
A N N A L E S
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. LIII, 3

SECTIO B

1998

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

Andrzej HENKIEL

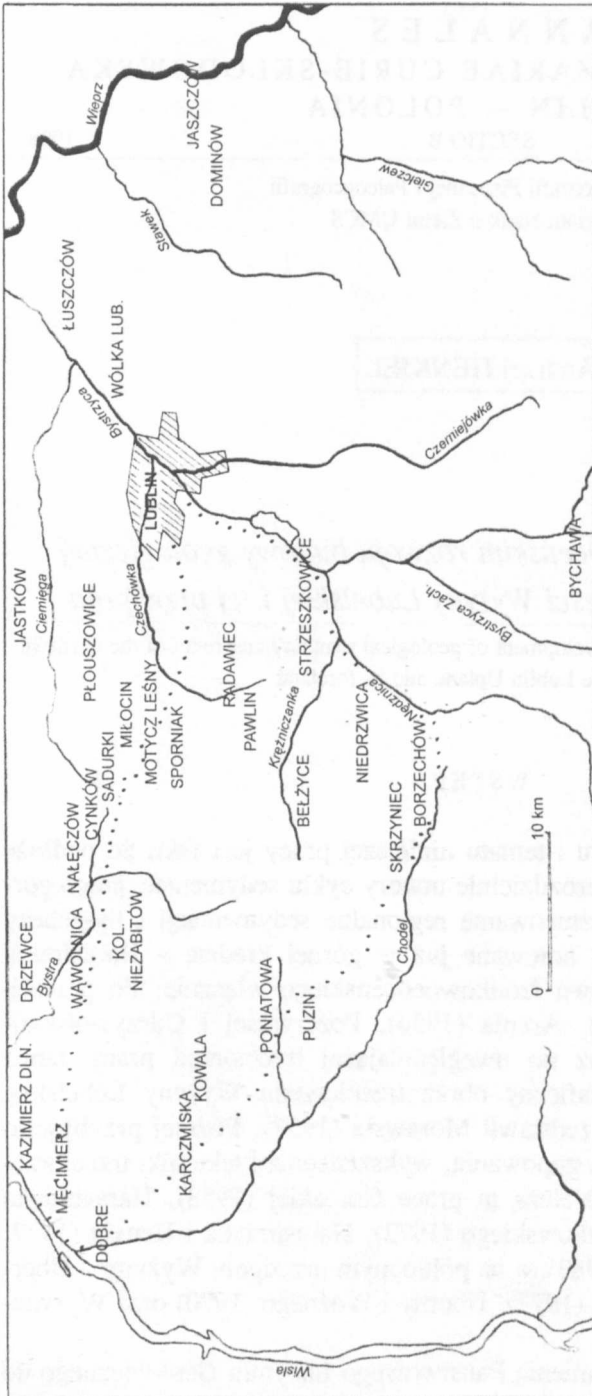
*Rozważania o popaleoceńskim rozwoju budowy geologicznej
i rzeźby północnej części Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola*

Remarks on the post-Palaeocene development of geological structure and relief of the northern
part of the Lublin Upland and its foreland

W S T Ę P

Usprawiedliwieniem tytułu i tematu niniejszej pracy jest fakt, że podłoże Wyżyny Lubelskiej tworzą nierozdzielnie utwory cyklu sedymentacyjnego górnej kredy – paleocenu, a zróżnicowanie regionalne sedymentacji i litogenezy (w szerszej skali; w węższej notowane już w górnej kredzie – Harasimiuk 1983) zaznaczyło się od zalewu środkowoeoceńskiego włącznie. Po pracach Kowalewskiego (1924, 1958), Arenia (1956), Pożaryskiej i Odrzywolskiej-Bieńkowej (1977, 1978) oraz po uwzględniającej trzeciorzęd pracy Jahna (1956), syntetyczny, monograficzny obraz trzeciorzędu Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola przedstawił Morawski (1957). Później przybawało przyczynków, dotyczących występowania, wykształcenia i tektoniki trzeciorzędowych utworów tej strefy. Należą tu prace Góreckiej (1958), Harasimiuka (1975a, b), Harasimiuka i Rutkowskiego (1972), Harasimiuka i Henkla (1977, 1979), Henkla i Oleszczuk (1983), a na północnym przedpolu Wyżyny – Uberny i Odrzywolskiej-Bieńkowej (1977), Uberny i Woźnego (1970) oraz Wyrwickiej i Wyrwickiego (1986).

Badania prowadzone z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 pozwoliły na istotne roz-



Ryc. 1. Lokalizacja ważniejszych stanowisk i wymienianych miejscowości w NW części Wyżyny Lubelskiej
 Location of major sites and localities named in the NW part of the Lublin Upland

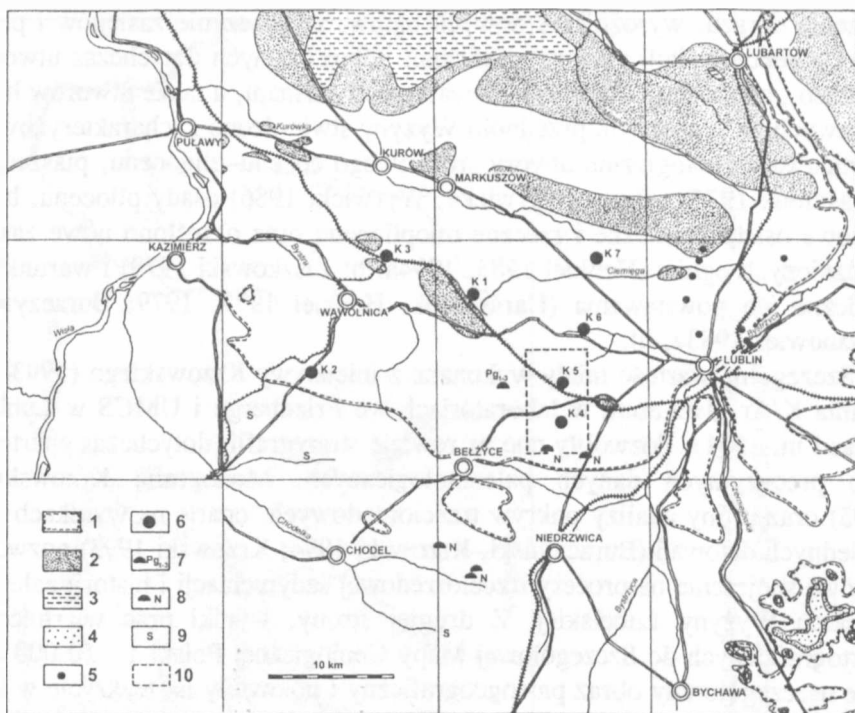
szerzenie obrazu, wyróżnienie nowych ogniw, wyznaczenie zasięgów i próby podjęcia rekonstrukcji paleogeograficznej. Obok znanych dotychczas utworów morskich „oligocenu” i piasków z kwarcytami sarmatu, a także utworów burowęglowych na północnym przedpolu Wyżyny stwierdzono i scharakteryzowano zróżnicowane litologicznie utwory środkowego eocenu–oligocenu, piaszczyste (Harasimiuk 1975) i ilaste (Wyrwicka, Wyrwicki 1986) osady pliocenu, burowęglowe osady limniczne i rzeczne miopliocenu oraz określono nowe zasięgi wyróżnionych ogniw (Henkiel 1983, 1994a, b; Liszkowski 1979) i warunki tektoniczne ich powstawania (Harasimiuk, Henkiel 1977, 1979; Buraczyński, Wojtanowicz 1983a, b).

Szczególłą wartość miały wykonane z inicjatywy Krzowskiego (1993) datowania K/Ar glaukonitu w laboratoriach we Friedbergu i UMCS w Lublinie (Hałas i in. 1991). Pozwoliły one na rewizję stratygrafii, dotychczas opartej na mało precyzyjnych danych paleontologicznych. Monografia Krzowskiego (1993) oraz próby analizy pokryw trzeciorzędowych, oparte na wynikach bezwzględnych datowań (Buraczyński, Krzowski 1994; Krzowski 1993) pozwoliły na nowe spojrzenie na procesy trzeciorzędowej sedymentacji i historii zalewów morskich Wyżyny Lubelskiej. Z drugiej strony, wyniki prac wiertniczych i kartograficznych do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 znacznie uszczegółowiły obraz paleogeograficzny i pozwoliły na wykrycie w trzeciorzędzie Wyżyny Lubelskiej zupełnie nowych ogniw litostratygraficznych.

PALEOGEN

Do głównych ogniw popaleoceńskiego trzeciorzędu Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola należą zróżnicowane litologicznie utwory morskie środkowego i górnego eocenu, piaski morskie dolnego oligocenu, piaski morskie z „kwarcytami” dolnego i środkowego sarmatu oraz limniczne i fluwiolimniczne utwory formacji burowęglowej miopliocenu. Harasimiuk (1975a) poza regolitami wypełniającymi zagłębienia krasowe (1975b) wyróżnia datowane na pliocen piaski jeziorne. Do pliocenu należą także na północnym przedpolu Wyżyny ility i mułki, tworzące zwartą pokrywę w zachodniej części obszaru, przedłużając ku południowi zasięg występowania pstrych iłów (Mojski 1972) oraz izolowane płyty w części wschodniej (Mojski, Trembaczowski 1975; Prószyński 1952; Wyrwicka, Wyrwicki 1986).

