

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN – POLONIA

VOL. XLVIII, 11

SECTIO B

1993

Bieszczadzka Stacja Naukowa
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

Andrzej HENKIEL

**Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia
Równiny Bełżyckiej**

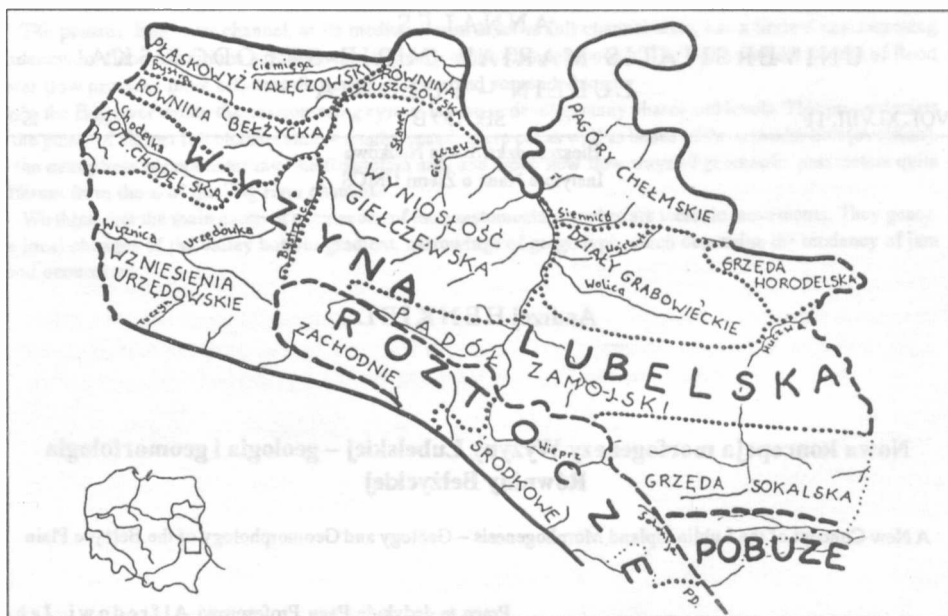
A New Concept of the Lublin Upland Morphogenesis – Geology and Geomorphology of the Bełżyce Plain

Pracę tę dedykuję Panu Profesorowi Alfredowi Jahnowi, doktorowi honoris causa UMCS w Lublinie, autorowi wspaniałej monografii *Wyżyna Lubelska*, łaskawemu recenzentowi mojego dorobku naukowego przy doktoracie, habilitacji i profesurze.

WSTĘP

Schemat neogeńskiego rozwoju rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Rostocza ustaliły na blisko 40 lat monografie A. Jahna (1956) oraz H. Maruszcza i T. Wilgata (1956). Istotą tych koncepcji było przyjęcie faktu istnienia trzech powierzchni zrównań denudacyjnych, datowanych na okres po środkowym (ew. dolnym sarmacie). Na Rostoczcu (H. Maruszcza, T. Wilgat 1956) dwie niższe powierzchnie nazwano terasami. Schemat ten okazał się owocny i odegrał inspirującą rolę przy dalszych pracach geomorfologicznych w rejonie lubelskim. Wzorowali się na nim H. Maruszcza (1972), M. Harasimiuk (1975, 1980) i inni. Schemat ten opierał się głównie na obserwacjach z Wyniosłości Giełczewskiej (A. Jahn 1956), gdzie spłaszczenia układają się koncentrycznymi stopniami wokół centralnej kulminacji, zbudowanej z utworów sarmackich, i ze strefy krawędziowej Rostocza z jej martwymi przełomami (padołami), gdzie płaskie elementy rzeźby są szczególnie wyraziste (H. Maruszcza, T. Wilgat 1956). Układ zrównań w szczególnie spektakularny sposób powtarzał się w rejonie Pagórów Chełmskich, gdzie został zobrażony przez A. Jahn (1956) i M. Harasimiuka (1975).

Przy szczegółowych pracach geologicznych, związanych ze zleceniami Instytutu Geologicznego (później Państwowego Instytutu Geologicznego) prowadzonych w ośrodku lubelskim od 1974 roku, wykonywano także obligatoryjne szkice geomorfologiczne opracowywanych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. W pierwszych



Ryc. 1. Wyżyna Lubelska i Rostocze, podział fizjograficzny wg A. Chałubińskiej i T. Wilgata (1954)
The Lublin Upland Rostocze. Physiographic regions after A. Chałubińska and T. Wilgat, 1954

opracowaniach (m. in. arkusz Lublin (749) i Łęczna (750) M. Harasimiuk, A. Henkiel 1980, 1982) koncepcja trzech neogeńskich poziomów zrównań (neogeńsko-plejstocenijskich, gdyż najniższy poziom wiązano (A. Jahn 1956) z procesami plejstocenijskiej krioplanacji) okazała się przydatna przy konstrukcji szkicu geomorfologicznego i rekonstrukcji rozwoju rzeźby. Już natomiast na arkuszach Piaski (787) i Krasnystaw (825) (M. Harasimiuk, T. Król, A. Henkiel 1988a, 1988b) rozkład wykartowanych spłaszczeń na rozległych wychodniach kredowo-paleocenijskiego podłoża nie dał się włączyć w ramy schematu i zmusił autorów do przedstawienia wyłącznie klasyfikacji hipsometrycznej. Podobnie postąpił S. Marszałek i in. (1991) na szkicu geomorfologicznym do arkusza Niedzwica (785).

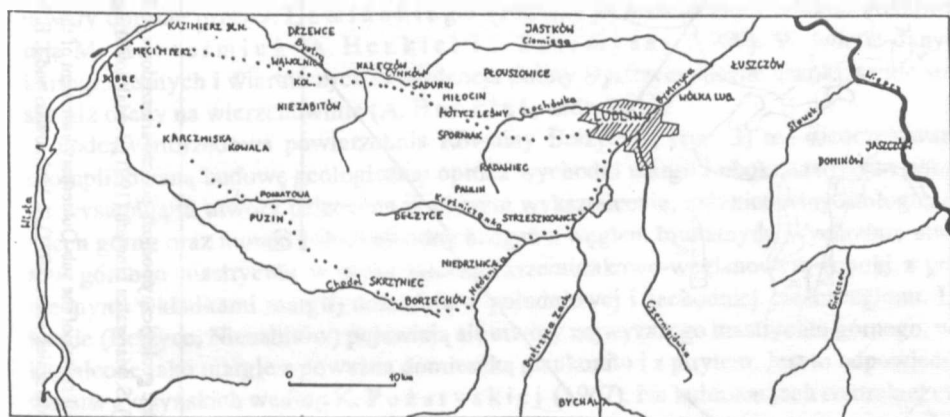
Nowa koncepcja zrodziła się przy kartowaniu arkuszy Wąwolnica (747) i Bełżyce (748) (A. Henkiel w druku c), opracowywanych przez autora na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego.* Arkusze te obejmują przeważającą część jednostki fizjograficznej, określanej mianem Równiny Bełżyckiej (A. Chałubińska, T. Wilgat 1954. Subregion ten (ryc. 1) nigdy nie był przedmiotem szczegółowych badań geologicznych i paleogeograficznych, choć jeszcze na początku lat sześćdziesiątych (konferencja terenowa IG PAN) zwracano uwagę (M. Klimaszewski, H. Maruszczak), że obecność płatów trzeciorzędu w tym regionie może pozwolić na rewizję poglądów o wieku i genezie

* Autor przygotowuje następującą pozycję: Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wąwolnica (747), PIIG, Warszawa.

