet suchego. Według Mojskiego (1964, 1985) seria osadów preglacjalnych dzieli się na dwie jednostki litostratygraficzne: warstwy kozienickie (starsze) i warstwy krasnostawskie (młodsze). W myśl tego podziału preglacjal doliny Wieprza należy do warstw krasnostawskich, natomiast niektóre profile nadbużańskie (Zadębce, Holubie) reprezentują warstwy kozienickie. Oprócz osadów rzecznych do preglacjalu

zaliczone zostały rezidualne osady gruzowo-ilaste. Ten typ osadów jest dość częsty na Wyżynie Lubelskiej.

Najlepiej zbadany został w profilach Buśno k. Białopola (najniższa część profilu) oraz spągowe warstwy z profilu Teremiec (Harasimiuk i in., 1991a; Malicki & Pękala, 1972; Rzechowski, 1987).

Diagram pyłkowy z Buśna jest korelowany przez Grabowską z profilem górnopliocenijskim Łaszczówki na Roztoczu (Buraczyński i in., 1992). Taka interpretacja wspiera pogląd wyrażany wcześniej w oparciu o inne przesłanki iż dolna część utworów preglacjalnych powstała u schyłku pliocenu, a tylko wyżej leżące serie rzeczne utworzyły się w dolnym plejstocenie (Jahn, 1956; Jahn & Turnau-Morawska, 1952; Rzechowski, 1987).

**Osady środowiska glacialnego.** W rozmieszczeniu osadów środowiska glacialnego można wyróżnić trzy strefy: północną (Wał Uhruski, północna część Pagórów Chełmskich i Kotliny Dubienki), środkową (pozostała część Wyżyny Lubelskiej i Pobuże) i południową (Roztocze). Gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz osady wodnolodowcowe zajmują największe powierzchnie i mają największe miąższości w strefie północnej. Łączna miąższość tych osadów może wynosić kilkanaście metrów, ale zazwyczaj nie przekracza kilku metrów. Sekwencja osadów glacialnych w tej strefie składa się z glin morenowych i osadów fluwioglacjalnych trzech zlodowaceń: odry, wilgi i sanu. Na powierzchni terenu występują najczęściej osady zlodowacenia odry. Bardzo rzadko wychodzą na powierzchnię osady zlodowacenia wilgi, a zupełnie wyjątkowo zlodowacenia sanu. Zlodowacenie odry pozostawiło bogaty zespół osadów: gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe, kemy, ozy i osady moren czołowych. Osady tego zlodowacenia sięgają na południe po linię Rejowiec–Rybie–Strupin–Haliczany i dalej wzdłuż doliny Udału. Dalej na południe, po dolinę Wełnianki pojawiają się tylko drobne płyty osadów fluwioglacjalnych zlodowacenia odry.

Taki zasięg zlodowacenia odry przedstawił Jahn (1956). Zbieżność obecnego poglądu z poglądem Jahna nie jest przypadkowa. Oba te poglądy powstały w oparciu o dokładne badania terenowe, uzupełnione badaniami analitycznymi i oznaczeniami wieku bezwzględne (Harasimiuk i in., 1991b, 1995a, b). W Kotlinie Dubienki i na obszarze Pagórów Chełmskich sekwencja osadów zlodowacenia odry przykrywa dość często bezpośrednio osady zlodowacenia wilgi (Aleksandrówka, Haliczany). W takich sytuacjach w stropie gliny zwałowej wilgi jest wykształcony kopalny poziom wietrzeniowo-glebowy. Niekiedy między obiema glinami pojawia się cienka warstwa mułków jeziornych z zimnolubną malakofauną.

W strefie północnej osady zlodowacenia sanu mają zwykle zredukowaną miąższość, nawet do poziomu bruków rezidualnych. Osady glacialne Wału Uhruskiego biorą udział w zaburzeniach glacictonicznych wspólnie z utworami trzeciorzędowymi (Buraczyński & Wojtanowicz, 1988a, b).