Informacji o zróżnicowaniu litologicznym morskich utworów środkowego i górnego eocenu wraz z oligocenem dostarczyły wiercenia (ryc. 3) wykonywane dla arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, w szczególności otwory Płoszowice, Drzewce, Sadurki, a także zgromadzone przy tej okazji (kartowania) materiały archiwalne, pochodzące

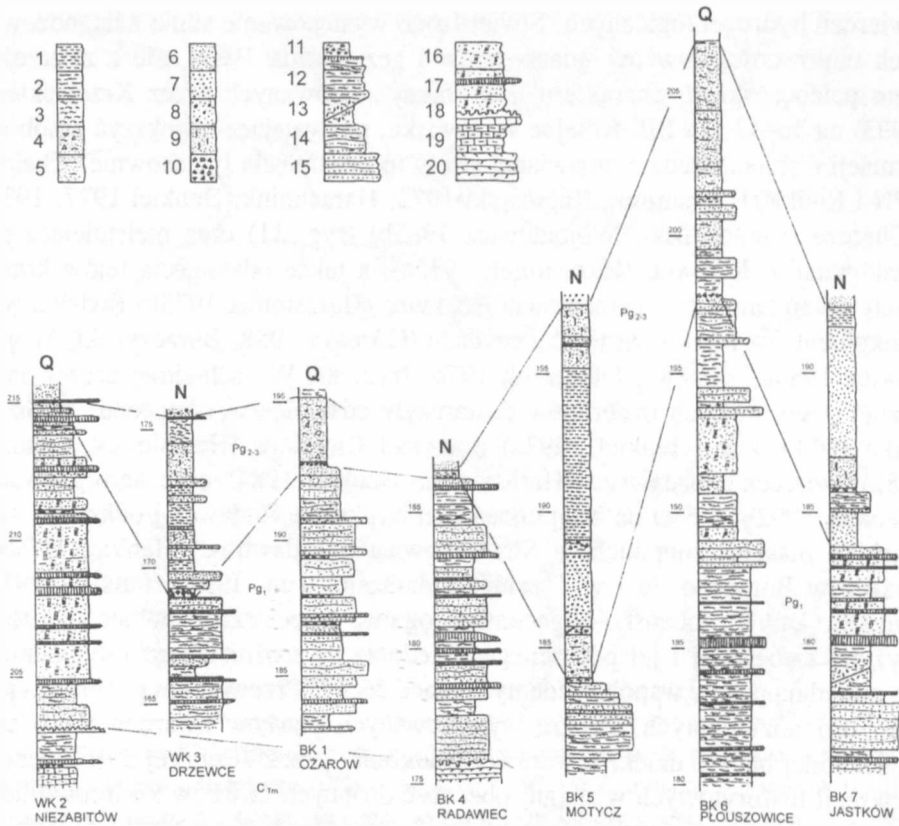


Ryc. 2. Trzeciorzęd NW części Wyżyny Lubelskiej i jej bezpośredniego przedpola na podstawie map Malinowskiego i Mojskiego (1981), Mojskiego (1972) oraz materiałów własnych Henkla; 1 – zasięg paleocenu, 2 – piaski glaukonitowe i pokrewne utwory eocenu-oligocenu, 3 – ilaste (pstre) utwory miopliocenu, 4 – piaski morskie z kwarcytami i chalcedonitami dolnego (częściowo środkowego) sarmatu, 5 – lokalizacja wierceń (Harasimiuk, Henkiel 1982) dokumentujących wykształcenie paleocenu, 6 – inne otwory wiertnicze (wg Henkla) z dokumentacją litostratygraficzną (w tym datowania bezwzględne) eocenu/oligocenu oraz miopliocenu, 7 – dobrze udokumentowane stanowiska szczególnie wykształconych utworów paleocenu, 8 – stanowiska morskich osadów sarmatu według Henkla (częściowo według Marszałka i in.), 9 – problematyczne stanowiska morskich osadów sarmatu, 10 – zasięg szkicu struktury Radawca; uwaga: wschodnia część Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola nie ma dotychczas adekwatnej dokumentacji kartograficznej

The Tertiary of the NW part of the Lublin Upland and its direct foreland basing on the map by Malinowski and Mojski (1981), by Mojski (1972) and on Henkiel's own materials; 1 – Palaeocene range, 2 – glauconite sands and related Eocene-Oligocene deposits, 3 – clayey (variegated) Mio-Pliocene deposits, 4 – sea sands with "quartzites" and chalcedonites of the Lower (partly Middle) Sarmatian, 5 – location of drillings (Harasimiuk, Henkiel 1982) documenting Palaeocene deposits, 6 – other boreholes (after Henkiel) with lithostratigraphic documentation (including absolute dating) of Eocene/Oligocene and Mio-Pliocene, 7 – well-documented sites of especially developed Palaeocene sediments, 8 – sites of marine Sarmatian sediments after Henkiel (partly after Marszałek et al.), 9 – problematic sites of marine Sarmatian sediments, 10 – range of the sketch of Radawiec's structure; NB. The E part of Lublin Upland and its foreland still do not have adequate cartographic documentation

z wierceń hydrogeologicznych. Stwierdzono występowanie silnie zdiagnozowanych mułowców, iłowców, piaskowców i gez (Gazda 1989), ale z zastrzeżeniem paleoceńskiego charakteru mikrofauny, datowanych przez Krzowskiego (1993) na 36–42 Ma BP. Kolejne stanowiska, pozwalające zwiększyć zasób informacji o trzeciorzędzie omawianej strefy to odsłonięcia (piaskownie) Chelmski CPN i Rudka (Harasimiuk, Rutkowski 1972; Harasimiuk, Henkiel 1977, 1979) i Chutcze (Buraczyński, Wojtanowicz 1983b) (ryc. 11) oraz nieistniejąca już piaskownia w Rejowcu (Harasimiuk 1975a), a także odsłonięcia lejów krasowych w kamieniołomie cementowni Rejowiec (Harasimiuk 1975b) i odsłonięcia i dokumentacje piaskowni w Czuczycach (Górecka 1958; Buraczyński, Wojtanowicz 1983a; Henkiel, Oleszczuk 1975) (ryc. 8). W zachodniej części omawianej strefy nowych materiałów dostarczyły odsłonięcia „oligocenu” w Sporniku Palikijskim (Henkiel 1992a) oraz nad Ciemięgą (Harasimiuk, Henkiel 1982), wiercenia badawcze (Harasimiuk, Henkiel 1984) oraz kartograficzne (Henkiel 1992b, 1994) na miopliocenijskiej strukturze Radawca i odkrywki sarmackich piasków morskich w Strzeszkowicach i Pawlinie (Henkiel 1992a), a także w Borzechowie i w Trzcińcu (Marszałek i in. 1991; Henkiel 1992b) (ryc. 2). Dolne, eoceńsko-oligocenijskie ogniwa trzeciorzędu północnej części Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola są zróżnicowane litologicznie, ale posiadają pewne wspólne, identyfikujące cechy. Przewodnym poziomem jest seria drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych piasków kwarcowych o ciemnozielonej barwie dzięki zawartości glaukonitu przekraczającej 30%, poziom kongrecji fosforytowych w spągu, obecność drobnych żwirków kwarcowo-litytowych, tak zwanej „fasolki oligocenijskiej”, wreszcie poziom bardzo gruboziarnistych piasków kwarcowych, o doskonale obtoczonym błyszczącym ziarnie, z niewielką domieszką glaukonitu.

W odkrywkach położonych dość daleko od północnej granicy Wyżyny Lubelskiej, w okolicy Parczewa (Uberna, Odrzywolska-Bieńkowska 1977; Uberna, Woźny 1970; Mojski i in. 1966; Stochlak 1979) występują margle i gezy, w Mielinku nad Bugiem gruba seria jasnozielonkawych piasków średnich obok typowych piasków ciemnozielonych. Poziom fosforytów występuje w spągu serii ciemnozielonej. W Skrobowie koło Lubartowa, najlepszym obecnie odsłonięciu piasków oligocenijskich północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej, można wyróżnić dwie serie: typowe, ciemnozielone piaski glaukonitowe i (wyżej) jasnozielone piaski kwarcowe z glaukonitem tworzące pakiety wielkoskalowego warstwowania ukośnego. Poziom „fasolki” występuje w stropie i dla tej konkretnie odkrywki (Łozińska-Stępień i in. 1985) jest zaliczany do czwartorzędu. W Chutczu wraz z glinami zwałowymi złodowaceń Sanu i Odry (lub dwudzielną gliną złodowacenia Odry) występują, być może w pozycji struktury glaciotektonicznej, ciemnozielone piaski glaukonitowe (Buraczyński, Wojtanowicz 1983b) (ryc. 11).



Ryc. 3. Zestawienie profili wiertniczych typowych stanowisk eocenu-oligocenu omawianej strefy (głównie według Henkla); 1 - ility, 2 - mułki, 3 - gliny, 4 - piaski gliniaste z rumoszem, 5 - piaski mułkowate, 6 - piaski drobne i średnie, 7 - piaski grube, 8 - piaski grube ze żwirkami, 9 - piaski średnioziarniste, glaukonitowe, 10 - rumosze, 11 - czarne splywy gliniaste z rumoszem i otoczkami, 12 - mułowce piaszczyste, mułowce i ilowce, 13 - brekcja tektoniczna z przecięciem płaszczyzny uskoku, 14 - mułowce piaszczyste, węglanowe, częściowo gezy, 15 - piaskowce drobnoziarniste (częściowo gezy i gezy czertowe, opoki i opoki piaszczyste), 16 - gezy piaszczyste, 17 - częściowo zsylikowane wapienie margliste, „siwaki”, 18 - gezy, 19 - margle i wapienie skaliste z poziomem twardego dna *hard ground* w stropie, 20 - opoki

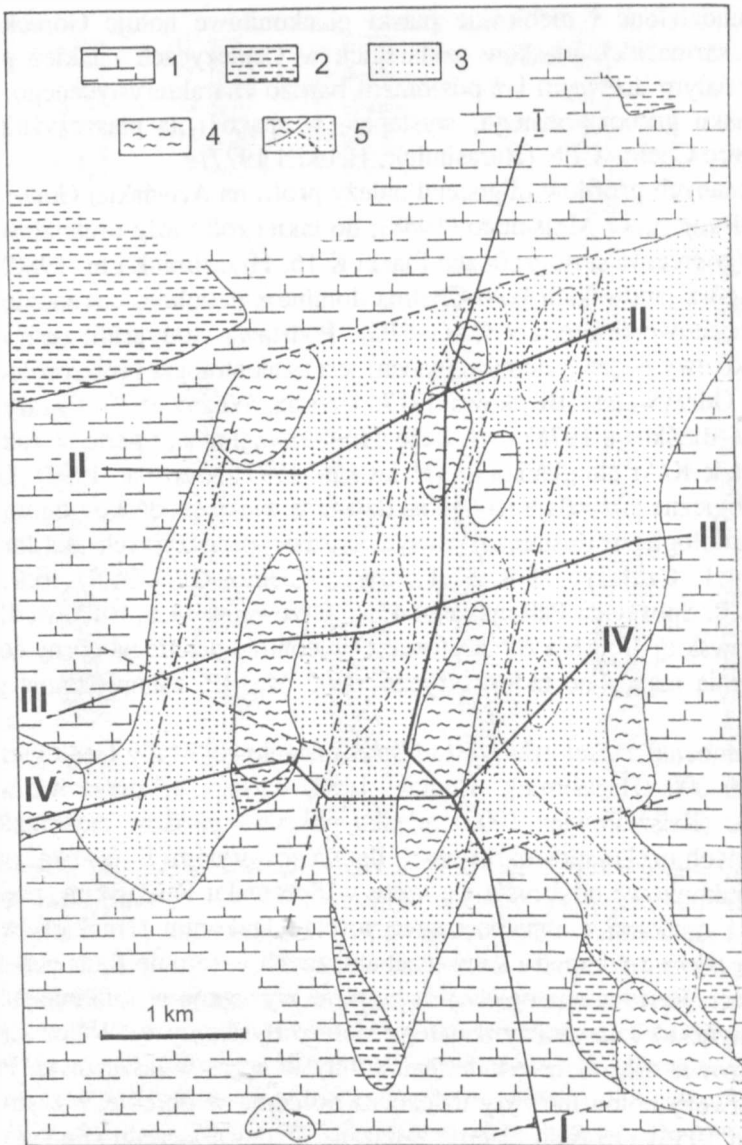
List of borehole profiles of the typical Eocene-Oligocene sites in the zone under discussion (chiefly after Henkel); 1 - clays, 2 - muds, 3 - loams, 4 - loamy sands with debris, 5 - silty sands; 6 - fine- and medium-grained sands, 7 - coarse-grained sands, 8 - coarse sands with small gravels, 9 - medium-grained glauconite sands, 10 - debris, 11 - black loamy flows with debris and pebbles, 12 - sandy mudstones, mudstones and claystones, 13 - tectonic breccia cut by fault surface, 14 - carbonate sandy mudstones, partly gaizes, 15 - fine-grained sandstones (partly gaizes and chert gaizes, opokas and sandy opokas), 16 - sandy gaizes, 17 - partly silified marly limestones ("siwak"); 18 - gaizes; 19 - marls and rocky limestones with the hard ground level in the top; 20 - opokas

Ciemnozielone i niebieskie piaski glaukonitowe notuje Górecka (1958) w spągu sarmackich piasków szklarskich w Czulczycach i także piaski, ze skrzemieniałym drewnem i z poziomem bardzo charakterystycznego, kwarcowego piasku gruboziarnistego, występują w spągu i na płaszczyźnie uskoku w odkrywce Chełm-CPN (Harasimiuk, Henkiel 1977).