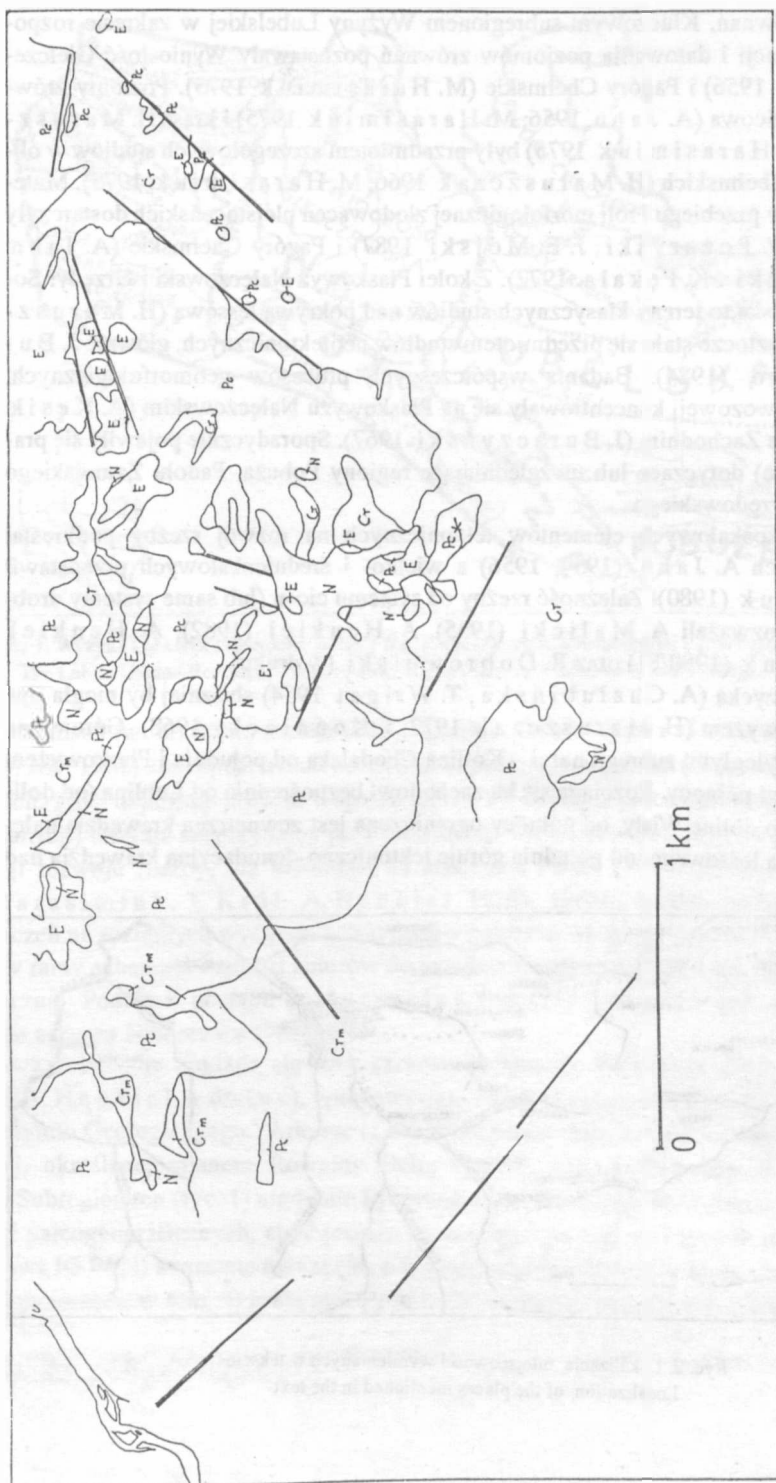
powierzchni zrównań. Kluczowym subregionem Wyżyny Lubelskiej w zakresie rozpoznania, klasyfikacji i datowania poziomów zrównań pozostawały Wyniosłość Giełczewska (A. Jahn 1956) i Pagóry Chełmskie (M. Harasimiuk 1975). Poziomy zrównań, rzeźba ostańcowa (A. Jahn 1956; M. Harasimiuk 1975) i kras (H. Maruszczak 1966; M. Harasimiuk 1975) były przedmiotem szczegółowych studiów w obrębie Pagórów Chełmskich (H. Maruszczak 1966; M. Harasimiuk 1975). Materiałów do analizy przebiegu i roli morfologicznej zlodowaceń plejstocenijskich dostarczyły dolina Wisły (W. Pożaryski, J. E. Mojski 1987) i Pagóry Chełmskie (A. Jahn 1956; A. Malicki i K. Pękała 1972). Z kolei Płaskowyż Nałęczowski i Grzędy: Sokalska i Horodelska to tereny klasycznych studiów nad pokrywą lessową (H. Maruszczak 1986). Roztocze stało się przedmiotem studiów neotektonicznych, głównie J. Buraczyńskiego (1984). Badania współczesnych procesów geomorfologicznych, w tym erozji wąwozowej, koncentrowały się na Płaskowyżu Nałęczowskim (A. Kęsik 1960) i Roztoczu Zachodnim (J. Buraczyński 1967). Sporadycznie pojawiły się prace (nie cytowane) dotyczące lub uwzględniające regiony Pobuża, Padołu Zamojskiego i Płaskowyżu Urzędowskiego.

Wpływ wielkoskalowych elementów tektonicznych na rozwój rzeźby podkreślał w swoich pracach A. Jahn (1954, 1956) a wielko- i średnioskalowych przedstawił M. Harasimiuk (1980). Zależność rzeźby od systemu ciosu (lub same systemy drobnych struktur) rozważali A. Malicki (1935), A. Henkiel (1982), A. Henkiel i J. Nitychoruk (1980/81) oraz R. Dobrowolski (w druku).

Równina Bełżycka (A. Chałubińska, T. Wilgat 1954) słuszniej by mogła być nazwana płaskowyżem (H. Maruszczak 1972; J. Kondracki 1968). Góruje ona bowiem nad przyległymi subregionami – Kotliną Chodelską od południa i Płaskowyżem Nałęczowskim od północy. Rozciąga się ku zachodowi bezpośrednio od Lublina (od doliny Bystrzycy) po dolinę Wisły, od północy ograniczona jest zewnętrzną krawędzią nałęczowskiego płata lessowego, od południa góruje tektoniczno-denuwacyjną krawędzią nad



Ryc. 2. Lokalizacja miejscowości wymienianych w tekście
Localization of the places mentioned in the text



Ryc. 3. Szkic geologiczny podłoża podczwartorzędowego Równiny Betzyckiej wg M. Harasimiuka i A. Henkła (1980, 1982), K. Dowgiałło (1982), K. Wyrwickiej (1980), S. Marszałka i innych (1991), J. E. Mojskiego (1981) oraz materiałów własnych. Symbole literowe poziomów litostratigraficznych konwencjonalne

A geological sketch of the sub-Quaternary basement of the Betzyce Plain after M. Harasimiuk and A. Henkiel (1980, 1982), K. Dowgiałło (1982), K. Wyrwicka (1980), S. Marszałek et al. (1991), J. Malinowski and J. E. Mojski (1981), and on the basis of author's own materials. Letter symbols of the lithostratigraphic horizons are conventional

obniżeniem Kotliny Chodelskiej. Jej monotonną rzeźbę opisywano jako relikty średniego poziomu zrównania (H. Maruszczak 1972) lub maskowano na mapie symbolem pokrywy lessów lub pyłów lessopodobnych (J. Malinowski, J. E. Mojski 1981), choć wiadomo (J. Morawski 1957), że w jej budowie uczestniczą różnorodne utwory trzeciorzędowe, a struktura nie jest jednolita.

GEOLOGIA

Dla rekonstrukcji rzeźby i jej rozwoju w obrębie Równiny Bełżyckiej ważne okazało się rozpoznanie jej charakteru tektonicznego oraz wykartowanie i stratygraficzno-paleogeograficzna dokumentacja różnych wiekowo i genetycznie pokryw trzeciorzędowych. Równina Bełżycka jest skomplikowanym wewnątrznie blokiem tektonicznym (ryc. 3), którego granice niecałkowicie pokrywają się z granicami subregionu jako jednostki fizjograficznej: północny skraj chowa się pod pokrywę lessową Płaskowyżu Nałęczowskiego i zaliczany jest do tej jednostki. Właściwą, północną granicę tektoniczną wyznacza nagły i istotny wzrost miąższości czwartorzędu podlessowego, rejestrowany w licznych wierceniach hydrogeologicznych i dokumentacyjnych (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1982, A. Henkiel w druku a), a także w materiałach z nie ukończonego jeszcze opracowania arkusza Wąwolnica (747) przygotowywanego przez autora. Z kolei granicę wschodnią wyznacza lewe zbocze doliny Bystrzycy, której tektoniczny charakter dokumentują między innymi wyloty suchych, rozcinających podłoże kredowe dolin. Doliny te urwają się wysokim, stromym stopniem nad kopalną rynną doliny Bystrzycy. Południowo-zachodnia granica jest prawie na całej swojej długości krawędzią tektoniczno-denudacyjną (H. Maruszczak (1972) uważa ją za krawędź typu kuesty), na zachodnim krańcu wybitnie świeżą i odmłodzoną (A. Henkiel, w druku b). Granicę zachodnią tworzy wysoki i stromy prawy brzeg przełomowej doliny Wisły, którego geneza tektoniczna nie jest wykluczona. Staroczwartorzędowy wiek rynny Bystrzycy dokumentują „preglacialne” utwory opisane przez J. Lewińskiego (1928), a jej tektoniczny charakter dokumentują M. Harasimiuk, A. Henkiel i S. Przemyski (1980). W świetle danych kartograficznych i wiertniczych subsydencja doliny Bystrzycy, liczne uskoki, są nie starsze niż osady na wierzcholinie (A. Henkiel, w druku b).

