

Maria BIELECKA

## Główne problemy trzeciorzędu okolic Zaklikowa

### WSTĘP

Zagadnienia trzeciorzędu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej już niejednokrotnie poruszano w polskiej literaturze geologicznej. Były to albo wzmianki, albo relacje bardziej szczegółowe, poświęcone wyłącznie problemom trzeciorzędu tych okolic. Wszystkie te wiadomości wiążą się ze strukturą Roztocza, bądź też z budową przebiegającej na północ od Zaklikowa krawędzi Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola na obszarze Niziny Sandomierskiej. W ubiegłym stuleciu problemami trzeciorzędu obszaru lubelskiego zajmowali się G. G. Pusch (1836, *fide* J. Trejdosiewicz, 1883), J. Trejdosiewicz (1883). Relacje tych badaczy dotyczą głównie terenów położonych bardziej na wschód, a więc okolic Janowa Lubelskiego, Frampola i wschodniego Roztocza. Odnośnie do struktury geologicznej okolic Zaklikowa naszkicowane są niektóre tylko fragmenty, przy czym najwięcej relacji w tym względzie dostarczył J. Trejdosiewicz, który ujmuje i interpretuje materiał obserwacyjny w sposób najbardziej zbliżony do pojęć współczesnych (J. Trejdosiewicz, 1883). J. Siemiradzki (1909) również więcej uwagi poświęca strukturze wschodniego Roztocza i nawiązuje jedynie do pewnych miejscowości z zachodniej części Wyżyny Lubelskiej.

Dokładniejszych wiadomości ściśle związanych z omawianymi okolicami dostarczył po raz pierwszy K. Kowalewski (1925). Badacz ten pierwszy skartował te tereny na arkuszu Kraśnik w skali 1 : 100 000, a następnie w sprawozdaniu swym omówił ogólnie zagadnienia litologii i rozkładu facji poszczególnych elementów miocenu południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Między innymi omówione zostały ogólnie okolice położone na północ od Zaklikowa. Sprawozdanie K. Kowalewskiego przez szereg lat było jedyną podstawą do rozważań na temat budowy geologicznej tych terenów i służyło za punkt wyjścia do dalszych szczegółowszych badań. Zdjęcie geologiczne K. Kowalewskiego weszło potem do wydanej już po wojnie Przeglądowej Mapy Geologicznej w skali 1 : 300 000 (ark. Kielce, J. Czarnockiego). Jednakże, ze względu na brak opracowań analitycznych, szereg problemów stratygraficznych pozostawał nadal kwestią otwartą. Pewnym uzupełnieniem w tej mierze jest opisany przez K. Kowalewskiego profil z Łychowa zamieszczony w pracy J. Czarnockiego (J. Czarnocki, 1935). Konkretnie wydzielone są tu pewne ogniwa

stratygraficzne tortonu. Z następstwa poszczególnych elementów tego profilu wynikałoby, że wapień litotamniowy jest odpowiednikiem poziomu litotamniowego, ławica wapienia modiolowego z przegrzebkami reprezentuje warstwę erwiliową, jaka zwykle występuje w stropie warstw baranowskich, wreszcie znajdujące się w stropie profilu wapienie detrytyczne „stanowią odpowiednik stratygraficzny warstw kajzerwaldzkich, rozpozszechnionych w tym wykształceniu na Roztoczu lubelskim i lwowskim“. Podkreślony tu został brak najważniejszego, moim zdaniem, dla tych okolic ogniwa, jakim są warstwy baranowskie. W związku z tym ustalili się poglądy, iż warstwy baranowskie na opisywanym terenie nie są wykształcone. Pogląd ten znalazł swe odbicie w interpretacji J. Czarnockiego (1935), na której opiera się B. Areń (1956) przy rozważaniach dotyczących trzeciorzędu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej.

Zagadnienia tektoniki w obrębie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola omawiane były fragmentarycznie przez J. Czarnockiego (J. Czarnocki, 1939), który opisuje dyslokację w Opoce i wspomina o dyslokacjach w Mniszku i w Zdziechowicach. Autor ten zauważa między innymi, że „uskoki w wymienionych okolicach posiadają nachylenie północne, a więc w kierunku odwrotnym od zapadliska miocenijskiego. W budowie krawędzi Roztocza Lubelskiego powodują one gradacyjne obniżenie miocenu w kierunku zapadliska sarmackiego okolic Zaklikowa i dają wyraźne rozgraniczenie dwu odrębnych obszarów facjalnych sarmatu: Roztocza rałowego i zapadliska zaklikowskiego, łupkowo-iłastego“. Pisząc o dyslokacji Zdziechowic, autor miał zapewne na myśli fleksurę Zdziechowic, gdzie zrzuconiu uległo skrzydło północne, zbudowane z utworów trzeciorzędowych i kredowych.