Do znanych profilów oligocenu należy profil na Ariańskiej Górze koło Rejowca opisany przez Mojskiego (1968); do takiej roli może pretendować profil Żukowa (wiercenie kartograficzne Piaski K 16, Harasimiuk i in. 1988). W profilach wzgórz janowskich koło Chełma dominują podobne, ciemnozielone piaski glaukonitowe (Materiały CAG-PIG). Podstawą stratygrafii serii oligocenińskiej (środkowy eocen – dolny oligocen) jest paleontologia i mikropaleontologia (Uberna, Odrzywolska-Bieńkowska 1977; Uberna, Woźny 1970; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska 1978) i wreszcie daty bezwzględne, oparte na radiologicznej metodzie K/Ar dla glaukonitu (Hałas i in. 1991; Krzowski 1993). O ile daty paleontologiczne pozwalają na ogólną definicję wieku eoceno-oligocenińskiego, to daty radiologiczne dostarczają danych bardziej precyzyjnych: dla Janowa jest to data 54,1, Czulczyc 36,9, 37,1 i 39,0, Chełma-CPN 36,2, 46,9, Kolonii Rudka 34,0, Spornika Palikijskiego 41,4, Drzewców 44,6, Żukowa 42,9 i Góry Piotrkowskiej 48,0 Ma BP. Datowane paleontologicznie na górny eocen osady Siemienia mają datę radiometryczną 39,5 Ma BP, zatem istotnie górnocenińską.

W północnej części arkusza Lublin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 (Harasimiuk, Henkiel 1982) występuje, znana już wcześniej z odłoneń (Krisztafowicz 1902), cienka pokrywa piasków ciemnozielonych, podścielonych czekoladowobrązowym łem z fosforytami i „fasolką” w spągu. Piaski glaukonitowe odsłaniają się także w Sporniku Palikijskim, podścielone piaskami i mułkami z mniejszą zawartością glaukonitu (Henkiel, w druku) i znane są także z wierceń i sond mechanicznych w rejonie Radawca-Spornika-Motycza. Residua analogicznych piasków występują w Lublinie (ul. 1 Maja, ul. Młyńska) i na prawym brzegu doliny Bystrzycy w Wólce Lubelskiej i w Łuszczowie oraz na lewym brzegu doliny Wieprza w Jaszczowie. Podobnego typu utwory notowane były daleko na południe w obrębie Wyżyny Lubelskiej (Jahn 1956) i czasem błędnie zaliczane do czwartorzędu (Butrym, Super-son 1987), ostatnio (Buraczyński, Krzowski 1994) poprawnie datowane na środkowy eocen.

W wierceniach kartograficznych na arkuszach Bełżyce i Wąwolnica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 (Henkiel, 1998) w otworach Drzewce (Wąwolnica K3) oraz Sadurki (Bełżyce K1) i Płuszowice (Bełżyce K6) stwierdzono grubą, bardzo zróżnicowaną serię glaukonitowych utworów ciemnozielonych i ciemnoniebieskich iłów, mułków, piasków oraz miejscami silnie zdiagnozowanych iłowców i mułowców, a także gez i piaskowców kwar-



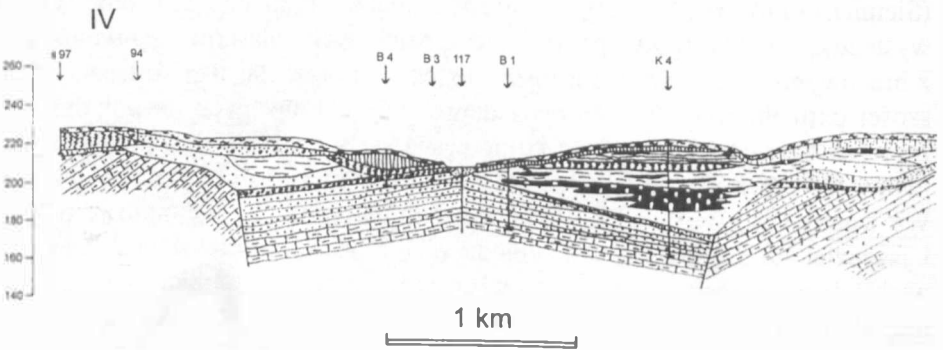
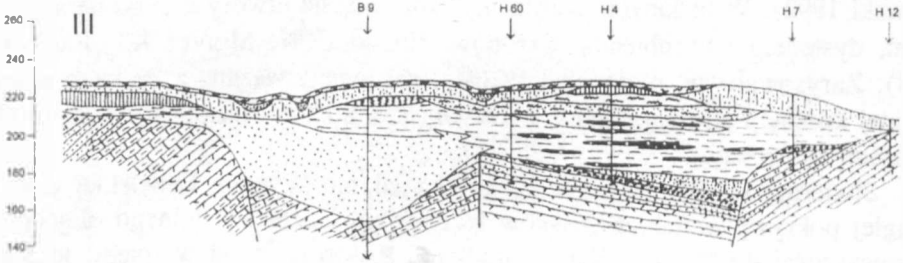
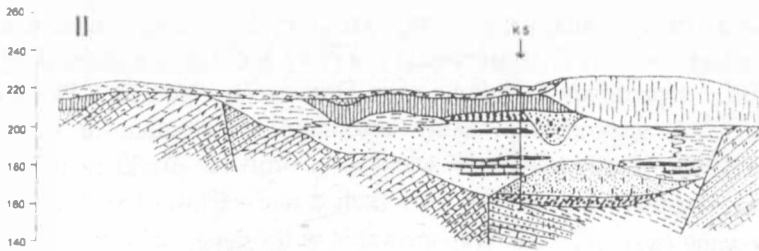
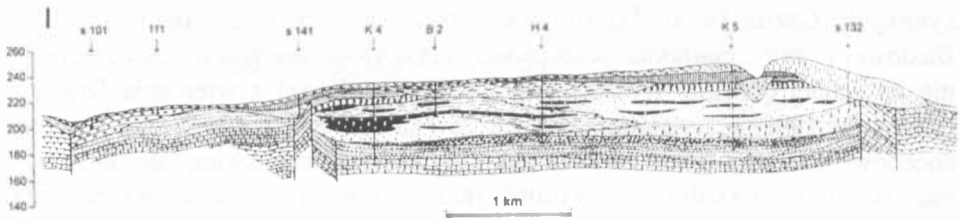
Ryc. 4. Szkic geologiczny struktury Radawca; 1 – podłoże: gezy i piaskowce paleocenu, 2 – piaski glaukonitowe mulkowane eocenu-oligocenu, 3 – piaski i mulki słodkowodne z wkładkami i pokładami węgla brunatnego, 4 – ility humusowe, 5 – granica występowania złoża węgla brunatnego
I-IV – przekroje geologiczne (patrz ryc. 5)

Geological sketch of Radawiec's structure; 1 – substratum: Palaeocene gaizes and sandstones, 2 – silty, glauconite sands of Eocene-Oligocene, 3 – sands and freshwater muds with intercalations and beds of brown coal, 4 – humus clays, 5 – range of brown coal deposit, I-IV – geological cross-sections (see Fig. 5)

cytowych (Gazda 1989). Mikrofauna w tych warstwach ma, zdaniem Gawor-Biedowej (1989), charakter paleoceński, aczkolwiek nie jest możliwe określenie jej ścisłej pozycji. Według daty glaukonitu (K/Ar) z wiercenia Drzewce (Krzowski 1993) akumulacja ma wiek 36 Ma BP, zatem odpowiada górnemu eocenowi. Zdarzają się w tej serii poziomy zażelazone i zwietrzałe (Drzewce, Sadurki) oraz wkładki ze żwirami skał kredowo-paleoceńskiego podłoża. Świadczy to o zmiennych w tej strefie warunkach sedymentacji i diagenety. Nie ma w badanym obszarze żadnych sedymentologicznych ani paleontologicznych dowodów obecności górnego miocenu (badano – zwracali na to uwagę Głazek i Szynkiewicz, 1987). Tego wieku zapewne była erozja, która doprowadziła do ukształtowania dzisiejszej powierzchni intersekcyjnej podłoża, jak też możliwe jest, że uwarunkowała niektóre stanowiska opok i gez odwapnionych. Musiały zachodzić ruchy tektoniczne, w wyniku których w części obszaru następowała degradacja, w innych konserwacja pokrywy eoceńsko-oligoceniowej.

Litologicznie, w profilach Siemienia oraz Drzewców, Sadurek i Płuszo-wic spotyka się, jak wspomniano, skały krzemionkowo-węglanowe – gezy i opoki (Gazda 1992). Przeważające w większości profilów piaski są na ogół drobno- i średnioziarniste: średnie ziarno w skali ϕ ma wartości Mz 0,45–1,5, dobrze wysortowane (współczynnik wysortowania w tej samej skali σ_1 wykazuje wartości 0,6–1,5). Badano także skład mineralogiczny frakcji ciężkiej (Morawski 1992). W badanych profilach wyróżniają się utwory z cyrkonem, ruty-lem, dystenem i hornblendą (Skrobów, Chelms-CPN, Motycz K5, Radawiec K4). Zarysowały się regionalne różnice, zapewne związane z brakiem precyzyjnej korelacji stratygraficznej i różnymi kierunkami transportu (różnymi obszarami alimentacji).