Podczwartorzędowa powierzchnia Równiny Bełżyckiej (ryc. 3) ma nieoczekiwanie skomplikowaną budowę geologiczną: oprócz wychodni margli i obok mastrychtu górnego występują tu utwory paleocenu w różnym wykształceniu, zróżnicowany litologicznie eocen góry oraz morski i słodkowodny neogen z węglem brunatnym. Wychodnie utworów górnego mastrychtu w wykształceniu krzemionkowo-węglanowym (opoki z podrzędnymi wkładkami margli) dominują w południowej i zachodniej części regionu. Lokalnie (Bełżyce, Niezabitów) pojawiają się utwory najwyższego mastrychtu górnego, wykształcone jako margle z poważną domieszką glaukonitu i z pirytem. Jest to odpowiednik warstw żyrzyńskich według K. Pożaryskiej (1967). Na kulminacjach centralnej części Równiny Bełżyckiej i na południowym skraju oraz na połąci północnej powierzchnię podczwartorzędową (oraz częściowo podeoceńską i podneogeńską) budują gezy dolnego paleocenu – odpowiednik warstw puławskich (K. Pożaryska 1967). Różnią się od

stratotypu wykształceniem przewarstwiających je buł i soczew, które w przeciwieństwie do okolic Puław i Lublina mają cechy opok, a nie wapieni marglistych (L. Gałda 1989). Miąższość zachowanej pokrywy paleocenu jest regionalnie zmienna, od paru metrów w Niezabitowie (Wąwolnica K 1) do 45 m w wierceniu Puławy IG 1 (Wąwolnica) i ponad 50 m w okolicach Jakubowic (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1982). Spąg paleocenu jest wybitnie zróżnicowany hipsometrycznie, co niedwuznacznie wynika z różnic miąższości i z braku tej serii na kulminacjach centralnej części Równiny (do 240 m n.p.m.); opodal spąg paleocenu wynosi około 170 m n.p.m. (K. Wyrwicka 1977), nawet 147 m n.p.m. (otwór Jakubowice 15 – M. Harasimiuk, A. Henkiel 1982). Jest to jeden z dowodów na tektoniczną aktywność obszaru Równiny Bełżyckiej, o której w dalszym toku będą przedstawione kolejne argumenty (A. Henkiel w druku c).

Kolejna sekwencja osadów, udokumentowana głównie wierceniami Drzewce (Wąwolnica K 3), Sadurki (Bełżyce K 1), Płuszwice (Bełżyce K 6) i Jastków (Bełżyce K 7) oddzielona jest od dolnego paleocenu powierzchnią erozyjną i wietrzeniową. Składa się z pyłów, piasków, iłów (niebieskich i zielonych) oraz z piaszczowców i mułowców z glaukonitem i często poważną domieszką substancji organicznej. Zajmuje ona poważne obszary (ryc. 3) we wschodniej i północnej części Równiny. Jej spąg występuje na wysokości 186–202 m n.p.m., a strop sięga 186–215 m n.p.m. Są to utwory morskie, o czym świadczy obecność spikul gąbek i igieł jeżowców oraz także kompletne skamieniałości jeżowców (nieoznaczalne), np. występujące w otworze Drzewce. Według E. Gawor-Biedowej (1989) są to szczątki typu paleoceńskiego, a wiek dokumentują oznaczenia radiometryczne K/Ar 44,6 Ma (Z. Krzowski 1992). Odpowiada to środkowemu eocenowi.

Przekraczając na tej serii, a więc niewątpliwie w młodszym okresie i regionalnie dalej na południe, leżą niezmiennie charakterystycznie ciemnozielone piaski glaukonitowe (do 30–40% glaukonitu) drobnoziarniste, bardzo dobrze wysortowane. Ich data K/Ar jest porównywalna z datą serii podległej. Zawierają poziom drobnych żwirików kwarcowych i litytowych („fasolka oligoceńska” – według M. Turnau-Morawskiej 1949) i charakterystyczne wkładki bardzo grubych, doskonale obtoczonych piasków o błyszczącym ziarnie. Jest to typowy „oligocen” lubelski (J. Morawski 1957) stwierdzony na Równinie Bełżyckiej w rozległych płatach pod cienką pokrywą czwartorzędową w okolicach Motycza Leśnego i Spomiaka Palikijskiego. Datowanie K/Ar (41,4 Ma) wskazuje na wiek środkowogómoceński. Utwory te zalegają także w dnie miopliocenijskiej struktury Radawca (A. Henkiel 1991a), co podkreśla hipsometryczne zróżnicowanie ich położenia od 170 do 226 m n.p.m. Miąższość tej serii jest niewielka (wynosi od 0,5 do około 8,0 m). Strzępy analogicznych utworów występują także na wschód od badanego terenu. W obrębie Płaskowyżu Świdnickiego (Równiny Łuszczowskiej) i północnego obrzeżenia Wysoczyzny Giełczewskiej (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1980, 1982) występują w widłach Bystrzycy i Czerniejówki w Lublinie oraz na prawym zboczu doliny Bystrzycy w Wólce Lubelskiej i w Łuszczowie w poziomie cokołu terasy nadzalewowej (170–175 m n.p.m.), w rejonie doliny Stawka w lesie dominowskim (180 m n.p.m.) i w okolicach Jaszczoła na wysokości 170 m n.p.m. w poziomie terasy nadzalewowej doliny Wieprza. Także na Roztoczu istnieją pokrywy nisko położonych piasków glaukonitowych na „podstokowych” spłaszczeniach, interpretowane (J. Butrym, J. Superson 1987) ja-

ko osady czwartorzędowe, redeponowane z warstw „oligocenских”. Bardziej prawdopodobne wydaje się ich położenie *in situ*. W Padole Zamojskim osady „oligocenu” analogicznie wykształcone zajmują także położenie hipsometryczne (A. J a h n 1956). Ogromne masy zielonych, glaukonitowych piasków wczesnego czwartorzędu w kopalnych rynnach Stawka, Giełczwi i pra-Wieprza (M. H a r a s i m i u k, A. H e n k i e l 1980) świadczą o powszechnym występowaniu i denudacji górnocenojskich osadów morskich. Do tego samego wniosku prowadzi znaczny udział glaukonitu w starszych, zielonych glinach zwalowych – zlodowacenie Nidy, starsza faza zlodowacenia Odry (A. H e n k i e l w druku c, a także materiały przygotowywane przez autora). O szerokim występowaniu utworów „oligocenu” (pierwotnym) świadczy obecność „fasolki” i glaukonitu w spagu pokrywy czwartorzędowej (głównie zlodowacenie Odry) między innymi w Płuszczowicach (wiercenie Bełżyce K 6) i w okolicy Bełżyc (A. H e n k i e l w druku a).

Stratygraficznie wyżej (najprawdopodobniej) leżą strzępy piasków morskich w okolicy Radawca (Pawlina – 215 m n.p.m.) i Strzeszkowic (214 m n.p.m.). Są to czyste piaski kwarcowe (Pawlin z niewielką domieszką glaukonitu) drobno-, średnio i gruboziarniste (doskonale wysortowane w poszczególnych laminach) z typowymi strukturami sedymentacyjnymi litoralnej strefy akumulacji. Jest tu analogia do struktur okolic Chełma opisanych przez M. H a r a s i m i u k a i J. R u t k o w s k i e g o (1972). Podobne strukturalnie utwory, zawierające wkładki i laminy utworów węglistych, występują w strefie SW krawędzi Równiny Bełżyckiej, opisane przez S. M a r s z a ł k a i in. (1991) jako staroplejstocenijskie. Zdaniem autora (i według ustnej opinii M. Harasimiuka) reprezentują one morski miocen. Zajmują położenie w charakterystycznej strefie tektonicznej (ryc. 3) w hipsometrycznym położeniu określonym izohipsami 200–215 (Bożechów) i 210 m n.p.m. (Skrzyniec). Powyższe dane odnoszą się do stropu wspomnianych utworów, położenie spagu nie jest znane.

Odrębną serię tworzy neogen Radawca (M. H a r a s i m i u k, A. H e n k i e l 1984; A. H e n k i e l 1991 b, w druku c). Sięgająca 74 m p.p.t. seria stropem, po odjęciu kilku czy kilkunastometrowej warstwy pokrywy czwartorzędowej, wychodzi niemal na poziom kulminacji całego subregionu (240 m n.p.m.). Seria składa się z piasków, mułów i iłów (różnobarwnych, często z glaukonitem) i z pokładów węgla brunatnego (od 6–8 m pokładu do pokładu 13 m). Według analizy palinologicznej i mikropaleontologicznej (B. S ł o d k o w s k a 1989) seria ta reprezentuje miopliocen (z kilkoma fazami suchymi i wilgotnymi) i słodkowodne środowisko sedymentacji. Seria wypełnia skomplikowany rów tektoniczny, założony na miejscu „łamanej” antykliny (A. H e n k i e l w druku c). Daje się zauważyć analogia do subregionu Pagórów Chełmskich, gdzie obok gór stołowych z czapami piasków i piaskowców sarmatu (A. J a h n, M. T u r n a u - M o r a w s k a 1952; M. H a r a s i m i u k 1975) istnieją inwersyjne garby, zbudowane z piasków sarmackich i górujące nad spłaszczeniami wypreparowanymi w utworach kredowych (A. H e n k i e l, M. O l e s z c z u k 1983; J. B u r a c z y Ń s k i, J. W o j t a n o w i c z 1989). Formy te świadczą o znacznych deniwelacjach pochodzenia tektonicznego. Możliwa jest także obecność sarmatu morskiego w północnej części Równiny Bełżyckiej lub pod pokrywą lessów Płaskowyżu Nałęczowskiego. Wskazuje na to obecność „kwarcytów” oraz charakterystycznych chalcedonitów spotykanych w starszych morenach okolic

Poniatowej oraz (niepewne) wyniki wiercenia Opole IG 1 (Materiały CAG). Problematyczne przedczwartorzędowe zwietrzeliny z materiałem „sarmackim” występują na zboczu dolinki wsi Kowale. Jest to temat do dalszych badań, wymagający jednak kosztownych prac ziemnych i laboratoryjnych.