Graficzne zobrazowanie założeń tektonicznych w obrębie krawędzi Wyżyny Lubelskiej w okolicach Zaklikowa znajdujemy w przekroju zamieszczonym przez W. Pożaryskiego (1956) w drugim tomie Regionalnej Geologii Polski. Dokładniejsze badania pozwolą na wniesienie pewnych uzupełnień w zakresie zapatrywań na stratygrafię trzeciorzędu tych okolic.

Wszystkie zestawione wyżej wiadomości nie wystarczały do ustalenia pełnego profilu miocenu i dokładnego zobrazowania układu facji trzeciorzędowych na opisywanym terenie. W związku z tym ciągle podkreślano w publikacjach brak pełnego obrazu budowy geologicznej południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Przy zestawianiu więc szczegółowej mapy geologicznej tych okolic należało najpierw opracować szereg zagadnień stratygraficznych. W czasie wykonywania prac kartograficznych, prowadzonych z ramienia Instytutu Geologicznego, zebrałam materiał obserwacyjny w zakresie trzeciorzędu tych okolic. Szczegółowe opracowywanie tego materiału w pierwszym etapie pozwoliło na zestawienie w szkicowym ujęciu syntetycznego profilu miocenu okolic Zaklikowa. Założenia w tym zakresie przedstawiłam w artykule z r. 1957. W artykule tym wydzieliłam szereg poziomów tortonu dolnego, ujmowanego zgodnie z tabelą podziału tortonu, proponowaną przez W. Kracha (W. Krach, 1956). Stanowisko swoje podtrzymuję nadal, aczkolwiek K. Kowalewski w najnowszych swych wypowiedziach inaczej interpretuje podany przeze mnie profil (K. Kowalewski, 1958). Autor ten uważa, że wyróżnianie ogniwa tortonu dolnego na omawianym obszarze utrudnia brak charakterystycznej

dla nich fauny, toteż wszystkie elementy tortonu łączy w jedno ogniwo, przyjmując je za odpowiednik wydzielanego przez siebie na innych terenach poziomu nadgipsowego. Moim zdaniem, poglądu tego nie da się również należycie udokumentować faunistycznie, toteż może słuszniej będzie pozostać na razie przy poprzednich założeniach, zwłaszcza że przemawiają za tym i inne przesłanki. Niemniej jednak, ceniąc zdanie K. Kowalewskiego, wieloletniego i doświadczonego badacza miocenu, opinię jego będą brała pod uwagę przy kontrolowaniu dotychczasowych swoich wyników.

W niniejszym artykule pragnę nawiązać do uwag stratygraficznych podanych w poprzedniej publikacji, omówić kwestie sporne i poruszyć pewne zagadnienia z zakresu paleogeografii. Załączony natomiast przekrój przedstawia próbę dokładniejszego zobrazowania trzeciorzędowych facji w obrębie krawędzi Wyżyny Lubelskiej.

### POŁOŻENIE I MORFOLOGIA OBSZARU

Przedmiotem rozważań jest obszar otaczający Zaklików w promieniu 12 km. Sam Zaklików znajduje się w południowej części powiatu kraśnickiego. Mniej więcej w odległości dwu kilometrów na północ od Zaklikowa wyraźnie zarysowuje się zachodnia część południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Krawędź ta w terenie zaznacza się trzema kondygnacjami progów, z których zewnętrzny, przeważnie najniższy, stanowi odrębną całość, predysponowaną przypuszczalnie tektonicznie. Podłużna depresja oddziela próg zewnętrzny od wyższych, wewnętrznych, partii krawędzi, w których obrębie zarysowują się najczęściej dwa progi strukturalne. Krawędź Wyżyny Lubelskiej wyznacza swym przebiegiem kierunek WNW-ESE. Na północ od krawędzi Wyżyny Lubelskiej, ukośnie do niej, przebiega krawędź Roztocza o kierunku NW-SE. W morfologii trzeciorzędu przedpola krawędzi Wyżyny, na obszarze Niziny Sandomierskiej, zaznaczają się wydłużone garby i niecki o kierunku bądź to zgodnym z kierunkiem krawędzi, bądź też bardziej zbliżonym do równoleżnikowego. Wysokość względna zewnętrznego progu krawędzi, mierzona od poziomu powierzchni trzeciorzędowej przedpola na linii Zaklików—Zdziechowice, wynosi około 35 m. Na zachód od tej linii, w obszarze Baraków, spada do około 20 m, na wschód zaś między Łysakowem a Potoczkiem — przekracza 60 m. Wysokość względna kulminacji wewnętrznych partii krawędzi w stosunku do przedpola wynosi około 80 m i wzrasta ku zachodowi.