W strefie środkowej — po Roztocze — wychodnie osadów glacialnych są nieliczne i z reguły mają niewielkie rozmiary. Większe miąższości są zachowane w zagłębieniach podłoża kredowego (do kilku metrów). Na wyniosłościach podłoża osady te są przeważnie zredukowane aż do rezidualnych bruków morenowych. Do wyjątków należy garb kredowy Wołkowian, na którym pokrywa gliny morenowej sanu osiąga miąższość 14 m. W tej strefie występuje zwykle jedna glina zwałowa z towarzyszącymi jej piaskami fluwioglacjalnymi. Wyjątkowo są spotykane profile z dwoma poziomami glin zwałowych (południowa część Kotliny Dubienki, Grzęda Horodelska).

Gliny te są łączone ze zlodowaczeniami wilgi i sanu. Intensywne zwietrzenie glin zwałowych w często w całej ich masie uniemożliwia bezpośrednie oznaczenie ich wieku. Pozycję stratygraficzną tych glin zwałowych określa się pośrednio, poprzez ich położenie w stosunku do innych osadów np. jeziornych, mających dokumentację wiekową. W profilach podlessowych występują najczęściej cienkie, pojedyncze warstwy glin zwałowych. Stropowe części glin są zwykle objęte procesami wietrzeniowymi (Zwiartów, Tyszowce, Zadębcze). Roztocze jest praktycznie pozbawione osadów glacialnych. Występują tu tylko drobne rezidualne płyty glin zwałowych, całkowicie zwietrzałych oraz bruki morenowe lub pojedyncze narzutniki (Buła i in., 1994; Buraczyński, 1974; Buraczyński i in., 1992; Buraczyński & Superson, 1992, 1994; Harasimiuk i in., 1991b, 1995b; Rzechowski & Cieśliński, 1993, 1994, 1996).

**Osady rzeczne.** Miąższości i stratygrafia osadów rzecznych są odmienne w dolinach Bugu i Wieprza. Przede wszystkim stwierdzono różnice w ilości i wieku plejstocenijskich poziomów tarasowych. W dolinie środkowego Wieprza i w dolnych biegach jego dopływów występują dwa poziomy tarasów nadzalewowych. Główny taras (15–20 m), w górnej części jest zbudowany z piasków z przewarstwieniami mułków lessopodobnych, a miejscami nadbudowują go drobne płyty lessów. Niższy poziom (10–12 m) występuje tylko w niewielkich fragmentach i zbudowany jest głównie z piasków z domieszką pyłów i żwirków kredowych. Oba te tarasy powstały w młodszym vistulianie.

Powyżej nich zachowały się fragmenty najwyższego tarasu (ok. 25 m) datowanego na zlodowacenie odry. Budują go osady piaszczysto-żwirowe (Harasimiuk, 1991; Harasimiuk i in., 1988).

W dolinie Bugu oraz w dolnym biegu Udalu, Wełnianki i Huczwy istnieją dwa poziomy plejstocenijskich tarasów nadzalewowych. Główny taras (wyższy) o wysokości 8–10 m ma złożoną budowę. Dolną część tworzą mułki z detrytusem roślinnym datowane na schyłek zlodowacenia warty. Wyższą część tarasu budują mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste; ta część utworzyła się w starszym i środkowym vistulianie. Środkowa część tarasu zawiera warstwę piasków datowaną na interglacjał eemski. Taras niższy (3–5 m) jest oddzielony często od wyższego wyraźną krawędzią. Zbudowany jest przede wszystkim z piasków datowanych na młodszy vistulian. Tak więc w dolinie Bugu formowanie głównego tarasu nadzalewowego rozpoczęło się wcześniej niż w dolinie Wieprza. W dolnym biegu Huczwy, przy ujściu do Bugu budowa tarasu nadzalewowego jest nieco inna. Na piaski tarasowe wkracza tu pokrywa lessowa o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, osadzona w górnym i środkowym vistulianie. Sytuację taką dokumentują profile w Obrowcu i Teptiukowie (ryc. 2). Powyżej ujścia Huczwy, w dolinie Bugu występuje tylko jeden rozległy taras nadzalewowy, złożony z piasków pylastych i mułków, ale bez pokrywy lessowej. Całkowita miąższość osadów tarasu nie przekracza pod Kryłowem 30 m, a w ich najniższej części stwierdzone zostały piaski ze żwirami interglacjał eemskiego (Harasimiuk i in., 1991b; Rzechowski, 1961; Rzechowski & Cieśliński, 1996).