Diagnostyczne znaczenie ma zróżnicowanie pokrywy czwartorzędowej. Najstarsze są szare, jeziorne mułki, często o teksturach warwowych, występujące od lewego zbocza doliny Bystrzycy poprzez środkową część Równiny Bełżyckiej ku zachodowi i w obniżeniu (w istocie w rowie tektonicznym (neotektonicznym) na jej południowej granicy). Mułki te znane są z pracy N. P. K r i s z t a f o w i c z a (1902) jako mułki „z dwójnego owragu” i omawiane były przez A. J a h n a i M. T u r n a u - M o r a w s k ą (1952) „jako preglacjalne”. Datowania termoluminescencyjne z różnych stanowisk (J. B u t r y m 1989–1992) wahają się od 673 ka BP (Motycz) do ponad 900 ka BP (Motycz, Zemborzyce) i ponad 1 Ma BP (Bychawa). Wszystkie te daty oscylują na granicy wiarygodności metody i nie wykluczają równoczesności sedimentacji. Uznano je (A. H e n k i e l, w druku a) za ekstraglacialny osad zlodowacenia Narwi. Musiały się osadzać w warunkach słabo zróżnicowanej rzeźby w rozległych zbiornikach, na co między innymi wskazuje brak zróżnicowania składu granulometrycznego i mineralicznego oraz jednorodność struktur.

Z okresu pierwszego zlodowacenia, w którym lądolód dotarł na obszar Wyżyny Lubelskiej, ze zlodowacenia Nidy pochodzą strzępy glin zwałowych zachowane w rynnach erozyjnych obrzeżających strukturę (rów) Radawca (A. H e n k i e l 1991 b, w druku c), jak też utwory limniglacialne nawiercone w otworze Wąwolnica K 3 (Drzewce), już poza granicą Równiny Bełżyckiej w sensie fizjograficznym. O kwalifikacji stratygraficznej tych utworów zadecydowały daty T L J. B u t r y m a (1989–1992) o wartości 535 ka BP.

Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny Równiny Bełżyckiej z przyległą częścią Płaskowyżu Natęczowskiego; według K. Dowgiałto (1982), J. Butryma (1982), S. Marszałka i in. (1991) oraz materiałów własnych; 1 – rzeki i suche doliny, 2 – dna dolin rzecznych i suchych dolin wraz z terasami oraz ich strome zbocza, 3 – piaski eoliczne i wydmy, 4 – pokrywy piasków deluwialnych wieku zlodowacenia Wisły, 5 – pokrywa lessowa z towarzyszącymi jej krawędziami, 6 – hałda usypiskowa i proluwia u stóp krawędzi w Dobrem, 7 – piaski ze żwirami i żwirami (z głazami) wieku zlodowacenia Warty, 8 – spłaszczenia podstokowe u stóp krawędzi lessowych, 9 – falista równina akumulacji glacialnej zlodowacenia Odry, 10 – zrównania denudacyjne na podłożu utworów plejstocenicznych (głównie zlodowacenia Odry), 11 – równina demudacyjna na podłożu utworów czwartorzędowych martwej doliny (rów tektoniczny), 12 – długie stoki na miejscu pliocenicznych i staroczwartorzędowych krawędzi tektonicznych, 13 – cofnięte i zdenudowane krawędzie tektoniczne Równiny, 14 – świeże skarpy tektoniczne, aktywne w młodszym czwartorzędzie

Geomorphological sketch of the Bełżyce Plain with the neighbouring part of the Natęczów Plateau after K. Dowgiałto (1982), J. Butrym (1982), S. Marszałek et al. (1991), and on the basis of author's own materials. 1 – rivers and dry valleys, 2 – bottoms of the river valleys and dry valleys with terraces and steep valley slopes, 3 – eolian sands and dunes, 4 – covers of deluvial sands coming from the period of the Wisła Glaciation, 5 – loess cover with its edges, 6 – heap and proluvia at the foot of the edge in Dobrze, 7 – sands with gravels and gravels (with stones) from the period of the Warta Glaciation, 8 – flattenings at the slope foot near the loess edge, 9 – rolling plain of the glacial accumulation of the Odra Glaciation, 10 – denudation surfaces of the Pleistocene deposits (mainly of the Odra Glaciation), 11 – denudation plain on the Quaternary deposits of the dead valley (tectonic trench), 12 – long slopes in the place of Pliocene and Early Quaternary tectonic edges, 13 – regressive and denudated tectonic edges of the Plain, 14 – tectonic scarps active in the Younger Quaternary

W rynn timer Bystrzycy o zmiennej gęłokości, lokalnie przekraczającej 50 m, zalegają osady równowiekowe lub nieco starsze od wierzchowinowych osadów jeziomych. J. Le-wiński (1928) nazwał je „preglacjalnymi”, obecnie najszuszniesza wydaje się ich korelacja również ze zlodowaceniem Nidy.

Jest niezwykle charakterystyczne, że nigdzie w obrębie Równiny Bełżyckiej nie stwierdzono występowania glin zwałowych ani innych osadów glacialnych zlodowacenia Sanu, które przecież musiało pokryć ten teren ładolodem. Mimo niektórych sugestii (J. Rzechowski 1992) nie można zaliczyć do tego zlodowacenia serii glacialnych profilu w Rąblowie, w dolinie Bystrej nieco na północ od fizjograficznej granicy Równiny. Kontrowersje wokół wieku tej serii (M. Harasimuk, A. Henkiel 1974) wynikają z oceny J. Rzechowskiego (1992), który ze względu na skład petrograficzny frakcji żwirowej zalicza ją do zlodowacenia Sanu. Według datowań TL J. Butryma (1989–1992) od 263 do 295 ka BP i podobieństwa do innych utworów z północnej strefy Wyżyny Lubelskiej muszą być zaliczone do zlodowacenia Odry. Dopiero w Plizinie (otwór Wąwolnica K 1) stwierdzono utwory glacialimniczne i glacialne, częściowo na wtórnym złożu, przemieszczone deluwialnie wraz z brekcjami przyuskokowymi, datowane przez J. Butryma (1989–1992) na 467–483 ka BP (A. Henkiel, w druku b). Utwory te występują w podkrawędziowym obniżeniu tektonicznym, już w obrębie Kotliny Chodelskiej.

Najbardziej rozpowszechnione są utwory zlodowacenia Odry, które w postaci pokrywy glacialnych (gliny zwałowe) zalegają cienką warstwą centralne partie Równiny Bełżyckiej, jak też w facji żwirów i piasków fluwioglacjalnych oraz mułów laminowanych (warstwowych) limniglacjalnych występują w dolinie Bystrej, przechodzącej fizjograficznie z Równiny Bełżyckiej w obręb Płaskowyżu Nałęczowskiego. Typowe jest zróżnicowanie miąższościowej serii odrzańskiej, która na północ od tektonicznej granicy Równiny przekracza 40 m, a nawet 50 m miąższości, w rynn timer obrzeżających strukturę Radawca dochodzi do kilkunastu metrów, w obrębie wierzchowin nie przekracza kilku metrów. Daty tej serii według J. Butryma (1989–1992) wynoszą 266 (Plizin), 256–291 (Drzewce), 263 (Poniatowa), 247–287 (Spomiak), 271 (Radawiec), 269–284 (Motycz) i 263–295 (Rąblów) ka BP.

Kolejnym, diagnostycznym dla rozwoju rzeźby Równiny Bełżyckiej utworem są podstokowe, rozmaicie warstwowane piaski, zawierające żwiry i przewarstwienia żwirów pochodzenia lokalnego (opoki) z minimalną domieszką żwirów krystalicznych, skandynawskich. Piaski te, grube na kilka i kilkanaście metrów występują między innymi na zboczach dolinek rzecznych i suchych dolin tworząc charakterystyczne spłaszczenia przypominające terasy. Powierzchnia ich nawiązuje do zawieszonych, górnych odcinków suchych dolin i typowych zatok pedymentalnych. W dotychczasowych publikacjach (J. Malinowski, J. E. Mojski 1981) zaliczane były do okresu zlodowacenia bałtyckiego (Wisły). Na arkuszach Lublin i Łączna Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (M. Harasimuk, A. Henkiel 1982, 1980) uzasadniono ich przynależność do okresu środkowopolskiego (zlodowacenie Warty). Potwierdzeniem tej hipotezy okazały się datowania TL J. Butryma (1989–1992) utworów nadległych na arkuszach Bełżyce i Wąwolnica (A. Henkiel w druku a, także materiały przygotowywane).