### GŁÓWNE RYSY STRUKTURY PODŁOŻA TRZECIORZĘDU

W odniesieniu do głównych jednostek strukturalnych Polski omawiany teren znajduje się na granicy południowo-zachodniego skrzydła niecki lubelskiej i zapadliska przedkarpacciego. W brzeżnej strefie niecki lubelskiej, utwory kredowe, z których jest zbudowana, stanowią podłoże. Głównym natomiast elementem nadbudowy są utwory trzeciorzędowe krawędzi Wyżyny, wykształcone w facji przybrzeżnej. W obrębie zapadliska przedkarpacciego znajduje się prawdopodobnie przedłużenie struktur paleozoicznych obszaru świętokrzyskiego. Struktury te przykryte są grubą powłoką miocenu, wykształconego w facji hemipelagicznej i stanowiącego

przedpole krawędzi. W północno-zachodniej części badanego terenu wciska się klinem między dwie główne jednostki strukturalne antyklina Rachowa i Gościeradowa. Antykliny te są zaakcentowane wychodniami jury i przebiegiem wychodni poszczególnych ogniw stratygraficznych kredy. Oś tej antykliny na wschód od Gościeradowa skręca nieco bardziej na południe i na omawianym terenie kryje się pod utworami trzeciorzędowymi krawędzi Wyzyny.

## STRATYGRAFIA

Z zespołu utworów trzeciorzędowych okolic Zaklikowa wydzielam reliktowy fragment oligocenu oraz zróżnicowane facjalnie osady miocen-skie, które stanowią zasadnicze tło litologiczne w budowie podłoża omawianego terenu. Poza serią utworów lądowych uznanych warunkowo za odpowiednik helwetu, miocen reprezentowany jest przez morskie osady tortonu i sarmatu, wykształcone w dwóch facjach: płytkowodnej i głębokowodnej. W odróżnieniu od monottonnych osadów głębokowodnych utwory facji płytkowodnej wykazują wyraźne zróżnicowania litologiczno-facjalne wynikające z warunków batymetrycznych przybrzeżnej strefy zbiornika morskiego. W związku z tym fację tę reprezentować będą: 1. detrytyczne utwory warstwowane odpowiadające lokalnym depresjom dna morskiego i 2. utwory rafowe niewarstwowane, związane genetycznie z podwodnymi progami podłoża.

### A. FACJA PŁYTKOWODNA UTWORY WARSTWOWANE

Profil syntetyczny trzeciorzędu według dotychczasowych moich założeń ilustruje fig. 1.

Opis stratygraficzny zacznę od utworów, które warunkowo zaliczyłam do oligocenu. Odślaniają się one bowiem w rejonie występowania miocenu facji płytkowodnej. Są to piaski intensywnie zielone, glaukonitowe, zawierające w spagu otoczaki krzemieni i kwarcu. Piaski te niewielkim płatem występują bezpośrednio na kredzie. Obserwować je można w Zdziechowicach, w obrębie wspomnianej już wyżej fleksury. Za podstawę przy określaniu wieku tych piasków przyjęto analogię facjalną do utworów oligocen-skich, znajdujących w innych okolicach Polski. Podobne stanowisko zajął K. Kowalewski w odniesieniu do takich samych piasków nawierconych w jednym z otworów w widłach Wiśły i Sanu (K. Kowalewski, 1957b).

Następną serię stanowią piaski szare lub zielonawe, mułki szarozielonawe, iły czarne węgliste oraz wkładki węgla brunatnego. Seria ta nawiercona została w otworze w Węglinie. Jest ona przypuszczalnie odpowiednikiem serii brunatnowęglowej okolic Trzydnika. W obydwu obszarach serie te występują w spagu morskich utworów tortonu, które w przypadku okolic Trzydnika zaliczone zostały przez W. Kracha do poziomu litotamniowego (W. Krach, 1949). J. Czarnocki (1935) i inni zaliczali utwory brunatnowęglowe obszaru świętokrzyskiego do helwetu, przyjmując je jako odpowiednik facji lądowej tego ognia (J. Czarnocki, 1932). Na podstawie analogii do obszaru świętokrzyskiego K. Konior zaliczył również do helwetu węgiel brunatny okolic Trzydnika (K. Konior, 1948).