Stwierdzamy obecność na dalekim przedpolu Wyżyny Lubelskiej grubej, ciągłej pokrywy morskich piasków środkowego eocenu – dolnego oligocenu, o miąższości do 57 m, z iłami i mułkami fosforonośnymi w spągu; lokalnie (Siemień) są to margle i gezy. W strefie aktualnej, północnej krawędzi Wyżyny występuje zredukowany pokład ciemnozielonych piasków glaukonitowych z brązowymi i czarnymi iłami fosforytonośnymi oraz „fasolką” o łącznej miąższości paru metrów. W lokalnych depresjach tektonicznych na południowym zapleczu krawędzi występuje zróżnicowana seria mułków, iłów, piasków oraz mułowców, iłowców, piaskowców i gez łącznej miąższości kilkunastu metrów. We wnętrzu Wyżyny, aż po Roztocze, dominują piaski glaukonitowe ciemno- i jasnozielone zachowane w najmłodszych, zrzuconych elementach tektonicznych lub na inwersyjnych wzgórzach ostańcowych („obronione” przed erozją nakładem utworów sarmackich). Osiągają miąższość od kilku decymetrów (Chelms-CPN), kilku metrów (Ariańska Góra) do kilkunastu (wzgórze Żukowa, wzgórze Janowa). Dalej na południu (Padół Zamojski, rów Sołokiji) podobnie



wykształcona seria glaukonitowych piasków drobnoziarnistych i mułkowatych z zawartością glaukonitu do 44% osiąga miąższość do 40 m w uroczysku Piekielko (Buraczyński, Krzowski 1994).

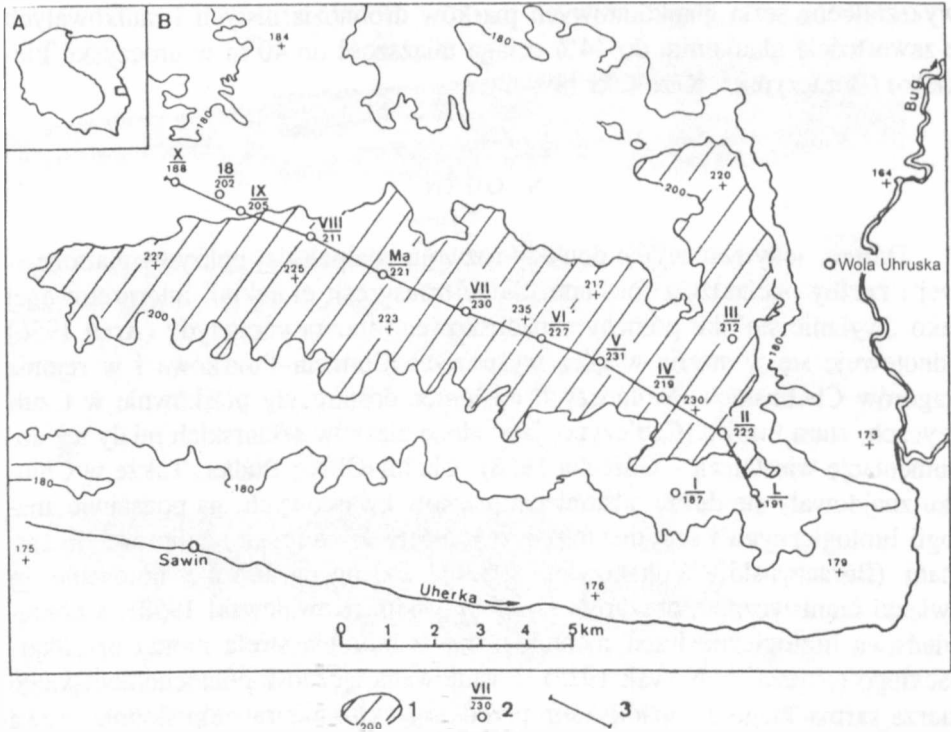
NEOGEN

Dalsze, sedymentacyjne dowody rozwoju poalpejskiej pokrywy platformowej i rzeźby pochodzą z miocenu. Ślady transgresji morskiej, interpretowanej jako „wylanie się” ku północy zapadliskowego morza paratetydy (Areń 1956) odnotowuje się w strefie wzgórz wyspowych Chmiela–Piotrkowa i w rejonie Pagórów Chełmskich. Najlepszych odsłoneń dostarczyły piaskownie w Czulczycach, stara i nowa (Czulczyce, jako złoża piasków szklarskich miały też dokumentację wiertniczą – Górecka 1958), Chełm–CPN i Rudka. Także w Chutczu znajdowały się dobre odsłonięcia piasków kwarcowych, na podstawie analogii litologicznych i sedymentologicznych (utwory morskie) zaliczane do sarmatu (Buraczyński, Wojtanowicz 1983b). Paleogeograficznie notowane są związki faunistyczne z obszarem świętokrzyskim (Kowalewski 1958), a pokrewieństwa litologiczne i sedymentologiczne z litoralną strefą morza przedkarpackiego („kreza” – Nowak 1927). Postulowana łączność północnolubelskiego morza sarmackiego z zapadliskiem przedkarpackim nieprawdopodobnie wąską cieśniną (Areń 1956; Jahn 1956) stoi w sprzeczności do wspomnianego pokrewieństwa paleontologicznego z obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich.

O szerszej drodze transgresji sarmackiej świadczą materiały zebrane w czasie kartowania arkusza Wąwolnica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 (Henkiel, w przygotowaniu). Stwierdzono w residuach glin zwałowych bezpośrednio na kredowo-paleocennym podłożu otoczaki i bloki charakterystycznych, sarmackich „chalcedonitów” i „kwarcytów”, które, co oczywista, nie mogły być przetransportowane z południa ani ze wschodu; o stosunkowo szerokim zasięgu sedymentacji w kierunku równoleżnikowym świadczą strzępy piasków morskich, zachowane lokalnie na wierzchowinie Równiny Bełżyckiej w Strzeszkowicach i Radawcu–Pawlinie (Henkiel 1992b) oraz w obniżeniach

Ryc. 5. Przekroje geologiczne struktury Radawca; 1 – opoki, 2 – margle mastrychtu, 3 – piaskowce (gezy piaszczyste paleocenu z glaukonitem), 4 – gezy paleocenu, 5 – ility nieokreślonego wieku i genezy, 6 – rumosze i żwiry, 7 – piaski glaukonitowe eocenu-oligocenu, 8 – piaski kwarcowe, gruboziarniste, 9 – ility, 10 – węgiel brunatny, 11–19 – czwartorzęd

Geological cross-section of Radawiec's structure; 1 – opokas, 2 – Maestrichtian marls, 3 – sandstones (Palaeocene sandy gaizes with glauconite), 4 – Palaeocene gaizes, 5 – clays of indeterminate age and origin, 6 – debris and gravels, 7 – glauconite sands of Eocene-Oligocene, 8 – coarse-grained, quartz sands, 9 – clays, 10 – brown coal, 11–19 – Quaternary

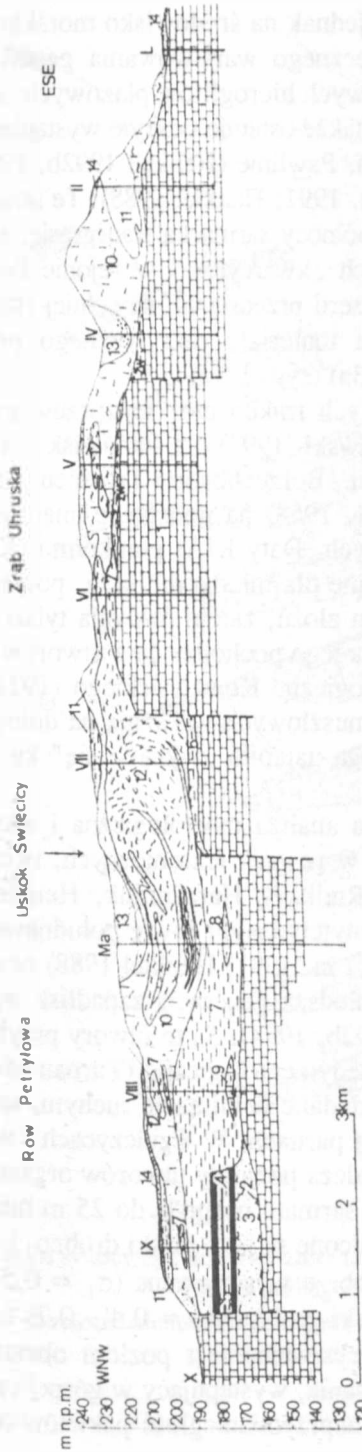


Ryc. 6. Mapa utworów miocenu i miopliocenu na Łuku Uhruskim, według Wyrwickiej i Wyrwickiego (1986); 1 – Łuk Uhruska, 2 – numer otworu wiertniczego i wys. n.p.m., 3 – linia przekroju geologicznego

Map of Miocene and Mio-Pliocene deposits on the Uhrusk Arc, after Wyrwicka and Wyrwicki (1986); 1 - Uhrusk Arc, 2 - no. of borehole and height above sea level, 3 - line of geological cross-section

śródkrawędziowych jej południowej granicy (Marszałek i in. 1991). Zagadką pozostają kilkunastometrowej miąższości piaski z glazami „zielonych kwarcytów”, stwierdzone w okolicy Poniatowej (na NW) w wierceniu Opole IG1 (Materiały CAG PIG).