Na Roztoczu — w dolinach górnego Wieprza, górnej Sołokiji i Tanwi oraz Raty uformował się jeden poziom tarasu nadzalewowego o wysokości do 3–4 m, w okresie młodszego vistulianu (Buraczyński, 1974; Buraczyński i in., 1992; Rzechowski & Cieśliński, 1993, 1994).

We wszystkich większych dolinach dorzecza Bugu i Wieprza powszechnie występują serie osadów rzecznych interglacjał mazowieckiego (ważniejsze profile: Michalów,

Raj, Nielisz, Izbica, Orłów, Dubienka Andrzejów, Turka, Hniszów, Sawin). Na Roztoczu osady tego wieku udokumentowano jedynie w dolinie Tanwi (Narol), w kopalnej dolinie Kadłubisk i w padole Józefowskim. Interglacjałny wiek tych osadów dokumentują ich właściwości genetyczno-facjalne, datowania TL, a w niektórych profilach także szczątki roślinne i malakofauna. W profilu pod Dubienką oznaczono w osadach interglacjał mazowieckiego bogaty zespół fauny mięczaków, a w niej przewodnie gatunki interglacjałne: *Lithoglyphus jahni* Urbański i *Corbicula fluminalis* Müller. Osady rzeczne interglacjał eemskiego zostały udokumentowane w dolinach Wieprza i Bugu na podstawie cech litofacjalnych i fragmentarycznej ewidencji paleobotanicznej oraz datowań metodą TL (Hniszów, Stężyca, Turka, Dubienka, Kryłów, Krasnystaw). Poniżej serii osadów interglacjał mazowieckiego stwierdzono występowanie osadów rzecznych interglacjał ferdynandowskiego (Andrzejów, Dubienka, Turka, Izbica) i podlaskiego (Dubienka). Niektóre z tych profili także zawierają przewodnią malakofaunę interglacjałną (*Lithoglyphus jahni* Urbański i *Corbicula fluminalis* Müller). Pozycja stratygraficzna tych dwu interglacjał została ustalona przy wykorzystaniu datowań TL i przez korelację z profilami stratotypowymi (Mojski, 1985; Rzechowski, 1996).

**Osady jeziorne.** Kotlinę Dubienki, Obniżenie Dorohuczcy i Pobuże charakteryzuje powszechne występowanie różnowiekowych serii osadów jeziornych i jeziorno-rozlewiskowych. Wszystkie te serie są datowane na fazę anaglacjał kolejnych zlodowaceń: nidy, sanu, wilgi, odry, warty i wisły.

Miąższość tych serii jest zmienna i waha się od kilku do kilkunastu metrów. Mają one jedną wspólną cechę. Przy zmiennej zawartości frakcji piaszczystych i różnym udziale węglanów, zawsze zawierają znaczną domieszkę pyłu lessowego. W niektórych seriach ilość pyłu jest na tyle duża, że można te osady określić jako less rozlewiskowy. Warunki klimatyczne panujące podczas sedymentacji dokumentuje charakter spektrum pyłkowego: tundra w górnej części serii, a niżej (w niektórych profilach) lasotundra lub roślinność o charakterze lasu parkowego. Zespół malakofauny zawiera jedynie gatunki zimnolubne (Buła i in., 1994; Buraczyński & Wojtanowicz, 1988b; Harasimiuk i in., 1988, 1991a, 1995b; Harasimiuk & Szwajgier, 1996; Rzechowski & Cieśliński, 1994). Na współczesnej powierzchni terenu największe rozprzestrzenienie mają warciańskie osady jeziorne, dominujące w Obniżeniu Dorohuczcy i w północnej części Kotliny Dubienki. W regionach południowych częściej ukazują się na powierzchni serie jeziorne związane ze starszymi zlodowaczeniami.

Odmienne wykształcenie litofacjalne mają interglacjałne serie jeziorne. Tworzą je gytie, torfy, mułki i ily oraz kreda jeziorna. Tylko nieliczne z rozpoznanych dotychczas profile mają wykonane badania paleobotaniczne bądź malakologiczne. Pełne opracowanie palinologiczne zostało wykonane dla osadów interglacjał mazowieckiego w profilach Ruda i Buśno. Kilka profili ma tylko ekspertyzowe oznaczenia flory, nie pozwalające jeszcze na jednoznaczne określenie pozycji stratygraficznej osadów. Profil w Dyniskach (Pobuże) reprezentuje prawdopodobnie, któryś ze starszych interglacjał, ponieważ seria osadów jeziornych leży poniżej gliny zwałowej zlodowacenia wilgi (Rzechowski, 1986; Rzechowski & Cieśliński, 1994). Opracowane dawniej profile w Tarzymiach i w Podgłęboku są obecnie zaliczone do interstadiału w obrębie zlodowaceń środkowopolskich (Harasimiuk i in., 1988; Harasimiuk & Szwajgier, 1996; Janczyk-Kopikowa i in., 1980; Mojski & Rzechowski, 1969).