Do okresu bałtyckiego (złodowacenia Wisły) w szerokim sensie wraz z młodszą częścią interglacjału eemskiego i starszą częścią holocenu należą średnio i drobnoziarniste piaski, dobrze wysortowane, wypełniające głębsze partie kopalnych rynien dolinnych. Typowym utworem dla maksymalnej fazy złodowacenia Wisły na Równinie Bełżyckiej są laminowane piaski stokowe, nie zawierające frakcji żwirowej, natomiast przewarstwiane piaskami gliniastymi i mułkami. Pokrywa utworów eolicznych tworzy dwa zespoły płatów, jeden większy na północy, decydujący o indywidualności fizjograficznej lessowego Płaskowyżu Nałęczowskiego, drugi nadbudowuje krawędź południowo-zachodnią Równiny Bełżyckiej i rozciąga się między Dobrem a Karczmiskami (ryc. 4).

Inwentarz litostratygraficzny Równiny Bełżyckiej uzupełniają tworzone na przełomie plejstocenu i holocenu piaski eoliczne, częściowo budujące wydmy w SW strefie krawędziowej i w centralnym, równoleżnikowym pasie, a także torfy i mady najmłodszego holocenu w dolinach rzecznych oraz pylaste i piaszczyste deluwia okresu historycznego w dnach suchych dolin i parowów.

Bardzo liczne na wierzchowinach Równiny Bełżyckiej i na zboczach starszych dolin są głazy narzutowe, często okazałych rozmiarów (do 4 m dłuższej osi) oraz ich antropogeniczne nagromadzenia (elementy dekoracyjne domków jednorodzinnych, skrzyżowania dróg). Utożsamiane są ze złodowaceniem Odry. Związek tych głazów z morenami, datowanymi na złodowacenie Odry, dokumentuje dobrze kilka odkrywek, m.in. w Poniatowej i Sporniaku Palikijskim oraz w Plizinie.

Szczególnym typem utworów stref krawędziowych Równiny Bełżyckiej (zewnątrznych i wewnętrznych) są różnowiekowe (w ramach plejstocenu) brekcje przyuskokowe, np. Dobrze (M. H a r a s i m i u k, T. K r ó l 1984), Kolonia Wąwolnica, Plizin, opisane przez A. H e n k l a (w druku b).

RZEŻBA

Charakter rzeźby Równiny Bełżyckiej najlepiej oddaje jej nazwa – jest to monotonna powierzchnia, słabo zróżnicowana na nieco odmienne hipsometrycznie spłaszczenia, rozdzielone niewysokimi, długimi stokami. Rozcięta jest stosunkowo płytkimi i płaskimi w przekroju suchymi dolinami oraz dość głębokimi, wąskimi i stromościennymi dolinami źródłowych odcinków Bystrej, Ciemięgi, Czechówki, Nędznicy i Poniatówki. Mimo że ograniczająca Równinę Bełżycką południowa krawędź (lessowa) Płaskowyżu Nałęczowskiego skierowana jest ku Równinie, to forma ta góruje nad wierzchowiną Płaskowyżu Nałęczowskiego. Południowo-zachodnia krawędź zdecydowanie dominuje nad nizinnyim krajobrazem Kotliny Chodelskiej. Na zboczach suchych dolin (zwłaszcza) i dolin rzecznych wyodrębniają się spłaszczenia erozyjno-denudacyjne, ale najczęściej półki te (pseudoterasy) zbudowane są z piaszczysto-żwirowych utworów, datowanych na okres złodowacenia Warty. Daty TL mułkowatych wkładek (J. B u t r y m 1989–92) określono na podstawie datowań termoluminescencyjnych na 103–124 ka BP. Ważną rolę w krajobrazach odgrywają pola wydym, wędrujących wzdłuż centralnego obniżenia, ograniczonego płatami lessowymi i wychodzącymi na powierzchnię Równiny Bełżyckiej poprzez przerwy południowo-zachodnich form krawędziowych. Strefa krawędzi wyodrębnia się jako

zespoły wyrazistych form, odmiennych w północno-zachodnim odcinku swoją świeżością (Dobre) i urozmaiconych formami erozyjno-denudacyjnymi w pozostałych odcinkach. Wreszcie drobne rozcięcia erozyjne (wąwozy, parowy) urozmaicają krawędzie płata lessowego Dobre–Karczmiska, a występują także na zboczach dolin i suchych dolin tam, gdzie istnieją większe nagromadzenia piaszczysto-żwirowych i piaszczystych pokryw denudacyjnych różnego wieku.

Do najważniejszych elementów rzeźby Równiny Bełżyckiej należą zrzucone (i obecnie zamaskowane cienką lub średniej grubości – lessy – pokrywą utworów czwartorzędowych) spłaszczenia akumulacyjne starszej i młodszej fazy transgresji eocenu. Osady tych transgresji z kolei zalegają na platformach abrazyjnych, wyciętych w zróżnicowanym już (tektonicznie) podłożu kredowo-paleoceńskim. Na niższej serii mułowców, ilów, piasków, piaskowców i gez zalega obecnie pokrywa lessowa Płaskowyżu Nałęczowskiego (Bełżyce K 1, (Sadurki) K 2, Płuszwice K 6) lub w obniżonych tektonicznie strefach, gdzie pokrywa lessowa kryje glacialne utwory starszych faz czwartorzędu, tj. Wąwolnica K 3 (A. Henkiel w druku a, także materiały przygotowywane). Na górnej serii ciemnozielonych piasków glaukonitowych leży cienki płaszcz residuum glin zwałowych zlodowacenia Odry, lokalnie starszych utworów limnoglacialnych dolnego plejstocenu (Radawiec, Sporniak Palikijski, Motycz Leśny i Miłocin) oraz pokrywa lessowa w rejonie Jastkowa, Jakubowic i Dysa (A. Henkiel w druku a, M. Harasimiuk, A. Henkiel 1982). Za odpreparowaną równinę paleoceńską powierzchni abrazyjnej można uznać niskie spłaszczenia Równiny Łuszczowskiej w granicach Lublina, w Wólce Lubelskiej, Łuszczowie i Jastkowie (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1980, 1982).

Ta sama powierzchnia abrazyjna na utworach kredowo-paleoceńskich jest najwyższym powierzchniowo elementem rzeźby Równiny Bełżyckiej. Wyraźnie elewowana w stosunku do podłoża czwartorzędu Płaskowyżu Nałęczowskiego (do 240 m n.p.m.) zachowała relikty pokrywy eoceńskiej i strzępy miocenu oraz miopliocenu. Powierzchnia ta była deformowana częściowo, zapewne po dolnym oligocenie, a możliwe, że dotknięta także abrazją w czasie zalewu miocenijskiego. Denudacja (i abrazja) związana z tymi procesami usunęła z przeważającej części pokrywę eoceńską, której strzępy zachowały się tylko w północno-wschodniej części Równiny Bełżyckiej, już w strefie podlegającej zrzutom tektonicznym w stronę północnej części bloku. Strefa elewowana, ze zdartą pokrywą eocenu, obejmuje praktycznie całą środkową, południową i zachodnią część Równiny (ryc. 3) (A. Henkiel 1991 b, w druku b). Nie tworzy jednak indywidualnej formy czy ściśle powiązanego zespołu form, bowiem o jej obecnym krajobrazie zdecydowały procesy najnowszej tektoniki. O elewowaniu tej strefy w stosunku do pozostałej części Równiny Bełżyckiej i powierzchni podczwartorzędowej Płaskowyżu Nałęczowskiego świadczą zdenudowanie utworów eocenu, konserwacja formacji miocenijskiej i miopliocenijskiej tylko w negatywnych strukturach tektonicznych (Radawiec – A. Henkiel 1991 b; obniżenie śródkrawędziowe w rejonie Borzechowa i Skrzyńca – S. Marszałek i inni 1991). Przed czwartorzędem rzeźba jednak ponownie musiała być doprowadzona do stadium nisko położonej równiny, bowiem w jej obrębie (na niej) zalegają jeziorne utwory „preglacjału” (zlodowacenia Nidy? Narwi? – daty TL (J. Butrym 1989–1992) na granicy zasięgu metody nie dają pod tym względem pewności), zwłaszcza że tylko minimal-

na informacja geologiczna dotyczy zlodowaceń południowopolskich i starszych. Musiały one być poprzedzone pewnymi ruchami różnicującymi rzeźbę, bowiem w obrębie Równiny Bełżyckiej osady zlodowacenia Sanu zachowały się tylko w rynnach, wyciętych w predysstrukturalnie strefach, jak na obrzeżeniu struktury Radawca (A. Henkiel 1991 b). Powierzchnia Równiny Bełżyckiej została później rozbita na szereg drobnych bloków tektonicznych o nieznacznie zróżnicowanej wartości wypiętrzenia. Musiało to być związane z główną fazą ruchów neotektonicznych. Bliższa analiza (A. Henkiel w druku b) niektórych stref uskokowych, m.in. wzdłuż doliny Bystrzycy, warunkujących jej przebieg i określających rolę morfologiczną, udokumentowanych przez M. Harasimiuka, A. Henkla i S. Przemyskiego (1980) wskazuje na główną fazę wyodrębniania Równiny Bełżyckiej w okresie zlodowacenia Odry (A. Henkiel w druku b) i w starszych okresach zlodowacenia Wisły, być może w związku z glaciostatycznym impulsem (J. Liszkowski 1975).