## FACJA HEMPELAGICZNA

## FACJA PRZYBRZEŻNA

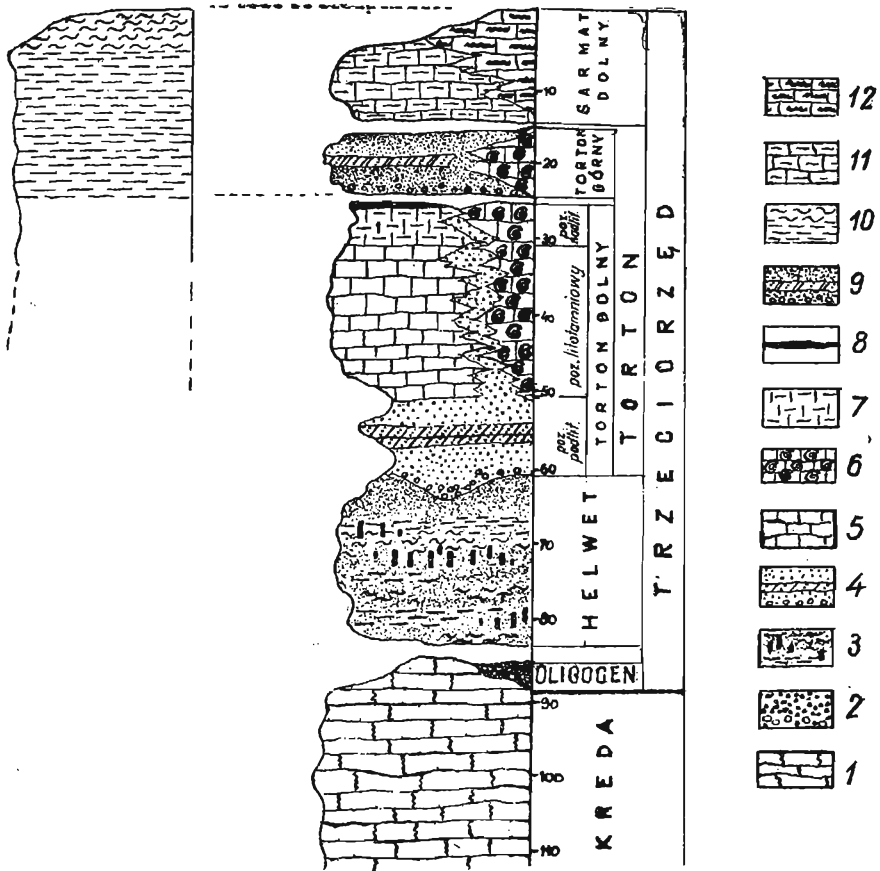


Fig. 1. Profil syntetyczny utworów trzeciorzędowych okolic Zaklikowa  
 Syntetic section of Tertiary deposits in the region of Zaklików

1 — opoka kredy górnej, 2 — piaski glaukonitowe oligocenu, 3 — piaski, mułki i łyły oraz wkładki węgla brunatnego helwetu (facja lądowa), 4 — piaski seledynowe i białe oraz piaskowce wapienno-kwarcowe tortonu; poziom podlitotamniowy (facja przybrzeżna), 5 — wapienie drobnolitotamniowe detrytyczne tortonu; poziom litotamniowy, 6 — utwory rafowe tortonu; wapienie z *Haliotis* i wapienie ostrygowe, 7 — łyły margliste z *Chlamys scissa*, torton; warstwy baranowskie, 8 — łyły i wapienie płytowe z *Ervillea pusilla* torton; poziom erwiliowy, 9 — piaski, piaskowce wapienno-kwarcowe tortonu górnego (ogólnie), 10 — łyły łupkowe (krakowieckie) z mułkami w strople; wieku przejściowego torton górnego — sarmat dolny (facja hemipelagiczna), 11 — wapienie detrytyczne, piaskowate, sarmatu dolnego (facja przybrzeżna), 12 — wapienie rafowe serpulowe sarmatu dolnego