**Lessy.** Lessy są najlepiej poznanym osadem na Wyż. Lubelskiej. Tworzą one największe i najbardziej zwarte pokry-

wy osadów czwartorzędowych w południowych regionach — na Grzędzie Sokalskiej i Horodelskiej, Wierzchowinach Grabowieckiej i Giełczewskiej. Mniejsze, izolowane pokrywy lessowe występują na Roztoczu i w Kotlinie Zamojsko-Hrubieszowskiej. Stratygrafia lessów, ich zróżnicowanie facjalne i warunki sedymentacji są obecnie dobrze poznane. Litostratygraficzne rozpoziomowanie lessów dobrze skorelowane z podziałem chronostratygraficznym plejstocenu w znacznym stopniu ułatwiło kartograficzne zestawienie rozmieszczenia i wzajemnego następstwa poziomów lessowych (Buraczyński i in., 1978, 1986, 1987; Dolecki, 1992, 1995; Dolecki & Skompski, 1986; Maruszczak, 1991; Wojtanowicz & Buraczyński, 1975–1976). Na powierzchni terenu występują niemal wyłącznie lessy młodsze (złodowacenie wistły). Tylko w nielicznych miejscach — przeważnie na stromych zboczach — ukazują się na powierzchni lessy starsze (złodowacenia warty i odry). Miąższość pokrywy lessowej jest zmienna, największa we wschodniej części Grzędy Sokalskiej i Horodelskiej, gdzie przekracza nawet 35 m. Ku zachodowi grubość pokrywy lessowej zmniejsza się do poniżej 10 m, a na granicy Roztocza i Grzędy Sokalskiej nawet do 2–3 m (Buraczyński & Superson, 1994; Buraczyński & Wojtanowicz, 1973; Dolecki, 1977; Dolecki i in., 1991, 1994; Jahn, 1952; Mojski, 1965; Rzechowski & Cieśliński, 1994, 1996). Miąższość poszczególnych poziomów lessu jest także bardzo nierówna. W Tyszowcach lessy młodsze mają grubość 15 m, a w niedalekim Wozucznie tylko 5 m. Lessy starsze i najstarsze są na ogół cieńsze niż lessy młodsze, a ich miąższość nie przekracza zwykle 2–3 m. Do wyjątkowych należy profil w Brodzicy gdzie lessy najstarsze osiągają miąższość 18 m (Rzechowski & Cieśliński, 1996). W pokrywach lessowych Grzędy Horodelskiej i Sokalskiej powszechnie występują gleby kopalne, które pełnią rolę markerów stratygraficznych. Najliczniejsze są profile z glebą kopalną interglacjału eemskiego. Mniej liczne są stanowiska z glebami kopalnymi starszych interglacjałów: mazowieckiego, ferdynandowskiego. Oprócz gleb interglacialnych bardzo często występują gleby interstadialne, które umożliwiają litostratygraficzny podział profilów lessu na mniejsze jednostki. Zaobserwowano regionalną zmienność w występowaniu gleb kopalnych, ich ilości i rangi stratygraficznej. Na Roztoczu i na Wierzchowinie Grabowieckiej stwierdzono występowanie tylko jednego poziomu gleby kopalnej. Przy zachodnim skraju Wierzchowiny Grabowieckiej i na Wierzchowinie Giełczewskiej nie znaleziono dotychczas żadnego profilu z glebą kopalną rangi interglacialnej bądź interstadialnej. Liczne wiercenia badawcze wykonywane w związku z pracami kartograficznymi w ostatnich latach pozwoliły poznać pełną sekwencję kompleksu lessowego w obszarach wzniesień międzydolinnych (Stefankowice, Moniatycze, Czarowiec, Rogalin, Nieledeu, Brodzica, Gródek, Teptiuków, Zwiartów, Muratyń, Tyszowce, Ratyczów i Podlodów). Na podstawie tych profilów było możliwe dokładne rozpoziomowanie lessów najstarszych. Profile te ujawniły także występowanie pod pokrywą lessowa mezoplejstocenijskich osadów rzecznych, jeziornych i glacialnych. Stwierdzono że na Grzędzie Horodelskiej znajdują się dwa poziomy glin zwałowych (złodowacenia wilgi i sanu), natomiast na Grzędzie Sokalskiej zarejestrowano tylko jeden poziom glin (złodowacenie wilgi).