Z dwóch faz tektonicznych w obrębie Równiny Bełżyckiej ważniejsza była odrzańska. Zadecydowała ona o nagromadzeniu glin zwałowych na przedpolu północnej krawędzi, rozwoju niektórych rynien erozyjnych, w których doszło do spotęgowanej akumulacji (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1974, a także materiały przygotowywane przez autora) i zapoczątkowania rozwoju suchych dolin. W okresie zlodowacenia Warty rzeźba musiała być silnie zróżnicowana. O denudacji krawędzi tektonicznych świadczy stopień ich przeobrażenia, a o intensywnym rozwoju procesów krioplanacyjnych masy piasków stokowych z lokalnymi żwirami, znajdujących obecnie na stokach dolin i suchych dolin, nie tylko w obrębie Równiny Bełżyckiej (M. Harasimiuk, A. Henkiel 1980). Podobna faza musiała być związana z wczesnym okresem zlodowacenia Wisły (przykłady uskoków Dobrego i Kolonii Wąwolnica – A. Henkiel w druku b), dając w wyniku młodszą serię utworów stokowych, nie zawierających jednak frakcji żwirowej, co świadczy o słabszym zróżnicowaniu reliefu. Szereg krawędzi uskokowych jest silnie zdenudowanych, przekształconych i ich wiek z całą pewnością nie sięga plejstocenu.

Formą następczącą największe problemy badawcze i interpretacyjne jest południowo-zachodnia strefa krawędziowa Równiny Bełżyckiej. Można w niej wyodrębnić trzy odcinki: odcinek południowo-wschodni (dominujący pod względem długości) składa się z dwóch stopni, silnie zdenudowanych i rozciętych. Między stopniami zachowały się strzępy morskich utworów neogenu (ryc. 3). Morfologia tego odcinka świadczy o jego (względnie) zaawansowanym wieku. Odcinek północno-zachodni jest młody (lub odmłodzony), wieku zlodowacenia Wisły; jest wyjątkowo świeży morfologicznie i tylko w niewielkim stopniu przeobrażony (A. Henkiel w druku b). Trzecim elementem jest kopalny, ukryty uskok stwierdzony na przedpolu krawędzi w Plizinie (A. Henkiel w druku b oraz materiały przygotowywane), którego wiek związany jest z wczesną fazą zlodowacenia Odry, a amplituda sięga 40 m. Ten uskok uwarunkował konserwację utworów glacialnych i limiglacjalnych zlodowacenia Sanu zrzuconych na swoim skrzydle. Ściśle południowa granica Równiny Bełżyckiej, którą tworzy według S. Marszałka i in. (1991) martwa dolina, jest zapewne podolnoplejstocenijskim rowem tektonicznym, udokumentowanym położeniem mułków „bychawskich” (J. Butrym 1989–1992).

Trudne jest określenie wieku dolin rzecznych Równiny Bełżyckiej. Ich morfologia wskazuje na związek z gwałtownym impulsem tektonicznym i zmianami bazy erozyjnej. W wypadku doliny Bystrej (częściowo w obrębie jednostki fizjograficznej Płaskowyżu Nałęczowskiego) zdarzenie to poprzedzało bezpośrednio zlodowacenie Odry, bowiem utwory odrzańskie stanowią istotny składnik wypełnienia rynny na niektórych odcinkach, np. Cynków, Wąwolnica, Rąblów. W pozostałych dolinach ślady zlodowacenia Odry stanowią jedynie głązy narzutowe, zapewne przemieszczone soliflukcyjnie na zboczach (deluwialne), a jedynymi starszymi utworami, które towarzyszą głazom, są warciańskie i wiślańskie piaski peryglacialno-zboczowe, budujące listwy i spłaszczenia u stóp długich stoków i na zboczach suchych dolin.

W okresie zlodowacenia Wisły kończy się historia rozwoju budowy geologicznej i rzeźby Równiny Bełżyckiej, zdominowana wpływem najnowszych ruchów tektonicznych. Znaczny wpływ wywarły też uwarunkowane klimatycznie procesy maksymalnej fazy zlodowacenia Wisły i holocenu, do których głównie należała akumulacja lessów. Lessy tworzą dwa nierówne płyty: większy, budujący pokrywę Płaskowyżu Nałęczowskiego i mniejszy na południowo-zachodniej krawędzi Równiny Bełżyckiej, od Dobrego po Karczmiska. Ich położenie, układ krawędzi, stosunek do dolin Wisły, Bystrej, Chodelki i Bystrzycy, a także sytuacja bezlessowych niecek w obrębie Płaskowyżu Nałęczowskiego – wskazują na genezę związaną z wiatrami z kierunku WNW (M. Harasim i u k, A. H e n k i e l 1975/76). Szczególnie spektakularny przykład daje „brama” pomiędzy Dobrem a Męcmerzem.* Genezy eolicznej są także pola zwymdionych piasków, „wdmuchiowanych” wraz z wydmi z nieco innego kierunku (W) we wspomnianą „bramę” i w luki w rozczłonkowanej południowo-zachodniej krawędzi Równiny Bełżyckiej.

Najmłodsza faza rozwoju rzeźby Równiny Bełżyckiej, związana z holocenem i antropopresją, zostawiła po sobie bogactwo form erozyjnych, wąwozów, debrzy i parowów, zwłaszcza na krawędzi płyt lessowych (A. K ę s i k 1960), a w dolinach rzecznych płyty torfów na piaskach, przykryte pyłami pochodzenia aluwialno-deluwialnego; deluwia nadbudowały też dna suchych dolin. U podnóża najświeższego odcinka południowo-zachodniej krawędzi nagromadziły się hałdy i stożki utworów usypiskowych oraz proluwialnych, a sama krawędź została pocięta stromymi debrzami (L. P a j d o w s k a 1980; A. H e n k i e l w druku b; M. H a r a s i m i u k, T. K r ó l 1984).

KONKLUZJE

Najważniejsze wnioski dotyczą genezy i wieku płaskich powierzchni wierzchowinowych Równiny Bełżyckiej i analogicznie wierzchowin pozostałych subregionów Wyżyny Lubelskiej, szczególnie najniższego poziomu, kwalifikowanego przez A. J a h n a (1956) jako plejstocenijskie pedymenty. Okazuje się, że najniżej obecnie położone morfologicznie powierzchnie mogą być najstarszymi elementami rzeźby, zakonserwowanymi dzięki

* Ewentualnie można tu przypomnieć koncepcję A. Henkla, dyskutowaną w Krakowie z prof. S. Dżułyńskim (1977) na temat wpływu linii tektonicznych na akumulację pyłów eolicznych (pole geoelektryczne?)

zrzutom tektonicznym. Szczególnie dotyczy to (poza tematem niniejszej rozprawy) przydolinnych zrównań Równiny Łuszczowskiej.

Drugi problem odnosi się do zrównań najwyższych. Nie negując ich egzystencji i datowania w centralnych obszarach Wyniosłości Giełczewskiej (A. J a h n 1956) i Rostocza (H. M a r u s z c z a k, T. W i l g a t 1956) należy uwzględnić też problem potrzebnego dla ich rozwoju czasu (kwestia dyskutowana w 1992 r. w Krakowie z prof. S. Dżułyńskim). O wiele prostsze i zgodne z faktami zaobserwowanymi na Równinie Bełżyckiej jest przyjęcie założenia o jednej powierzchni strukturalnej (częściowo strukturalno-denudacyjnej), rozbitej uskokami i zróżnicowanej hipsometrycznie w poszczególnych blokach. Wiek tej powierzchni dokumentują osady górnego eocenu (pośrednio także miocenu i miopliocenu), a wiek głównej fazy przekształceń krawędzi tektonicznych w „długie stoki” ogromne masy peryglacialnych osadów podstokowych (piaski ze żwirami i głazami) wieku zlodowacenia Warty.

Analiza rozwoju rzeźby Równiny Bełżyckiej (pośrednio całej Wyżyny Lubelskiej i Rostocza) wskazuje na decydującą rolę młodej tektoniki w kształtowaniu powierzchni wierzchowinowych, zwłaszcza w tych obszarach, gdzie liczba „powierzchni zrównań denudacyjnych” jest znacznie większa od trzech. O stwierdzeniu w centralnych obszarach Wyżyny Lubelskiej większej liczby „zrównań” (spłaszczeń morfologicznych) donosił na podstawie prac kartometrycznych (informacja ustna z 1992 r.) M. Harasimiuk. Mozaikowo-blokowa struktura Wyżyny Lubelskiej, wchodzącej w skład północnego skrzydła wału metakarpackiego (M. H a r a s i m i u k, A. H e n k i e l 1981; A. H e n k i e l 1984), dostatecznie wyjaśnia hipsometryczne zróżnicowanie spłaszczeń wierzchowinowych.