1 — Upper Cretaceous siliceous limestone ("opoka"), 2 — Oligocene glauconitic sands, 3 — Helvetian sands, silts and clays, and brown coal intercalations (continental facies), 4 — Tortonian sea-green and white sands, and calcareo-quartziferous sandstones; sublithotamnian horizon (littoral facies), 5 — Tortonian fine-lithotamnian detrital limestones; lithotamnian horizon (littoral facies), 6 — Tortonian reef deposits; limestones with *Haliotis*, and oyster limestones, 7 — Tortonian marly clays with *Chlamys scissa*; Baranów beds, 8 — Tortonian clays and platy limestones with *Ervillea pusilla*; Ervillian horizon, 9 — Upper Tortonian (in general) sands and calcareo-quartziferous sandstones, 10 — shaly clays (Krakowiec clays) with silt at top; of transitory age, Upper Tortonian—Lower Sarmatian (hemipelagic facies), 11 — Lower Sarmatian arenaceous detrital limestones (littoral facies), 12 — Lower Sarmatian serpula reef limestones

Podobnie zinterpretowany został wiek serii brunatnowęglowej z Węgłina, przy czym stanowisko to jest założeniem tymczasowym autorki, opierającym się wyłącznie na analogiach w wykształceniu utworów obu obszarów. Nie jest jednak wykluczone, że bliższe badania wykażą przynależność tej serii do tortonu.

Jako utwór związany z zalewem dolnotortońskim można przyjąć piaski jasnozielone średnioziarniste. W spągu tych piasków znajdują się otoczaki krzemieni i kwarcu. Barwa piasków związana jest z obecnością glaukonitu. Zarówno skupienia glaukonitu, jak i materiał otoczkowy tych piasków wykazuje dużą analogię do piasków oligocenu. W Zdziechowicach piaski te leżą niezgodnie na omawianym płacie oligocenu. Ku górze piaski jasnozielone przechodzą stopniowo w piaski białe, partiami scementowane w twarde piaskowce. Strop stanowią piaski margliste zawierające faunę morską, głównie *Chlamys gloria maris* D u b. Całą tę serię piaszczystą przyjął za odpowiednik poziomu podlitotamniowego. Uzasadniam to faktem, że stanowi ona pewną odrębność facjalną w stosunku do serii nadległej, która na podstawie badań mikrofaunistycznych została zaliczona do poziomu litotamniowego. W Zdziechowicach obserwuje się ponadto niezgodność kątową między opisywaną serią piaszczystą a nadległymi odpowiednikami poziomu litotamniowego. Forma *Chlamys gloria maris* D u b., jak wynika z literatury i z obserwacji terenowych, jest związana z facją, nie spełnia więc roli wskaźnika stratygraficznego.

W Zdziechowicach ponad piaskami wyżej opisanymi leży ławica ostrygowa, na której występują utwory litotamniowo-detrytyczne, partiami marglisto-ilaste. Utwory te odpowiadają szeroko na tym terenie rozprze-strzenionym wapieniom drobnolitotamniowym detrytycznym, których miąższość wynosi około 20 m. Zasadniczym tworzywem skały są drobniotkie litotamnia i ich okruchy oraz miał i pył wapienny. Jako wkładki i przeławicenia występują w wapieniach piaskowce wapniste i ility margliste z ostrygami. Bardzo pospolitym w tej serii jest przerebek *Chlamys elegans* A n d r z., ponadto występują licznie okazy *Ostrea leopolitana* N i e d ź w., *O. digitalina* D u b., *O. cochlear* P o l i. Sporadycznie pojawiają się gniazdowe skupienia jeżowców i ramienionogi. Drobnolitotamniowe wapienie detrytyczne przyjął za odpowiednik poziomu litotamniowego. Wiek ich wynika z występowania pod utworami, które zaliczyć można do warstw baranowskich. Obydwu tych elementów nie można łączyć w jedno ogniwo, gdyż w ułożeniu ich względem siebie zaznacza się pewna niezgodność, związana być może z czasową przerwą w sedymentacji, a może też i z ruchami dna. Między wapieniami litotamniowymi a warstwami baranowskimi również zaznacza się dość ostra zmiana facji i fauny. W warstwach baranowskich pojawiają się nowe gatunki, których brak jest nawet we fragmentach poziomu litotamniowego, litologicznie zbliżonych do warstw baranowskich.

Warstwy baranowskie na badanym terenie wykształcone są w facji marglisto-ilastej, w stropie zaś ilasto-piaszczystej, glaukonitycznej. Jako składnik występują tu litotamnia, przy czym w spagowej partii spotykane są rzadziej i mają postać krzaczkowatych tworów, których ośrodkiem są mszywioly.