#### Uwagi końcowe

W rezultacie opracowania *Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000* na obszarze wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i Roztocza można określić przewodnie cechy budowy geologicznej poszczególnych regionów.

Roztocze: rozległe wschodnie skał kredowych (mastrycht, kampan) i trzeciorzędowych (baden).

Na wzniesieniach brak osadów czwartorzędowych; stoki pokryte osadami deluwialnymi, a w dnach dolin piaski rzeczne często zwydmione na powierzchni. Ekstremalnie duże miąższości czwartorzędu w rowie tektonicznym górnej Tanwi.

Pobuże: rozległe zatorfione doliny i wzniesienia zbudowane ze skał mastrychtu. Lokalnie większe wschodnie osadów glacialnych.

Grzęda Sokalska: jednolita pokrywa lessowa o dużej miąższości (do 35 m). Tylko w zboczach dolin lokalne wschodnie kredy.

Kotlina Zamojsko-Hrubieszowska: nieciągła pokrywa osadów czwartorzędowych o zmiennej i na ogół niewielkiej miąższości. Na wzniesieniach rozległe wschodnie skał kredowych (mastrycht). Pokrywy lessu w skrajnie zachodniej i wschodniej części kotliny, w pozostałej części pospolite są pokrywy utworów lessopodobnych (lessy piaszczyste i gliniaste).

Grzęda Horodelska: zwarta i jednolita pokrywa lessowa o dużej miąższości.

Wierzchowina Grabowiecka: zwarta pokrywa lessowa o miąższości wyraźnie malejącej ku dolinie Wieprza, gdzie ukazują się też wschodnie skał mastrychtu.

Wierzchowina Giełczewska: rozległe pokrywy lessów młodszych górnych i utworów lessopodobnych obok wschodni kredy (mastrycht).

Pagóry Chełmskie: rozległe wschodnie kredy (mastrycht). Na wzniesieniach (wzgórza stołowe) częste pokrywy utworów trzeciorzędowych (miocen, oligocen, wyjątkowo paleocen). Lokalnie w obniżeniach pokrywy utworów glacialnych złodowacenia odry.

Kotlina Dubienki: w północnej części dominacja osadów jeziorno-rozlewiskowych (warta) obok wschodni skał kredowych. W środkowej części rozległe wschodnie skrawiały skał kredowych z reziduumi utworów glacialnych na powierzchni. Część południowa duże wschodnie utworów glacialnych i jeziornych (złodowacenie sanu) obok wschodni kredy i preglacjału. Na całej długości kotliny szerokie powierzchnie pokryw aluwialnych oraz izolowane wzniesienia z czapami glin zwałowych.

Obniżenie Dorohuczy: rozległa równina jeziorno-rozlewiskowych osadów warty z izolowanymi wzniesieniami zbudowanymi z kredy oraz z osadów glacialnych złodowacenia odry.

Wał Uhruski: pokrywa utworów glacialnych złodowacenia odry z niewielkimi wschodnimi miocenu i kredy. Miocen i utwory glacialne zaburzone glacitektonicznie

#### L i t e r a t u r a

- AREŃ B. 1962 — Pr. Inst. Geol., 30: 1–77.  
 AREŃ B. 1992 — Prz. Geol., 40: 743.  
 BUŁA S., DRZYMAŁA J. & MAŁEK M. 1994 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Nielisz, CAG, 667/94.  
 BURACZYŃSKI J. 1974 — Ann. UMCS, B, 29: 47–76.  
 BURACZYŃSKI J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. & SUPERSON J. 1992 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Tomaszów Lubelski, CAG, 1918/92.  
 BURACZYŃSKI J., BUTRYM J., RZECHOWSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1987 — Ann. UMCS, B, 39: 105–115.  
 BURACZYŃSKI J., RZECHOWSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1978 — Biul. Inst. Geol., 300: 235–302.  
 BURACZYŃSKI J., RZECHOWSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1986 — Ann. UMCS, B, 41: 149–164.