Po laramijskiej fazie ruchów tektonicznych i po zalewie dolnopaleoceńskim nastąpił okres planacji, którego najistotniejszą fazą była abrazja wieku środkowoeoceńskiego. Replikty utworzonej wówczas powierzchni swoje obecne położenie i aspekt morfologiczny zawdzięczają późniejszym fazom tektonicznym: przed sarmatem, w najwyższym miocenie, w czwartorzędzie na początku zlodowacenia Odry i w czasie zlodowacenia Wisły. Z faz przekształceń denudacyjnych istotną rolę odegrała także abrazja morza sarmackiego, denudacja i erozja plioceńska (nie na tyle jednak silna, aby utworzyć zindywidualizowane formy) oraz krioplanacja okresów zlodowaceń Warty i Wisły.

W efekcie ukształtował się krajobraz schodowych zrównań wierzchowinowych rozdzielonych „długimi stokami”, który niekoniecznie trzeba tłumaczyć wielokrotnością kłasicznego cyklu: wypiętrzenie—denudacja—wypiętrzenie. Rozwój schodowych zrównań Wyżyny Lubelskiej, przy ich znacznej, większej od trzech, liczbie musiałby wymagać znacznie dłuższego czasu geologicznego niż wskazują na to dzisiejsze datowania. Geomorfologia Równiny Bełżyckiej, z zapadniętą i zakonserwowaną częścią północną i odpreparowaną oraz odmłodzoną częścią południową (fizjograficzna Równina Bełżycka), sugeruje drogę nowej interpretacji morfogenezy Wyżyny Lubelskiej. Wskazuje także na konieczność uwzględnienia faktu, że ukształtowanie współczesnych form rzeźby zależy od młodotrzeciorzędowych ruchów tektonicznych, abrazji kolejnych zalewów morskich oraz czwartorzędowych faz krioplanacji.

LITERATURA

- Buraczyński J. 1984; Wpływ tektoniki na rozwój dolin strefy krawędziowej Roztocza (sum. The influence of neotectonics on development of valleys of the escarpment zone of the Roztocze). *Ann. Soc. Geologorum Poloniae*, vol. LIV, 1/2, Kraków, s. 209–225.
- Buraczyński J. 1967; Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego (rés. Essai géomorphologique du Roztocze Occidental). *Annales UMCS*, sec. B, vol. XXII, Lublin, ss 77–123.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1989; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sawin, IG Warszawa, s. 100.
- Butrym J. 1982; Szkic geomorfologiczny. [W:] M. Harasimiuk, A. Henkiel, Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lublin (749), IG Warszawa.
- Butrym J. 1989–92; Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek osadów czwartorzędowych z ark. Wąwolnica (747), Bełżyce (748), Niedrzwica (785). *Centralne Archiwum Geologiczne*, PIG Warszawa.
- Butrym J., Superson J. 1987; Utwory czwartorzędowe okolic Szarowoli (Roztocze Tomaszowskie) (sum. Quaternary measures in the Szarowola area – Roztocze Tomaszowskie). *Folia Soc. Sc. Lubl.*, vol. 29, Geogr. 1, Lublin, s. 9–13.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954; Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. *Przew. V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin, s. 3–44.
- Dobrowolski R. w druku; Drobne struktury tektoniczne w warstwach górnokredowych okolic Chełma i Rejowca (Wyżyna Lubelska) jako wskaźnik kenozoicznej tektoniki. *Rocznik PTGeol.*, Kraków.
- Dowgiałło K. 1982; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Kazimierz Dolny (746), IG Warszawa.
- Gawor-Biedowa E. 1989; Opracowanie 43 próbek mikropaleontologicznych dla UMCS, w Lublinie. *Centralne Arch. Geolog.* PIG Warszawa.
- Gazda L. 1989; Wyniki badań petrograficznych skał z rdzeni wiertniczych wykonanych dla arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Centr. Arch. Geolog., PIG Warszawa.
- Harasimiuk M. 1975; Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie (sum. Relief evolution of the Chełm Hills in the Tertiary and Quaternary). *Prace Geogr. IG PAN* nr 115, Warszawa, s. 108.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Rozprawy habilitacyjne UMCS*, Lublin, s. 136.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Lublin (749), IG Warszawa, s. 83.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Łęczna (750). IG Warszawa, s. 72.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1984; Osady trzeciorzędowe w Radawcu koło Lublina (sum. Tertiary sediments at Radawiec near Lublin). *Przegl. Geol.*, t. XXXII, z. 6, Warszawa, s. 340–343.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1981; Pokrédowa tektonika na północnym skłonie wału metakarpackiego w okolicy Lublina (sum. Post-Cretaceous tectonics of northern slope of the meta-Carpathians Swell in the Lublin area). *Przegl. Geol.*, t. XXIX, z. 11, Warszawa, s. 571–573.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1974; Profil czwartorzędowy w Rąbrowie. *Przew. XII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin, s. 131–135.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1975/76; Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego (sum. The influence of the geological structure and of the substratum relief on the configurations of loess cover in the area of the western part of the Nałęczów Plateau). *Annales UMCS*, sec. B, vol. XXX/XXXI, Lublin, s. 55–80.
- Harasimiuk M., Król T. 1984; Krawędź Równiny Bełżyckiej w okolicy wsi Dobre. *Przew. XII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG w Lublinie*, cz. II, Lublin, s. 113–118.
- Harasimiuk M., Rutkowski J. 1972; O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu rejonu Chełma (sum. Deformational structures and sedimentation of Miocene (Sarmatian) sands in the area of Chełm – Eastern Poland). *Rocznik PTGeol.*, t. XLII, z. 2/3, Kraków, s. 271–281.

- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T. 1988a; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Krasnystaw (25). PIG, Warszawa, s. 71.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T. 1988b; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piaski, PIG Warszawa, s. 74.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Przemyski S. 1980; Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne centralnego regionu węglowego. LXXXVIII sesja naukowa Instytutu Geologicznego. Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w Centralnym Regionie wydobywczym Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Warszawa, s. 37–40.
- Henkiel A. 1982; Drobne struktury tektoniczne północnej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Mesoscopic tectonic structures of the northern part of the Lublin Upland). Annales UMCS, sec. B, vol. XXXVII, Lublin, s. 73–84.
- Henkiel A. 1991 a; Środkowy i górny paleogen północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Middle and upper paleogene in the north western part of the Lublin Upland). Folia Soc. Sc. Lubl. vol. 32, Geografia 1/2, Lublin s. 25–29.
- Henkiel A. 1991 b; Neogen struktury Radawca. Neogene of the Radawiec strukture (NW part of the Lublin Upland). Folia Soc. Sc. Lubl., vol. 32, Geografia 1/2, Lublin, s. 31–38.
- Henkiel A. w druku a; Neogeńska struktura Radawca (sum. Neogene structure of the Radawiec – NW part of the Lublin Upland). Kwart. Geologia, AGH Kraków.
- Henkiel A. w druku b; Wybrane profile czwartorzędowych osadów przyuskokowych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Selected sections of young fault-related deposits in North-Western part of the Lublin Upland). Folia Quaternaria, Kraków.
- Henkiel A. w druku c; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bełżyce (748), PIG, Warszawa.
- Henkiel A., 1984; Regionalne różnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Regional differentiation of the Quaternary cover of the Lublin Coal Basin). Annales UMCS, sec. B, vol. XXXIX, Lublin, s. 73–90.
- Henkiel A. 1984; Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego (sum. Tectonics of Meso-Cainozoic cover on the northern Slope of the Metacarpathian Swell). Annales UMCS, sec. B, vol. XXXIX, Lublin, s. 15–38.
- Henkiel A., Nitychoruk J. 1983; Spękania ciosowe i drobne struktury tektoniczne w skałach kredowo-paleoceńskich północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Joints and mesoscopic structures in Cretaceous and Paleocene rocks of the north-western part of the Lublin Upland). Annales UMCS, sec. B, vol. XXXV/XXXVI, Lublin, s. 13–27.
- Henkiel A., Oleszczuk M. 1983; Geneza złoża piasków trzeciorzędowych w Czulczycach koło Chełma (sum. Genesis of the deposits of Tertiary sands in Czulczyce near Chełm). Folia Soc. Sc. Lublin, vol. 25, Geografia 1/2, Lublin, s. 17–21.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (sum. Gemorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). Prace Geogr., IG PAN, nr 7, Warszawa, s. 4453.
- Jahn A. 1954; Zarys geomorfologii Wyżyny Lubelskiej. Przew. V Zjazdu PTG, Lublin, s. 445–65.
- Jahn A., Turnau-Morańska M. 1952; Preglacja i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej (sum. Pre-Glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland). Biul. PIG nr 665, Warszawa, s. 269–312.
- Jaroszewski W. 1977; Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym (sum. Sedimentary evidence for Miocene tectonic activity in the central Roztocze). Przegl. Geol., XXV, z 11, Warszawa, s. 418–427.
- Kęsik A. 1960; Vallés des terrains de la partie Ouest du Plateau de Natęczów (str. Formy dolinne obszarów lessowych zachodniej części Płaskowyżu Natęczowskiego). Annales UMCS sec. B, vol. XV, Lublin, s. 123–154.
- Kriształowicz N. P. 1902; Hidro-geologiczeskije opisanje teritorii goroda Lublina i jego okrestnosti. Warszawa, s. 293.
- Krzowski Z. 1992; Wyniki datowań K/Ar glaukonitu Wyżyny Lubelskiej z laboratoriów w Heidelbergu, Freiburgu i w Lublinie. Informacja ustna.