Na granicy partii marglisto-ilastej i ilasto-piaszczystej leży półmetrowej miąższości warstwa złożona z kul litotamniowych wielkości pięści,

tkwiących w zielonawym ile marglistym. W zespole utworów tego ogniwa, oprócz charakterystycznej fauny, złożonej głównie z *Chlamys scissa* Favre i gatunków pokrewnych, występują tu *Chlamys elegans* Andr. z. oraz bardzo liczne ostrygi. Sporadycznie pojawiają się *Ervilia pusilla* Phill. i *Modiola hoernesii* Reuss. W artykule z r. 1957 podałam, że niektóre przegrzebki znalezione w warstwach baranowskich podobne są do *Chlamys neumayri* Hilb. i stąd wysnułam wniosek o ewentualnym występowaniu tego gatunku także w warstwach baranowskich. Wniosek ten był niesłuszny, gdyż wspomniane egzemplarze przegrzebków, po wy-preparowaniu i dokładnym zbadaniu, okazały się gatunkami spokrewnionymi z *Chlamys scissa* Favre (*Ch. wolfi* Hilb.).

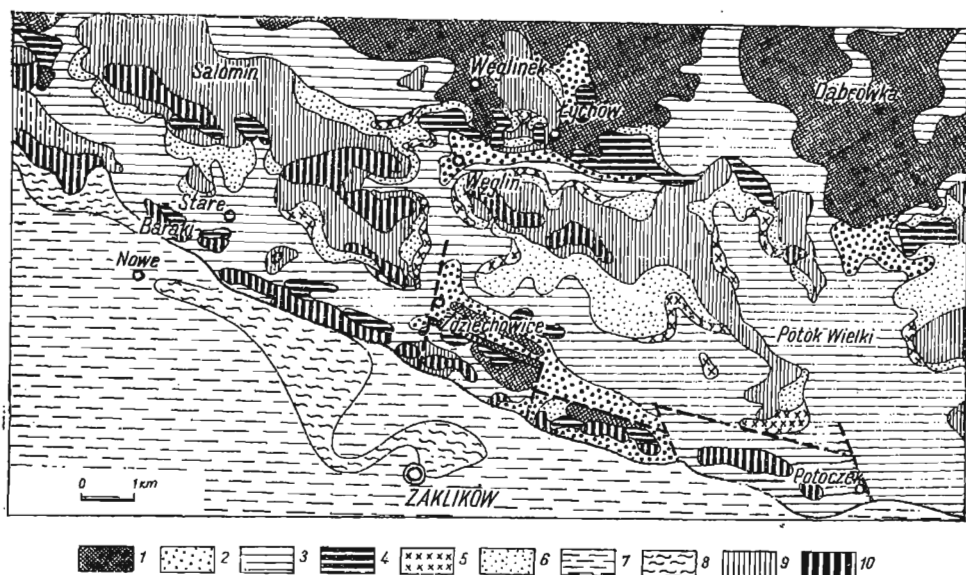


Fig. 2. Mapa geologiczna odkryta okolic Zaklikowa

Geological map of outcrops in the region of Zaklików

1 — opoka kredowa, 2 — piaski seledynowe i białe oraz piaskowce kwarcowo-wapienne tortonou dolnego, poziomu podlithotamnlowego, 3 — wapienie drobnolithotamnlowe tortonou dolnego; poziomu lithotamnlowy, 4 — wapienie rafowe z *Hallotis*, wapienie ostrygowe tortonou, 5 — ły margliste tortonou dolnego, warstwy baranowskie (wchodnie warstw baranowskich powiększone), 6 — piaski i piaskowce wapienno-kwarcowe tortonou górnego (ogólnie), 7 — ły łupkowe krakowieckie wieku przejściowego, sarmat dolny — torton góry (facja hemipelagiczna), 8 — mułki w stropie łów krakowieckich, 9 — wapienie detrytyczne, piaszczyste sarmatu dolnego, 10 — wapienie rafowe serpulowe sarmatu dolnego

1 — Cretaceous siliceous limestone ("opoka"), 2 — Lower Tortonian sea-green and white sands, and calcareo-quartziferous sandstones; sublithotamnian horizon, 3 — Lower Tortonian fine-lithotamnian limestones; lithotamnian horizon, 4 — Tortonian reef limestones with *Hallotis* and oyster limestones, 5 — Lower Tortonian marly clays (Baranów beds exposures exaggerated), 6 — Upper Tortonian (in general) sands and calcareo-quartziferous sandstones, 7 — Krakowiec shaly clays of transitory age, Lower Sarmatian — Upper Tortonian (hemipelagic facies), 8 — siltstones in the top part of the Krakowiec clays, 9 — Lower Sarmation arenaceous detrital limestones, 10 — Lower Sarmation serpula reef limestones