- BURACZYŃSKI J. & SUPERSON J. 1992 — *Geol. Quart.*, 36: 361–374.
- BURACZYŃSKI J. & SUPERSON J. 1994 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Komarów. CAG, 1235/84.
- BURACZYŃSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1973 — *Ann. UMCS*, B, 28: 1–37.
- BURACZYŃSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1988a — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Swin. Wyd. Geol.: 1–92.
- BURACZYŃSKI J. & WOJTANOWICZ J. 1988b — *Ibidem*, ark. Świerze, Okopy Nowe. Wyd. Geol.: 1–8.
- CIEŚLIŃSKI S., KUBICA B. & RZECHOWSKI J. 1996 — *Mapa Geol. Polski 1 : 200 000*, ark. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów, B — *Mapa bez utworów czwartorzędowych*.
- CIEŚLIŃSKI S. & RZECHOWSKI J. 1993 — [W:] *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski (red.), UMCS Lublin: 38–46.
- CIEŚLIŃSKI S. & RZECHOWSKI J. 1997 — *Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000*, ark. Chełm, Horodło, B — *Mapa bez utworów czwartorzędowych*
- DOLECKI L. 1977 — *Kwart. Geol.*, 21: 803–818.
- DOLECKI L. 1992 — *Ann. UMCS*, B, 47: 67–100.
- DOLECKI L. 1995 — *Rozprawy habilitacyjne UMCS*, 51, Lublin: 1–169.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z. & NOWAK J. 1991 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Horodło. CAG, 1/92.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z. & NOWAK J. 1994 — *Ibidem*, ark. Teratyn. CAG, 1476/94.
- DOLECKI L. & SKOMPSKI S. 1986 — *Kwart. Geol.*, 30: 309–340.
- GAŹDZICKA E. 1994 — *Geol. Quart.*, 38: 727–738.
- HARASIMIUK M. 1975 — *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 115: 1–108.
- HARASIMIUK M. 1980 — *Rozprawy habilitacyjne UMCS*, Lublin: 1–136.
- HARASIMIUK M. 1984 — *Ann. UMCS*, B, 39: 1–13.
- HARASIMIUK M. 1991 — *Ibidem*, 46: 81–109.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A. & KRÓL T. 1988 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Krasnostaw. Wyd. Geol.: 1–71.
- HARASIMIUK M., JEZERSKI W. & RZECHOWSKI J. 1995a — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Chełm. CAG, 1123/95.
- HARASIMIUK M., KRÓL T. & RZECHOWSKI J. 1995b — *Ibidem*, ark. Strachosław. CAG, 1235/95.
- HARASIMIUK M., RZECHOWSKI J. & SKOMPSKI S. 1991a — *Kwart. Geol.*, 35: 57–70.
- HARASIMIUK M., RZECHOWSKI J. & SZWAJGIER W. 1991b — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Dubienka. CAG, 596/96.
- HARASIMIUK M. & SZWAJGIER W. 1996 — *Ibidem*, ark. Siedliszcze. 1452/96.
- HENKIEL A. 1983 — [W:] *Kenozoik LZW*, A. Henkiel (red.), UMCS Lublin: 27–40.
- HENKIEL A. 1984 — *Ann. UMCS*, B, 39: 15–38.
- JAHN A. 1952 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66: 407–470.
- JAHN A. 1956 — *Pr. Geogr. IG PAN*, 7: 1–453.
- JAHN A. & RÜHLE E. 1950 — *Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000*, ark. Zamość, A. Państw. Inst. Geol.
- JAHN A. & TURNAU-MORAWSKA M. 1952 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 269–311.
- JAKUBOWSKI G. & MUSIAŁ T. 1977 — *Pr. Muz. Ziemi*, 26: 63–126.
- JAKUBOWSKI G. & MUSIAŁ T. 1979 — *Ibidem*, 32: 71–100.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., MOJSKI J.E. & RZECHOWSKI J. 1980 — [W:] *Przew. Seminarium Terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*, H. Maruszczak (red.). UMCS Lublin: 35–36.