Sarmacka transgresja na północną część Wyżyny Lubelskiej i jej przedpole pozostawiła po sobie osady morskich piasków, najpełniej scharakteryzowanych przez Harasimiuka i Rutkowskiego (1972). Opisywała je też Górecka (1958), Buraczyński i Wojtanowicz (1983a, b) oraz Harasimiuk i Henkiel (1977, 1979). W stropie tej serii tkwią zsylikowane zlepy muszlowe, które pozwoliły Kowalewskiemu (1924, 1958) na określenie dolno- do środkowosarmackiego wieku. W Czulczycach, w stropie serii występują wkładki węgla brunatnego oraz poziomy glebowe, niestety nieme pod względem palinologicznym. Chara-



Ryc. 7. Przekrój geologiczny Łuku Uhruska według Wyrwickiego i Wyrwickiego (1986); 1 – kreda piaszcząca i zwierzelina, 2 – iły miocenu;

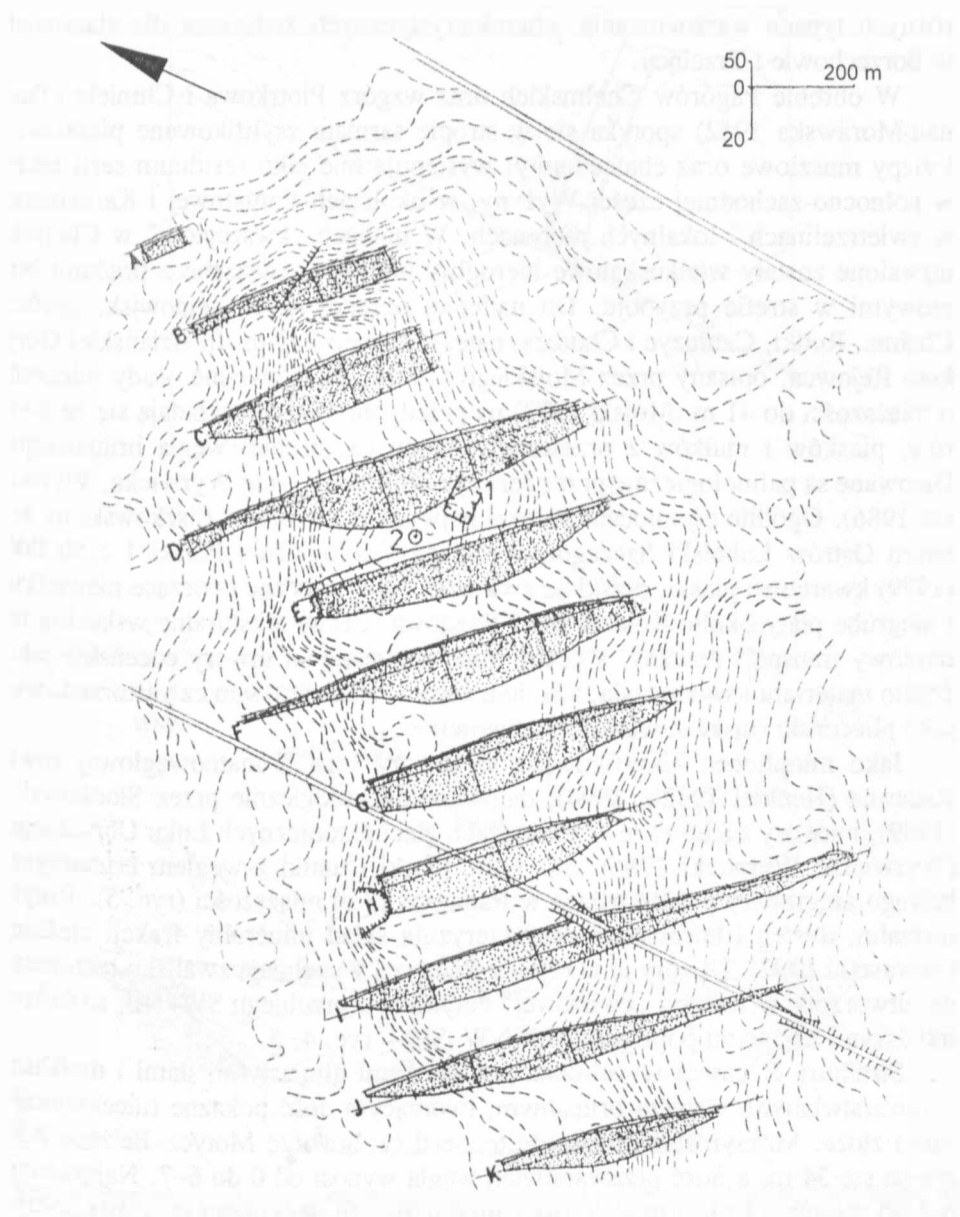
3 – piaski; 4 – gytie, 5 – węgiel brunatny, 6-14 – czwartorzęd

Geological cross-section of the Uhruska Arc after Wyrwicki and Wyrwicki (1986); 1 – chalk and weathered chalk, 2 – Miocene clays, 3 – sands, 4 – gyttjas, 5 – brown coal, 6-14 – Quaternary

kterystyka sedymentologiczna wskazuje jednak na środowisko morskie, litoralne, z występowaniem zaburzeń niestatecznego warstwowania gęstościowego (Harasimiuk, Rutkowski 1972) i sztormowych hieroglifów plażowych. Analogiczne zaburzenia warstwowania wykazują także ostatnio odkryte wystąpienia morskich osadów miocenu w Strzeszkowicach, Pawlinie (Henkiel 1992b, 1994) oraz w Borzechowie i Trzcińcu (Marszałek i in. 1991; Henkiel 1988). Te nowe odsłonięcia pozwalają wybitnie rozszerzyć ku północy sarmacką transgresję, szczególnie w nawiązaniu do znalezisk sarmackich „kwarcytów” w rejonie Poniatowej i Kowali. Charakterystykę litologiczną tej serii przedstawili najpełniej Harasimiuk i Rutkowski (1972), kierunki transportu materiału detrytycznego próbowali określić Buraczyński i Wojtanowicz (1983a) (ryc. 12).

Danych mineralogicznych, dotyczących frakcji ciężkiej (przewaga cyrkonu, rutyli i hornblendy) dostarczył Morawski (1992) dla stanowisk w Czulczycach, Chutczu, Strzeszkowicach, Pawlinie, Borzechowie i Trzcińcu. Stratygrafię określają dane Kowalewskiego (1924, 1958) na podstawie analizy stropowych, zsylikowanych zlepow muszlowych. Daty K/Ar glaukonitu (Krzowski 1993) okazały się częściowo niemiernodajne dla młodszych serii, ponieważ minerał ten często znajduje się na wtórnym złożu, zatem pozwala tylko określić dolną granicę wieku. Analizy wskazują na jego pochodzenie z utworów środkowego i górnego eocenu. Dane paleontologiczne Kowalewskiego (1924, 1958) na podstawie fauny stropowych zlepow muszlowych wskazują na dolny sarmat do środkowego. Nie jest jasne, jaką drogą natąpiło „wylanie się” ku północy morza przedkarpackiego.

Pewnych istotnych danych dostarcza analiza morfologiczna i tektoniczna badanych stanowisk: zachowały się one w rowach tektonicznych, tworząc inwersyjne formy rzeźby (Chełm-CPN, Rudka - Harasimiuk, Henkiel 1977, 1979) (ryc. 9), w śródkrawędziowym, antytetycznym rowie południowego obrzeżenia Równiny Bełżyckiej (Marszałek i in. 1991; Henkiel 1988) oraz w położeniach wierzchowinowych, poza najmłodszą generacją zapadlisk wypełnionych utworami miopliocenu (Henkiel 1992b, 1994). Są to utwory przybrzeżne, płytkowodne - na co wskazuje analiza sedymentologiczna (Turnau-Morawska 1952; Harasimiuk, Rutkowski 1972) - składane w klimacie suchym, sprzyjającym procesom sylikacji w wynurzonych partiach. W Czulczycach i w Borzechowie o okresowych wynurzeniach świadczą poziomy utworów organogenicznych, w tym węgla brunatnego. Utwory sarmatu osiągają do 25 m miąższości w Czulczycach (Górecka 1958) i wykształcone są jako piaski drobno- i średnioziarniste ($M_z = 1,6 - 1,8$ w skali ϕ), dobrze wysortowane ($\sigma_1 = 0,5 - 1,3$). W niższych poziomach pojawiają się piaski grube ($M_z = 0,4 - 0,7$) o stopniu wysortowania σ_1 poniżej 1,0. Charakterystyczny jest poziom obciążeniowy synsedymencyjnych zaburzeń warstwowania, występujący w górnej części serii z Chełma, Rudki i Pawlina, a także naprzemianległość pakietów o bardzo



Ryc. 8. Szkic sytuacyjny i przekroje złoża sarmackich piasek szklarskich w Czulczycach koło Chełma według Henkla i Oleszczuk (1985)

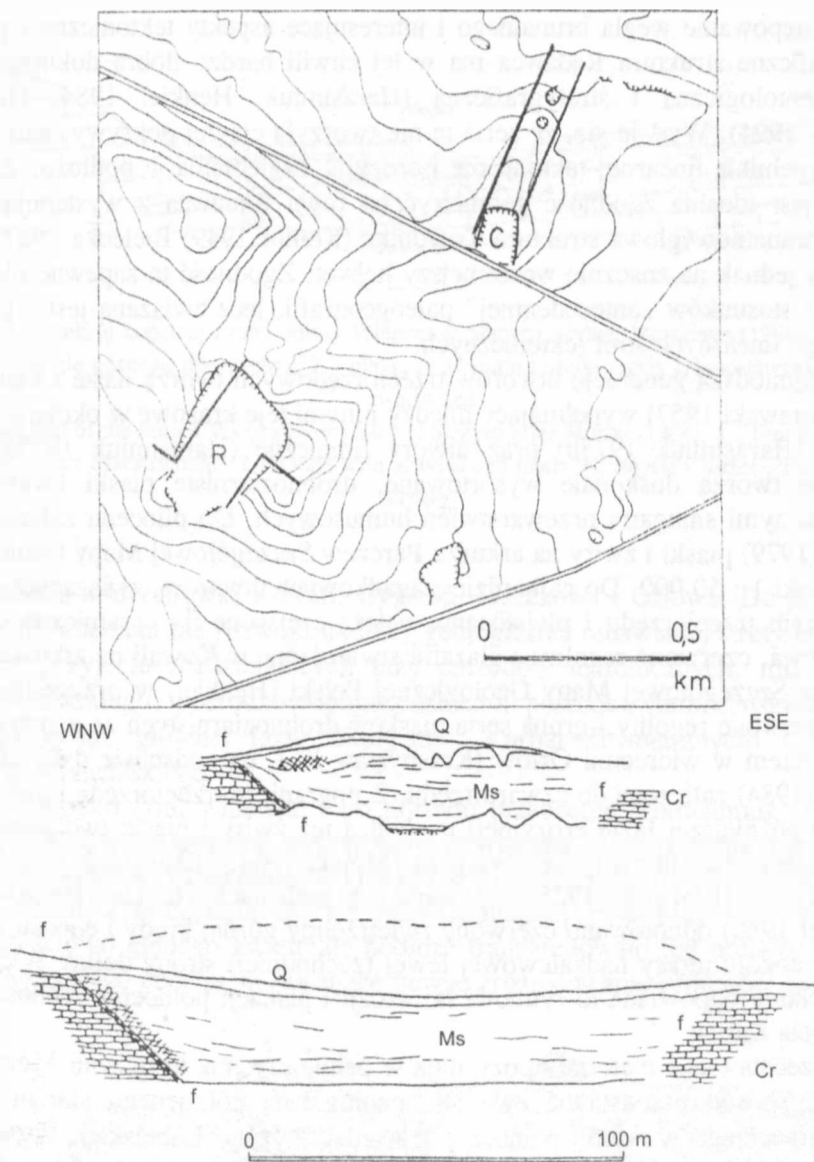
Situation sketch and sections of the deposit of Sarmatian glass-sands in Czulczyce near Chełm after Henkiel and Oleszczuk (1985)

różnych typach warstwowania, charakterystycznych zwłaszcza dla stanowisk w Borzechowie i Trzcincu.