- Lewiński J. 1928; Preglacja w dolinie Bystrzycy pod Lublinem (rés. Le preglaciaire dans la vee de la Bystrzyca pres de Lublin). Spraw. Tow. Nauk. Warszawskiego, wyd. III, t. 21, Warszawa, s. 111–118.
- Liszkowski J. 1975; Wpływ obciążenia lodem na plejstocenską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski (sum. The influence of ice sheet loading on Pleistocene–Recent dynamics of lithosphere in Poland). Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. I, Warszawa, s. 255–278.
- Malicki A. 1935; Spękania kredy na północnym Roztoczu (rés. Les diaclases du cretace dans la Roztocze sepetentrionale). Czas. Geogr., t. XIII, Warszawa, s. 104–106.
- Malicki A., Pękala K. 1972; Interglacja w nowym plejstocenskim profilu okolicy Białopola (Wyżyna Lubelska). Wiadomość wstępna (Zsf. Der Interglazial in einem neuen pleistozänen Profil der Umgebung von Białopole (Lublinen Hochebene). Vorausartikel). Annales UMCS, sec. B, vol. XXVII, Lublin, s. 205–224.
- Malinowski J., Mojski J. E. 1981; Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Lublin, wyd. A i B, IG Warszawa.
- Marszałek D., Albrycht A., Buła S. 1991; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Niedzwica, PIG Warszawa, s. 33.
- Maruszczak H. 1986; Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation (str. Lessy w Polsce, ich stratygrafia oraz interpretacja paleogeograficzna). Annales UMCS, sec. B, vol. XLI, Lublin, s. 15–24.
- Maruszczak H. 1972; Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie.[W:] Geomorfologia Polski, t. I. PWN, Warszawa, s. 340–384.
- Maruszczak H. 1966; Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (rés. Phenomenes karstiques dans les roches du cretace superieur entre la Vistula et de la Bug – Type du Karst crayeux). Przegl. Geogr. t. 38, z. 3, Warszawa, s. 339–370.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956; Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (rés. La relief de la zone lisiere du Roztocze Central). Annales UMCS sec. B, vol. X, Lublin, s. 445–80.
- Materiały Centralnego Archiwum Geologicznego (profile wierceń), PIG, Warszawa.
- Morawski J. 1957; Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny (sum. On the tertiary sedimentation and relief of the central and northern Lublin palatinate). Annales UMCS, vol. XII, Lublin, s. 67–154.
- Pajdowska L. 1980; Rzeźba krawędzi w Dobrem. Praca magisterska, maszynopis, Arch. INOZ UMCS, Lublin, s. 49.
- Pożaryska K. 1967; Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej (sum. Cretaceous–Tertiary transition beds in Poland – Except for the Carpathians). Kwart.Geol., t. XI, z. 3, Warszawa, s. 661–672.
- Pożaryska K. 1952; Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław (sum. The sedimentological problems of upper Maestrichtian and Danian of the Puławy environment). Bull. PIG, 81, Warszawa, s. 104.
- Pożaryski W. 1948; Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (sum. Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik). Bull. PIG 46, Warszawa, s. 141.
- Pożaryski W. 1953; Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe (sum. The Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). Prace IG, nr 9, Warszawa, s. 134.
- Pożaryski W., Mojski J. E. 1987; Plejstocen przełomu Wisły środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędowej (sum. Pleistocene of the Middle Vistula River gorge in the light of the new stratigraphy of Quaternary). Przegl.Geol., t. XXXV, z. 3, Warszawa, s. 117–123.
- Rzechowski J. 1992; Wyniki badań petrograficznych frakcji żwirowej z obszarów arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centralne Archiwum Geologiczne PIG, Warszawa.
- Słodkowska E. 1989; Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Radawiec K–4 (Ark. Bełżyce 1:50 000). Centralne Archiwum Geologiczne, PIG Warszawa.
- Turnau-Morawska M. 1949; Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (sum. Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). Annales UMCS, sec. B, vol. IV, Lublin, s. 135–194.

- Uberna J., Odrzywolska-Bieńkowska E. 1977: Nowe stanowiska utworów górnocenońskich na obszarze północnej Lubelszczyzny (sum. New locality of the upper Eocene in northern part of the Lublin Region). *Kwart. Geol.*, t. XXI, z. 1, Warszawa, s. 73–88.
- Uberna J., Woźny T. 1970: Paleogen północnej części obszaru lubelskiego. *Przew. XLII Zjazdu PTG, Lublin 1970, Lublin*, s. 123–126.
- Wyrwicka K. 1980: Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Stratigraphy, facies and tectonics of the Maestrichtian in western part of the Lublin Upland). *Kwart. Geol.*, t. 24, z. 4, Warszawa, s. 805–820.
- Wyrwicka K. 1977: Wykształcenie litologiczne i węglanowe surowce skalne mastrychtu lubelskiego (sum. Lithological development and carbonate raw materials of the Lublin Maestrichtian). *Bull. IG 229, Warszawa* s. 5–98.
- Żelichowski A. M. 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem (sum. Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the river Bug). *Bull. IG 263, Warszawa*, s. 97.

SUMMARY

The Bełżyce Plain, a subregion of the Lublin Upland that has been little studied so far, preserved the structure that allows for the revision of the concepts as to age, development and genesis of its relief. In the classical literature on the subject low situated flattenings were interpreted as the youngest (i.e. the Upper Pliocene-Pleistocene) denudation level. They have the sediment cover of sea transgression from the Upper Eocene. On the culmination there are preserved relics of the sea sediments from the Upper Miocene and fresh-water sediments of the Miopliocene, that are younger than the suggested age of the top flattenings. The Bełżyce Plain relief was reconstructed on the basis of detailed field studies, drillings, glauconite dating (K/Ar) and datings of other deposits (TL). It is possible to distinguish the following development stages of this relief. Laramian deformation of the cover of carbonate and carbonate-siliceous sediments, and, after a short episode of no sedimentation (hard ground), accumulation of more sandy deposits coming from the Lower Paleocene (gaizes with interbeddings of opokas and marly limestones).

After sea regression (in the Middle and Upper Paleocene) and after weak deformation of the Cretaceous-Paleocene deposits there occurred sea transgression of the Middle and Upper Eocene combined with a strong abrasion and planation of the substratum built of sandy-clayey sediments with glauconite, that underwent partial diagenesis (obviously in the later periods). It is possible that transgression lasted till the Lower Oligocene (inclusively).

In the Upper Oligocene and Lower Miocene, after Eocene-Oligocene sea regression there appeared tectonic deformations of the bedrock and combined with them degradation of the glauconitic sediment cover (mainly in the more uplifted southern part of the studied area); at the same time some structures with sharper lines, such as the Radawiec trench were formed. The above mentioned structures could have also appeared later, that is after the Lower Miocene.

The Upper Miocene (Sarmatian) is the period of sea transgression that, as it seems, did not enter the north part of the Lublin region by a narrow strait but rather forming a wide front covering the whole area of the Bełżyce Plain and Nałęczów Plateau. During this phase another abrasion-accumulation plain was formed and it slightly transformed the older forms.

Probably after this phase deep Radawiec trench conditioned by the older phase of tectonic movements, was formed. Its formation may have been connected with the messinian event. The Radawiec trench was then filled with series of fresh-water deposits (fluvial and lacustrine) with brown coal.

Tectonic movements separated the Bełżyce Plain block and differentiated its south-west part with stronger elevation from the north-east part; and formation of the south-west edge.

In the Pleistocene there occurred degradation on the Tertiary covers on the elevated part of the Plain, uplift movements stronger exposing edges, differentiating movements of the inner small elements, cryplantation transforming secondary tectonic edges into long slopes.

Summing up: the relief of the Betzyce Plain, and probably of the whole Lublin Upland is tectonic, and its flat parts (planation surfaces) are the relics of Upper Eocene and Sarmatian abrasion surfaces (in the lower situations with preserved sediments), that were transformed (mainly the edges) during the Pleistocene period. The maximum of the Quaternary transformation happened during the period of the Warta Glaciation. Without excluding the possibility of the local development of flattenings during the Pliocene and Pleistocene, it has to be admitted that the main denudation surface of the Cretaceous-Paleocene basement of the Lublin Upland was formed before the Upper Eocene with a significant activity of the abrasion processes. This surface underwent the period of substantial tectonic deformation the results of which were partially morphologically moderated by the Upper Oligocene and Lower Miocene erosion, and especially by the processes of abrasion and accumulation of sea and fresh-water deposits during the Sarmatian and Miopliocene. The indirect result of these processes was the erosion of the sea and fresh-water Eocene and Lower Pliocene sediment covers. The consecutive stages of tectonic deformations (preceded by a weak denudation) took place after the Lowest Pliocene to the Upper Pleistocene inclusively.