Pod względem ilości gatunków fauna warstw baranowskich opisywanych okolic nie jest bogata, zato jeśli idzie o ilość osobników, można powiedzieć, że jest dość licznie reprezentowana. Uwagę zwraca fakt, że w ze-

spole tym, obok *Ch. scissa* Favre, występuje *Ch. elegans* Andrż., o którym M. Brzezińska pisze, że dotychczas nie znaleziono go w warstwach baranowskich na ziemiach polskich (M. Brzezińska, 1957). Wyowiedź K. Kowalewskiego i M. Brzezińskiej nasuwałaby zastrzeżenia co do słuszności moich wniosków, tym bardziej, że *Ch. wolfi* Hilb. oraz formy zbliżone występują także w młodszych ogniwach tortonu. Wydaje mi się jednak, że na razie nie mam podstaw do wyciągania innych wniosków, jak te, które podałam. Wiadomo, że dla warstw baranowskich charakterystyczna jest obecność gatunku *Chlamys scissa* Favre oraz gatunków pokrewnych. Jeśli natomiast chodzi o wykształcenie facjalne tych warstw, to najczęściej spotyka się ily margliste, margle lub piaski (często z glaukonitem). Warstwom baranowskim towarzyszy jako stropowy utwór warstwa erwiliowa w typowym wykształceniu.

Wszystkie te fakty w każdej chwili sprawdzić można w opisywanym terenie, gdzie odsłonięcia są dostępne i nie wymagają specjalnych robót odkrywkowych. Szczególnie dogodnie do obserwacji są odsłonięcia, jakich dostarczają wąwozy na południe od Łychowa, Węgłina i po obu stronach Dziechłowic. Występowanie przegrzebka *Chlamys elegans* Andrż. niczemu nie przeczy, gdyż pozycja stratygraficzna tego gatunku nie jest ściśle określona. Zarówno badacze polscy, jak i radzieccy cytują go z różnych ogniw tortonu. Wnioski moje zgadzają się z orzeczeniem otrzymanym z Pracowni Mikropaleontologicznej Zakładu Stratygrafii I. G. Analizę mikrofaunistyczną w materiale pochodzącym z warstw baranowskich i z poziomu litotamniowego omawianych okolic przeprowadziła D. Natuśiewicz. Wydzielone z tego materiału zespoły mikrofauny zdaniem D. Natuśiewicz wykazują analogie do zespołów, jakie zarysowują się we wzorcowym profilu z Korytkowa. Według udzielonych mi ustnie informacji S. Alexandrowicza, wykonana przez niego wstępna analiza mikrofaunistyczna stropowych partii warstw baranowskich z opisywanych okolic potwierdza dotychczasowe moje założenia. Założenia moje znajdują wreszcie potwierdzenie we właściwościach litologiczno-facjalnych następnych serii. Właściwości te wskazują na związek genetyczny tych serii z odrębnym zalewem tortońskim, jaki musiał nastąpić w brzeżnej strefie morza miocenijskiego w młodszych ogniwach tortonu. Sprawa ta omówiona będzie dalej. Tu tylko stwierdzę, że opisywane utwory z *Chlamys scissa* Favre zaliczam do warstw baranowskich reprezentujących poziom nadlitotamniowy.

Warstwy erwiliowo-modiolowo-przegrzebkowe, które znajdują się w stropie warstw baranowskich, przyjmuję zgodnie z założeniami W. Krawczyka za poziom erwiliowy. Nie jest to bowiem pojedyncza warstewka, która w postaci cienkiej i wyklinowującej się wkładki występowałaby sporadycznie wśród innych utworów i wskazywała na lokalne zmiany facji, lecz cały kompleks drobnych warstewek, wyraźnie zarysowujących się i bezpośrednio po sobie następujących, w stałej pozycji stratygraficznej na dużej przestrzeni w badanym terenie. W stropie tego kompleksu znajdują się utwory detrytyczne, wskazujące na pływanie morza, co w końcowym wyniku doprowadziło nawet do czasowego wynurzenia się tego obszaru sedymentacyjnego.

Gipsów na terenie krawędzi Wyżyny brak. Nie stwierdzono również morskich osadów odpowiadających poziomowi gipsowemu. Seria modio-



lowo-erwiliowo-przegrzebkowa zamyka tu zatem cykl sedymentacji dolno-tortońskiej.