W obrębie Pagórów Chełmskich oraz wzgórz Piotrkowa i Chmiela (Turnau-Morawska 1952) spotyka się w stropie sarmatu zsylikowane piaskowce i zlepy muszlowe oraz chalcedony; występują one jako residuum serii także w północno-zachodniej części Wyżyny, w okolicach Poniatowej i Karczmisk, w zwietrzelinach i lokalnych morenach. W blokach „kwarcytów” w Chełmie utrwalone zostały wielkoskalowe hieroglify prądowe, związane z prądami burzowymi w strefie przyboju. Do najlepiej opracowanych stanowisk, oprócz Chełma, Rudki, Człuczyc i Chutcza, należy 25-metrowy profil Ariańskiej Góry koło Rejowca, opisany przez Mojskiego (1968). Słodkowodne osady miocenu o miąższości do 41 m (Mojski 1972) na przedpolu Wyżyny składają się ze żwirów, piasków i mułków z przewarstwieniami (w stropie) węgla brunatnego. Datowane są palinologicznie przez Janczyk-Kopikową (*vide* Wyrwicka, Wyrwicki 1986). Ogólnie do miocenu, raczej najwyższego, zalicza Liszkowski na arkuszu Ostrów Lubelski Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 (1979) kwarcowe piaski, piaski ze żwirami i żwiry rzeczne tworzące niewielkie i niegrube płyty okolic Kolechowic i Kaznowa. Cechy teksturalne wskazują na burzliwy transport rzeczny, a cechy mineralogiczne na utwory eoceńskie jako źródło materiału i wykluczają, zdaniem autora, wiek zarówno czwartorzędowy, jak i plioceński (niska zawartość granatów).

Jako miopliocen klasyfikowane są utwory serii brunatnowęglowej rowu Radawca (Henkiel 1992b, 1994), datowane palinologicznie przez Słodkowską (1989), i utwory zachowane w strukturach glaciektonicznych Łuku Uhruskiego (Wyrwicka, Wyrwicki 1986). Są to ility, piaski i mułki z węglem brunatnym, którego najgrubszy pokład osiąga w Radawcu 13 m miąższości (ryc. 5). Rutyl, turmalin, dysten i hornblenda charakteryzują skład mineralny frakcji ciężkiej (Morawski 1992). Utwory te w rejonie Radawca wypełniają zwalisko tektoniczne, utworzone w ramach „kwiatowej” antykliny o przebiegu SW-NE, a obcięte młodszymi uskokami poprzecznymi (NW-SE) – ryc. 4, 5.

Struktura Radawca wypełniona jest piaskami gliniastymi, iltami i mułkami przewarstwianymi węglem brunatnym, tworzącym dość pokaźne (nieekonomiczne) złożo. Maksymalna miąższość tej serii (w otworze Motycz-Belżyce K5) równa się 34 m, a ilość przewarstwień węgla wynosi od 0 do 6-7. Najgrubszy pokład mierzy 13 m, pozostałe mają miąższości od decymetra do metra. Seria ta wykazuje pewne osobliwości w składzie mineralogicznym frakcji ciężkiej (ogromna zawartość hornblendy), różnie zresztą przedstawione (Wilgat 1982, Morawski 1992). W najpełniejszym profilu (wiercenie kartograficzne Radawiec-Belżyce K4) na podstawie badań palinologicznych (Słodkowska 1989) stwierdzono kilka faz wilgotnego i kilka suchego klimatu, dobrze odpowiadające charakterystyce okresu przejściowego od miocenu do pliocenu. Ze względu



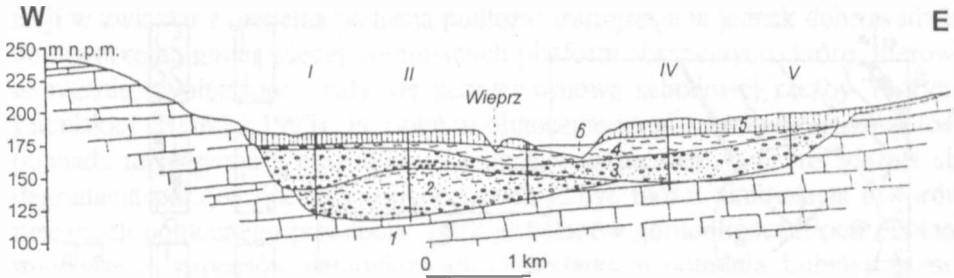
Ryc. 9. Przekroje i sytuacja posarmackich rowów tektonicznych w Chelmie (CPN) i Rudce według Harasimiuka i Henkla (1979); Cr - mastrycht górny, margle i wapień margliste, Ms - sarmat morski, piaski, Q - czwartorzęd, f - uskoki, na przekroju złoża Rudki zaznaczono wysokość wyeksploatowanej części

Cross-sections and situation of post-Sarmatian grabens in Chelme and Rudka after Harasimiuk and Henkiel (1979); Cr - Upper Maestrichtian, marls and marly limestones, Ms - marine Sarmatian, sands, Q - Quaternary, f - faults, on the section of the Rudka deposit the height of the worked-out parts was marked

na występowanie węgla brunatnego i interesujące aspekty tektoniczne i paleogeograficzne struktura Radawca ma w tej chwili bardzo dobrą dokumentację sedymentologiczną i stratygraficzną (Harasimiuk, Henkiel 1984; Henkiel 1992b, 1994). Wydaje się, że seria ta nie tworzyła ciągłej pokrywy, lecz jedynie wypełniała linearne, tektoniczne i erozyjne zagłębienia w podłożu. Zagadkowa jest idealna zgodność geometryczna rowu Radawca z występującą na SSW brunatnowęglową strukturą Trzydnika (Konior 1949; Bielecka 1967), datowaną jednak na znacznie wcześniejszy helwet. Zgodność ta zapewne nie wynika ze stosunków „antecedentnej” paleogeografii, lecz związana jest z predyspozycją linearnych stref tektonicznych.

Najmłodszą generację utworów trzeciorzędowych tworzą ilaste zwietrzliny (Morawski 1957) wypełniające między innymi leje krasowe w okolicach Rejowca (Harasimiuk 1975b) oraz utwory limniczne (Harasimiuk 1975a). Te ostatnie tworzą doskonale wysortowane, drobnoziarniste piaski kwarcowe, z nielicznymi smugami przewarstwień humusowych. Do pliocenu zalicza Stochlak (1979) piaski i żwiry na arkuszu Parczew Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. Do najbardziej zagadkowych utworów, związanych z pograniczem trzeciorzędu i plejstocenu, należą czerwone ility ceramiczne okolic Urzędowa, czerwone regolity z głazami stwierdzone w Kowali na arkuszu Wąwolnica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Henkiel, w przygotowaniu) oraz czerwone regolity i gruba seria piasków drobnoziarnistych ze zwietrzałym glaukonitem w wierceniach Orłów (Krasnystaw K5), na podstawie daty TL Butryma (1984) zaliczona do czwartorzędu. Z pogranicza trzeciorzędu i plejstocenu (po późniejszej fazie erozyjnej) pochodzą też żwiry i piaski tworzące spąg wypełnienia kopalnych rynien Wieprza (Mojski 1964; Harasimiuk i in. 1984) i Bystrzycy (Lewiński 1928). W starszych badaniach Henkla (Harasimiuk, Henkiel 1980) odnotowano czerwone zwietrzliny górnej kredy i eocenu w poziomie cokołu terasy nadzalewowej lewej (zachodniej) strony doliny Wieprza. Niezupełnie odpowiada to rytmowi faz erozji i planacji północno-wschodniego przedpola Karpat.

Przedstawione materiały pozwalają w pełnijszy, niż to uczynił Morawski (1957), sposób przedstawić ewolucję geologiczną północnego skłonu wału metakarpackiego w strefie północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Pozwalają na wyróżnienie kontrastowych etapów tej ewolucji, mianowicie środkowopaleoceńsko-dolnoeocenijskiego etapu denudacji w warunkach tropikalnych, środkowoeocenijsko-dolnooligocenijskiego zalewu morskiego, górnooligocenijsko-środkowomiocenijskiej fazy denudacyjnej, górnomiocenijskiego zalewu morskiego i (ewentualnie) erozji i akumulacji rzecznej w północnej części obszaru, miopliocenijskich procesów wietrzeniowych i sedymentacji limniczno-bagiennej oraz przedczwartorzędowej erozji wgłębnej. Fazy te mogą być rozszerzone, po wyjaśnieniu wieku i genezy piasków drobnoziarnistych z Orłowa i czerwonych

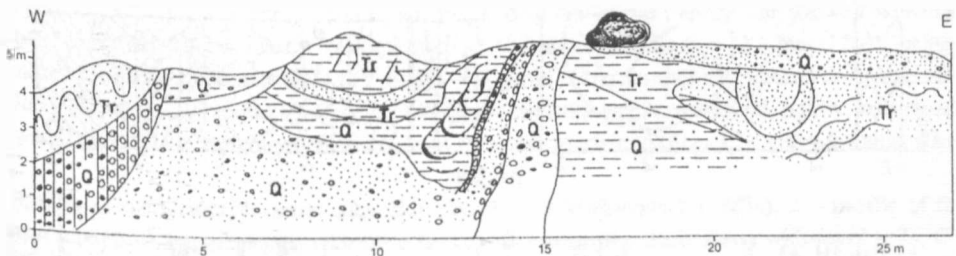


Ryc. 10. Przekrój kopalnej rynny doliny Wieprza w Stężycy według Mojskiego (1964); 1 – wapień i margle górnego mastrychtu, 2 – piaski ze żwirami i mulki (seria krasnostawska), 3–6 – czwartorzęd

Cross-section of the buried Wieprz river valley at Stężycy after Mojski (1964); 1 – limestones and marls of Upper Maestrichtian, 2 – sands with gravels and muds (Krasnostaw series), 3–6 – Quaternary

zwietrzelin z Urzędowa, Kowali, Cyganki, Jaszczowa i Orłowa. Do przedstawionego schematu faz rozwoju budowy geologicznej omawianej strefy konieczne jest przyjęcie rozdzielających fazy epizodów tektonicznych, mianowicie popaleoceńskiego, pośrodkowooligocześnego, pośrodkowomiocześnego (odpowiadającego głównej fazie tektogenezy Karpat Zewnętrznych) i środkowogórnopliocześnego.

Po środkowym, zapewne i po górnym paleocenie (Harasimiuk, Henkiel 1982), nastąpiło regionalne wypiętrzenie i związana z nim regresja morza. Zapanaowały warunki subaeralne, w których na nierównomiernie wypiętrzone podłoże oddziaływały czynniki morfogenezy tropikalnej (Pożaryski 1951). Na ścięte i częściowo głęboko zwietrzałe podłoże transgredowało (od północy ?) morze środkowego eocenu, wykazujące pewne zróżnicowanie procesów sedymentacji.