- JASIONOWSKI M. 1993 — [W:] *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski (red.). UMCS Lublin: 28–37.
- KOWALEWSKI K. 1924 — *Pos. Nauk. PIG*, 8: 12–14.
- KRZOWSKI Z. 1993 — *Pr. Nauk. Politech. Lubelskiej*, 231: 1–171.
- KRZOWSKI Z. 1995 — *Geologia, Polit. Lubelska*, Lublin: 1–127.
- KURKOWSKI S. 1994 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Józefów. CAG, 1471/94.
- MALICKI A. & PEKALA K. 1972 — *Ann. UMCS*, B, 27: 205–224.
- MARUSZCZAK H. 1966 — *Prz. Geogr.*, 38: 339–370.
- MARUSZCZAK H. 1991 — [W:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*, H. Maruszczak (red.), UMCS Lublin: 13–35.
- MOJSKI J.E. 1964 — *Kwart. Geol.*, 8: 326–341.
- MOJSKI J.E. 1965 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 187: 145–216.
- MOJSKI J.E. 1968 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Pawłów. Wyd. Geol.: 1–46.
- MOJSKI J.E. 1985 — [W:] *Geology of Poland*, v.1, *Stratigraphy*, part 3b *Cainozoic-Quaternary*. Wyd. Geol.: 1–244.
- MOJSKI J.E. & RÜHLE E. 1954 — *Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000*, ark. Zamość, B. Państw. Inst. Geol.
- MOJSKI J.E. & RZECHOWSKI J. 1969 — *Biul. Inst. Geol.*, 220: 13–50.
- MOJSKI J.E., RZECHOWSKI J. & WOŹNY E. 1966 — *Prz. Geol.*, 14: 513–517.
- MORAWSKI J. 1959 — *Ann. UMCS*, B, 12: 67–153.
- MUSIAŁ T. 1987 — *Biul. Geol. UW*, 31: 5–149.
- NEY R. 1969 — *Pr. Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, 60: 1–94.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E. 1966 — *Kwart. Geol.*, 10: 432–439.
- POPIELSKI W. 1994 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Horyniec. CAG, 1470/94.
- POŻARYSKI W. 1951 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 75
- POŻARYSKI W. 1974 — [W:] *Budowa geologiczna Polski*, 4, *Tektonika*, cz.1. Wyd. Geol.: 349–363.
- POŻARYSKI W. & RÜHLE E. 1949 — *Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000*, ark. Lublin, B. Państw. Inst. Geol.
- PRÓSZYŃSKI M. 1952 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 313–364.
- RACINOWSKI R. & RZECHOWSKI J. 1960 — *Ann. UMCS*, B, 14: 207–292.
- RÓŻYCKI S.Z. 1946 — *Przegl. Mapa Geol. Polski 1 : 300 000*, ark. Lublin, A. Państw. Inst. Geol.
- RZECHOWSKI J. 1961 — *Ann. UMCS*, B, 16: 37–62.
- RZECHOWSKI J. 1986 — *Quatern. Sc. Rev.*, 5: 365–372.
- RZECHOWSKI J. 1987 — [W:] *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, A. Jahn, S. Dyjor (red.). Ossolineum Wrocław: 179–193.
- RZECHOWSKI J. 1996 — [W:] *The Early Middle Pleistocene in Europe*, Ch. Turner (red.). A.A. Balkema, Rotterdam: 279–293.
- RZECHOWSKI J. 1997 — *Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000*, ark. Chełm, Horodło, A — *Mapa utworów powierzchniowych*.
- RZECHOWSKI J. & CIEŚLIŃSKI S. 1993 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Hrebennie, CAG, 1562/93.
- RZECHOWSKI J. & CIEŚLIŃSKI S. 1994 — *Ibidem*, ark. Lubycza Królewska. CAG, 1164/94.
- RZECHOWSKI J. & CIEŚLIŃSKI S. 1996 — *Ibidem*, ark. Hrubieszów, Kryłów, CAG, 3049/96.
- RZECHOWSKI J. & KUBICA B. 1966 — *Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000*, ark. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów, A — *Mapa utworów powierzchniowych*.
- SUPERSON J. 1983 — *Ann. UMCS*, B, 38: 109–134.
- WOJTANOWICZ J. 1993 — *Ibidem*, 48: 297–309
- WOJTANOWICZ J. & BURACZYŃSKI J. 1975/1976 — *Ann. UMCS*, B, 30/31: 37–54.