Ryc. 11. Budowa Łuku Uhruskiego na przykładzie przekroju Góry Chutczowskiej według Burażyńskiego i Wojtanowicza (1983b)

The structure of the Uhrusk Arc as exemplified by the section of Chutczowska hill after Burażyński and Wojtanowicz (1983b)

tacji w związku z niepełną planacją podłoża; transgresja ta jednak doprowadziła do utworzenia mniej więcej korelujących platform abrazyjnych, które, nierównomiernie wypiętrzone, stały się później osnową schodowej rzeźby Wyżyny Lubelskiej (Henkiel 1995). Po dolnym oligocenie teren został wypiętrzony (odpowiada to jednemu z epizodów tektogenezy karpackiej), z czym wiązała się degradacja pokryw eoceńsko-oligocieńskich i, być może, akumulacja utworów rzecznych północnego przedpola. Brak jest śladów górnooligocieńskich i dolnomiocieńskich procesów geologicznych (z wyjątkiem południa Lubelszczyzny, gdzie zaznaczyła się faza paralicznej akumulacji burowęglowej (Konior 1949; Bielecka 1967). Wskazuje ona jednak na dawne założenia strefy tektonicznej, wysokokątnej w stosunku do dominującego kierunku NW-SE transpresji. W dolnym sarmacie, w związku z migrującym ku północy rowem przedkarpacim (paratetydą) od południa postępowały strefy zalewu morskiego z sedymentacją litoralną i nerytyczną, z których do omawianej strefy dotarła litoralna. W schyłkowej fazie tego epizodu panowały warunki klimatu arydalnego, w których powstały zsylikowane zlepy muszlowe i „kwarcyty” stropu akumulacji (Turnau-Morawska 1952).

TEKTONIKA

Górna część środkowego sarmatu, odpowiadająca maksymalnemu nateżeniu tektogenezy Karpat Zewnętrznych (Książkiewicz 1972), jest fazą intensywnych ruchów tektonicznych, prowadzących do utworzenia wysokokątnych rowów tektonicznych (w stosunku do dominujących ruchów przesuwczych pra-

Ryc. 12. Profile serii czulczyckiej według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1983a); 1 – profil nowej piaskowni: A – piaski górne z zaburzeniami, B – seria mineralno-organiczna z glebami kopalnymi, C¹, C² – piaski dolne; 2 – profil wiercenia; diagram – biegi i upady warstwowań w profilu piaskowni; objaśnienia znaków litologicznych: 1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – piaski średnioziarniste ze żwirami, 4 – piaski różnoziarniste ze żwirami, 5 – piaski załilone, 6 – mulki, 7 – mulki piaszczyste, 8 – ility, 9 – wkładki węgla ziemistego, lignity, zdiagnozowany humus, 10 – struktury deformacyjne, 11 – warstwowanie ukośne, 12 – gleby kopalne, 13 – wapień

Profiles of the Czulczyce series after Buraczyński and Wojtanowicz (1983a); 1 – profile of the new sandpit: A – upper sands with disturbances; B – mineral-organic series with fossil soils, C¹, C² – lower sands; 2 – borehole profile; diagrams – dips and strikes of bedding in the sandpit profile; explanations of lithological signatures: 1 – fine-grained sands, 2 – medium-grained sands, 3 – medium-grained sands with gravels, 4 – varigrained sands with gravels, 5 – clayey sands, 6 – muds, 7 – sandy muds, 8 – clays, 9 – intercalations of earth coal, lignites, humus transformed by diagenesis, 10 – deformation structures, 11 – cross-stratification; 12 – fossil soils, 13 – limestone

woskrętnych NE–SW) wypełnianych utworami miopliocenu lub konserwujących utwory sarmatu. Rowy te, których istnienie udowodnił i tektogenezę opisał Herbich (1980), zdominowały intersekcyjny obraz poczwartorzędowej budowy geologicznej północnej części Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola. Bliżej niedatowana faza tektoniczna w okresie najwyższego pliocenu–najniższego plejstocenu uwarunkowała istnienie północnego progu wału matakarpackiego i rozcinających go głębokich rynien erozyjnych.

Zdarzenia tektoniczne i morfogenetyczne tego okresu musiały być złożone, o czym świadczy szereg form i pokryw niewyjaśnionej genezy i („preglacialnego”) wieku. Należą tu wspomniane czerwone zwietrzeliny Urzędowa, Kowali i Jaszczowa oraz piaski Orłowa. Procesy tektoniczne odegrały decydującą rolę zarówno w ukształtowaniu poczwartorzędowej budowy geologicznej, jak i głównych rysów ukształtowania powierzchni (geomorfologii). Jeszcze dalsze modyfikacje wniosły procesy tektoniczne czwartorzędowe (neotektoniczne), których rola omawiana była i będzie oddzielnie. Procesy te uwarunkowały wycięcie i zasypanie kopalnych rynien dolinnych, zmiany hydrograficzne (sieci rzecznej), kaptáže, martwe doliny i usytuowanie (schodowe) spłaszczeń morfologicznych, nie jako neogeńskich erozyjno-akumulacyjnych, lecz jako tektonicznych stopni, o krańcach silnie przeobrażonych w młodszym plejstocenie (Henkiel 1995).

W stosunku do generalnych tendencji prawoskrętnych ruchów przesuwczych NW–SE (Henkiel 1993) zaznaczyły się dwa systemy deformacji nieciągłych. Starszy, dzięki któremu zachowała się na północ od Wyżyny ciąga pokrywa piasków eoceńsko-oligocieńskich, podolnooligocieński, a przedsarmacki, w którym kolejne progi obniżały się ku N w zachodnim odcinku i ku NE we wschodnim, rozdzielonych strefą dylatacji na linii doliny Wieprza (Henkiel 1988). Młodszy system wiązał się bardziej z ruchami przesuwczymi podłoża (Herbich 1980) i prowadził do powstawania wysoko- i niskokątnych rowów tektonicznych (także „kwiatowych” antyklinali), w których zachowały się morskie utwory dolnego sarmatu (Harasimiuk, Henkiel 1977, 1979) oraz sedymentowały lądowe osady miopliocenu i pliocenu (Henkiel 1992a). Najstarsza, słabo udokumentowana faza, związana z transgresją morza środkowoeoceńskiego, uwarunkowała zróżnicowanie tej serii i charakteryzowała się ruchami obniżającymi w strefie północnej i południowej, przy stosunkowo mniej intensywnej subsydencji w strefie pośredniej, dzisiejszej kulminacji tektonicznej wału matakarpackiego. Faza ta przypadła na okres środkowego górnego eocenu i, podobnie jak faza przedsarmacka, warunkowała genezę wału. Dziwna w tym kontekście jest faza ruchów pośrodkowosarmackich, synchroniczna z szarżem płaszczowin karpackich (Książkiewicz 1972), a nie wykazująca geometrycznej paraleli do Karpat. Komplikuje to interpretację wału matakarpackiego jako megaantyklinali na przedpolu spiętrzenia płaszczowin fliszowych. Megaantyklinala ta powstała wcześniej, w inicjalnych fazach tektogenezy Karpat Zewnętrz-

nych, gdy w fazie nasuwania płaszczowin dominował ruch przesuwczy NW-SE. Rzutuje to na koncepcje rekonstrukcji tektogeny Karpat, w szczególności na koncepcje genezy struktury płaszczowinowej Karpat Wschodnich (i sigmoidy przemyskiej) jako efektu prawoskrętnego ruchu przesuwczego (uskok transformujący ?) kier litosfery.

LITERATURA

- Areń B. 1956: Trzeciorzęd. Regionalna Geologia Polski, t. II. Region Lubelski. Wyd. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 62-89.
- Bielecka M. 1967; Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (The Tertiary of the south-western part of the Lublin Upland). IG Biul. 206, Warszawa: 115-188.
- Buraczyński J., Krzowski J. 1994; Middle Eocene in the Sołokija Graben on Roztocze Upland. *PIG, Geological Quarterly*, vol. 338, No 4, Warszawa: 739-756.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983a; Profil trzeciorzędu w Czulczycach. *Kenozoik Lub. Zagłębia Węglowego*, wyd. UMCS, Lublin: 140-146.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983b; Budowa Łuku Uhruskiego na przykładzie przekroju Góry Chutczowskiej. *Kenozoik Lub. Zagł. Węglowego*, wyd. UMCS, Lublin: 146-151.
- Butrym J. 1984; Wyniki analiz termoluminescencyjnych (TL) utworów czwartorzędowych do arkuszy Piaski Luterskie i Krasnystaw Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. *Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa*.
- Butrym J. 1989-1992; Wyniki analiz termoluminescencyjnych (TL) utworów czwartorzędowych do arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. *Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa*.
- Butrym J., Superson J. 1987; Utwory czwartorzędowe okolic Szarowoli (Quaternary measures in the Szarowola area - Roztocze Tomaszowskie). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, vol. 29, Geografia I, Lublin: 9-13.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954; Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. *Przew. V Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego*, Lublin: 3-44.
- Gawor-Biedowa E. 1989; Opracowanie 43 próbek mikropaleontologicznych dla UMCS w Lublinie. *Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa*.
- Gazda L. 1992; Wyniki badań petrograficznych skał z rdzeni wiertniczych z obszaru arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Polski 1 : 50 000. *Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa*.
- Głazek J., Szykiewicz A. 1987; Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne (Stratigraphy of the Late Tertiary and Early Pleistocene karst deposits in Poland, their paleogeographic implications). *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. PAN, Kom. Bad. Czwart., Ossolineum, Wrocław: 113-130.
- Górecka Ł. 1958; Budowa geologiczna złoża piasków kwarcowych w Czulczycach koło Chełma Lubelskiego (Geological structure of the Tertiary quartz sand deposits in Czulczyce near Chełm Lubelski - Eastern Poland). *Przegl. Geol.*, t. VI, z. 11, Warszawa: 483-486.

- Harasimiuk M., Henkiel A. 1979; Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chełma – Wyżyna Lubelska (Neogenic tectonic throughs in the vicinities of Chełm, Lublin Upland). *Przeł. Geol.*, t. XXV, z. 2, Warszawa: 102–103.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1 : 50 000, arkusz Łęczna (750). Wyd. IG, Warszawa, 72 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1 : 50 000, arkusz Lublin (749). Wyd. IG, Warszawa, 83 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1984; Osady trzeciorzędowe w Radawcu koło Lublina. Tertiary sediments at Radawiec near Lublin. *Przeł. Geol.*, t. XXXII, z. 6, Warszawa: 340–343.
- Harasimiuk M., Rutkowski J. 1972; O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu rejonu Chełma (Deformational structures and sedimentation of Miocene (Sarmatian) sands in the area of Chełm – Eastern Poland). *Rocznik Pols. Tow. Geol.*, t. XII, z. 3, Kraków: 271–284.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T. 1987; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Piaski Luterskie (787). Wyd. PIG, Warszawa, 74 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T. 1988; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Krasnystaw (825). Wyd. PIG, Warszawa, 71 ss.
- Harasimiuk M., Jezierski W., Król T. 1984; Przełomowa dolina Wieprza na południe od Krasnegostawu. *Przew. Ogólnopols. Zjazdu Pols. Tow. Geogr.*, Lublin: 81–92.
- Henkiel A. 1983; Młodszy trzeciorzęd (eocen – pliocen). *Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, wyd. UMCS, Lublin: 27–40.
- Henkiel A. 1988; Badania trzeciorzędu w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (New investigations of the Tertiary cover in the North-Western Part of the Lublin Upland). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, vol. 30, Geografia 1–2, Lublin: 31–38.
- Henkiel A. 1992a; Środkowy i górny paleogen północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Middle and Upper Paleogene in North-Western Part of the Lublin Upland). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, vol. 32, Geografia 1–2, Lublin: 25–29.
- Henkiel A. 1992b; Neogen struktury Radawca (Neogene of the Radawiec Structure – NW Part of the Lublin Upland). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, vol. 32, Geogr. 1–2, Lublin: 31–38.
- Henkiel A. 1994; Neogeńska struktura Radawca koło Lublina (The Neogene Radawiec Structure near Lublin, SE Poland). *Zesz. Nauk. AGH, Kwart. Geologia*, t. 20, z. 1, Kraków: 31–42 (summ. 12–13).
- Henkiel A. (w druku); Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Bełżyce (748). Wyd. PIG, Warszawa.
- Henkiel A. (w przygotowaniu); Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Wąwolnica (747). Wyd. PIG, Warszawa.
- Henkiel A., Oleszczuk M. 1985; Geneza złoża piasków trzeciorzędowych w Czuczycach koło Chełma (Genesis of the deposits of Tertiary sands in Czuczycy near Chełm). *Folia Soc. Sc. Lublinensis*, vol. 25, Geografia 1/2, Lublin: 117–121.
- Herbich P. 1980; Tektoniczne uwarunkowanie horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy rejonu Chełma. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, z. 3, Warszawa: 27–32.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *IG PAN, Prace Geogr.* nr 7, Warszawa, 453 ss.

- Kasiński J. R. 1986; Sedimentary models of small lignite deposits: examples from the Polish Neogene (Modele sedymentacyjne małych złóż węgla brunatnego: przykłady z polskiego neogenu). *Przegl. Geol.*, t. XXXIV, z. 4, Warszawa: 189–197.
- Konior K. 1949; O węgla brunatnym w Trzydniu Małym koło Kraśnika (About brown coal in Trzydnik Mały near Kraśnik). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B*, vol. III, Lublin: 1–14.
- Kowalewski K. 1924; O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej (Compte – rendu des recherches géologiques dans la partie sud-ouest du plateau de Lublin). *PIG, Pos. Nauk.*, nr 8, Warszawa: 15–18.
- Kowalewski K. 1958; Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Miocene Stratigraphy of Southern Poland with Special Attention Paid to the Southern Margin of the Święty Krzyż Mountains). *Kwart. Geol. z. 1*, Warszawa: 3–35.
- Krisztafowicz N. P. 1902; Gidro-geologiczenskije opisanje territorii goroda Lublina i jego okrestnosti. *Zap. Nowo-Alaksandrijskogo Inst.*, t. 15, z. 3, Warszawa, 293 ss.
- Krzowski Z. 1993; Trzeciorzędowe osady glaukonitowe na Wyżynie Lubelskiej w świetle geochronologii izotopowej glaukonitu. *Politechnika Lubelska, Prace Nauk.*, 131, Lublin, 172 ss.
- Książkiewicz M. 1972; Karpaty. Budowa Geol. Polski, t. IV, Tektonika, cz. 3, Warszawa, 228 ss.
- Lewiński J. 1928; Preglacjal w dolinie Bystrzycy pod Lublinem (Le preglaciaire dans la vallée de la Bystrzyca pres de Lublin). *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, Warszawa: 111–118.
- Liszkowski J. 1979; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Ostrów Lubelski (714). *Wyd. IG, Warszawa*, 100 ss.
- Łozińska-Stępień H., Rytel A., Saliński P. 1985; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Lubartów (713). *Wyd. IG, Warszawa*, 74 ss.
- Malinowski J., Mojski J. E. 1981; Mapa Geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Lublin, IG, Warszawa.
- Marszałek S., Albrycht A., Buła S. 1991; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Niedrzwica (785). *Wyd. PIG, Warszawa*, 33 ss.
- Materiały Centr. Arch. Geol. PIG, Karty otw. wiertniczych, Warszawa.
- Mojski J. E. 1964; Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu (Oldest Pleistocene Formations in the Wieprz River Valley near Krasnystaw). *Kwart. Geol.*, t. VIII, z. 2, Warszawa: 326–341.
- Mojski J. E. 1968; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Pawłów (788). *Wyd. IG, Warszawa*, 74 ss.
- Mojski J. E. 1972; Mapa Geologiczna Polski 1 : 200 000, arkusz Łuków. IG, Warszawa.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1975; Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego (Cainozoic sediments of Polesie Lubelskie). *Biul. IG 290, Warszawa*: 97–140.
- Mojski J. E., Rzechowski J., Woźny E. 1966; Górny eocen w Luszawie nad Wieprzem koło Lubartowa (Upper Eocene at Luszawa on Wieprz River near Lubartów). *Przegl. Geol.*, t. V, z. 12, Warszawa: 513–517.
- Morawski J. 1957; Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny (On the Tertiary Sedimentation and Relief of the Central and Northern Lublin

- Palatinate). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, vol. XII, Lublin: 67–146.
- Morawski J. 1992; Wyniki analiz mineralogicznych frakcji ciężkiej utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych z arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. *Centr. Arch. Geol. PIG*, Warszawa.
- Nowak J. 1927; Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd Słow. Geogr. i Etnografów, Kraków, 160 ss.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E. 1977; O górnym eocenie w Polsce (On the Upper Eocene in Poland). *Kwart. Geol.*, t. XXI, z. 1, Warszawa: 59–72.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E. 1978; Z zagadnień paleogeografii młodszego paleogenu na Niżu Polskim (A Contribution of the Upper Paleogene of the Polish Lowlands). *Przegl. Geol.*, t. XXVI, z. 1, Warszawa: 25–28.
- Prószyński M. 1952; Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (Notes sur la geologie de la riviere basin de la riviere Bug). *Biul. IG 65*, Warszawa: 313–364.
- Rzechowski J. 1987; Osady pliolejtocenijskie we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej – dorzecze Bugu (Plio-Pleistocene deposits in the eastern part of the Lublin Upland – the Bug river basin). *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, PAN, UW, IG, Wrocław: 179–194.
- Słodkowska B. 1989; Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Radawiec K4 (arkusz Bełżyce, 748, Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000). *Centr. Arch. Geol. PIG*, Warszawa.
- Stochlak T. 1979; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Parczew (678). *Wyd. IG*. Warszawa, 120 ss.
- Turnau-Morawska M. 1952; Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, vol. IV, Lublin: 135–194.
- Uberna J., Odrzywolska-Bieńkowska E. 1977; Nowe stanowiska osadów górnioeocenijskich na obszarze północnej Lubelszczyzny (New localities of the upper Eocene in northern part of the Lublin Region). *Kwart. Geol.*, t. XXI, z. 1, Warszawa: 73–87.
- Uberna J., Woźny E. 1970; Profil górnego eocenu w Siemieniu. *Przew. XLII Zjazdu Pols. Tow. Geol.*, Warszawa: 123–126.
- Wilgat M. 1982; Wyniki analiz mineralogicznych frakcji ciężkiej utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych z otworu badawczego Radawiec 2. *Arch. Inst. Nauk o Ziemi, UMCS*, Lublin.
- Wyrwicka K., Wyrwicki R. 1986; Przekrój geologiczny Łuku Uhruska (Geological cross-section through the Uhrusk Arc). *Kwart. Geol.*, t. XXX, z. 3/4, Warszawa: 629–642.

SUMMARY

After the Upper Cretaceous-Palaeocene cycle of marine sedimentation and after the Upper Palaeocene-Lower Eocene stage of subaerial processes (weathering – decalcification, denudation) three successive sedimentation cycles became evident in the development of the geological structure of the Lublin Upland as a section of the Meta-Carpathian arch and its northern foreland. These cycles were punctuated by the periods of intensified tectonic movements (uplifts – recessions and the shaping of tectonic-erosional forms of relief). There were two cycles of marine sedimentation (transgressions) and a cycle of marshy, fluvial and lacustrine sedimentation (continental). In the Middle Eocene there was a marine transgression from the north, initially marked by sedimentation of clays with phosphorites and quartz-lydite small gravels ("Oligocene beans"). The Middle Eocene – Lower Oligocene deposits, dated on the basis of palaeontological analyses and K-Ar dating of the absolute age of glauconite, are mostly sandy. Only in the remote, northern foreland of the Lublin Upland there occur also muds and marls, and in the zone of present scarp of the Upland (ridge of the Meta-Carpathian arch) – sandstones, mudstones, claystones and gaizes. After the Middle Eocene – Lower Oligocene episode of marine sedimentation there was a tectonic phase that caused sea recession and, in connection with the Carpathian movements, it produced north-declining steps and grabens connected with strike-slip movements. The interpretation of the Upper Miocene (Sarmatian) transgression is controversial. In the north-eastern part of Lublin Upland (Chełm Hills) there were deposited quartz sands with a slight amount of allogenic glauconite, with syndimentary disturbances of bedding in the upper part of the profile and signs of silification in the top (quartzitic sandstones and shell sandstones). The fauna of shell sandstones dates the series as coming from the Lower to Middle Sarmatian; the sedimentation environment was of shallow-water type, which is attested by sedimentation structures along with the macrofauna assemblage. Sands with "quartzites" and shell sandstones in the top are also found in the central part of the Lublin Upland (Gielczew Elevation), marine sands with glauconite and disturbances of bedding in the north-western part (Bełżyce Plain), in the flat-topped hills and tectonic depressions within the southern scarp zone. In the north-westernmost part of the Lublin Upland the residua of this series were preserved (blocks of "quartzites" and chalcidonites).

After the Middle Sarmatian, the tectonic processes, connected with the final stage of the Carpathian tectogenesis (the overthrust of the structure of the Outer Carpathians) and with the formation of the mega-anticline of the Meta-Carpathian arch, caused sea recession and the forming of narrow depressions, where the Sarmatian deposits were preserved, and fluvial, lacustrine and marshy deposits with brown coal were accumulated. In this phase, in the northern foreland of the Lublin Upland, quartz gravels and river sands were deposited. In the Middle and Upper Pliocene, in the foreland of the Lublin Upland, variegated clays of the vast palaeo-lake in the Warsaw basin were accumulated, while in the zone of the Upland's scarp, in the depressions chiefly of karstic origin there were deposited lacustrine sands with organic matter and redeposited glauconite, and clays formed during weathering processes.