Bezpośrednio powyżej spotyka się piaski i mułki zielonawoszare, przeważnie przemyte i pozbawione fauny. W jednym tylko odsłonięciu, znajdującym się na wschód od Zdziechowic, w podobnych mułkach znalazłam *Bittium deforme* Eichw., prawdopodobnie na złożu wtórnym. W każdym razie utwory tego typu, występujące na serii modiolowo-erwiliowo-przegrzebkowej, mają tu charakter utworów lądowych.

Następną serię rozpoczyna utwór zlepieńcowo-piaskowcowy, złożony z obtoczonych okruców wapiennych, pokruszonych i obtoczonych kul litotamniowych, mszywiolów, ostryg i z piasku kwarcowego. Wśród odłamów skalnych częste są fragmenty warstewek modiolowo-erwiliowych. Wszystkie te elementy wskazują na to, że materiał ten pochodzi głównie ze zniszczenia warstw baranowskich i erwiliowych. W spągowej partii tych utworów spotyka się wśród innych fragmentów skalnych także kredę oraz otoczaki czarnych krzemieni. Ku górze otwory te przechodzą w piaski i piaskowce gruboziarniste, w których gniazdowo występuje dość liczna fauna, złożona z takich form, jak *Pectunculus glycymeris* L. var. *pilosa* L., *Venus cincta* Eichw., *Cardita rudista* Lam., *Phacoides borealis* L., *Bittium deforme* Eichw., *Turritella* sp., *Gibbula buchi* Dub., *Chlamys lilli* Pusch. Często też występuje *Ch. elegans* Andrzej., a skorupy tej formy są niekiedy obtoczone. Najpowszechniej znajduje się jednak ich fragmenty silnie ogładzone. Wśród ogładzonych form w całości i we fragmentach występuje *Chlamys lilli* Pusch (obok egzemplarzy dobrze zachowanych), *Ostrea cochlear* Poli, robaki i ośródkie nieoznaczalnych ślimaków. Wyżej seria ta przechodzi w piaski zielonawoszare, średnioziarniste, przeławiczone okrucowcem wapiennym, który zawiera obtoczoną faunę, składającą się z gatunków wyżej podanych. Sporadycznie pojawiają się wkładki litotamniowego wapienia detrytycznego. Jak świadczy o tym podana wyżej fauna, tortoński wiek tych utworów nie ulega wątpliwości. Nie może budzić również zastrzeżeń twierdzenie, że seria ta jest młodsza od utworów zaliczonych tu do tortonu dolnego. Wynika to z superpozycji w stosunku do tych ostatnich, co obserwować można w wielu odsłonięciach, a także z obecności fragmentów skał dolno-tortońskich. Młodszego ogniwa seria ta reprezentować nie może, gdyż brak w niej form typowo sarmackich. Reprezentuje ona zatem ogniwo tortonu młodsze od gipsów i powstała w czasie ponownego zalewu morskiego, za czym przemawia zlepieńcowaty charakter utworów spągowych. Wiekowo odpowiadałaby ona poziomowi nadgipsowemu K. Kowalewskiego, facjalnie zaś byłaby odpowiednikiem utworów kajzerwaldzkich Rostocza.

W świetle podanych wyżej faktów zarysowuje się możliwość wydzielenia na badanym terenie dwu pododdziałów tortonu: starszego, po serię erwiliowo-modiolowo-przegrzebkową włącznie i młodszego, odpowiadającego elementom nadgipsowym. Możliwość takiego wydzielenia opiera się głównie na trzech faktach:

1. Liczne występowanie w warstwach baranowskich gatunku *Chlamys scissa* Favre, stanowiące podstawę do wiązania tych utworów z tortonem dolnym (według założeń W. Kracha, 1956).

2. Brak w tych utworach gatunków takich, jak *Chlamys neumayri* Hilb. lub *Ch. galiciana* Favre, co nie pozwala na przyznawanie im wieku młodszego od gipsów.

3. Istnienie w profilu pionowym tortonu wyraźnych śladów co najmniej dwóch cykli sedymentacyjnych, odpowiadających różnym odcinkom czasowym, co przy podanych wyżej wskazówkach faunistycznych stwarza podstawę do podziału tego piętra na odrębne pododdziały.

Faktów sprzecznych z podanymi wyżej dotychczas nie stwierdziłam, a zatem wiązanie wszystkich elementów tortonu z jednym tylko jego ogniwem i to młodszym od gipsów nie miałoby uzasadnienia ani faunistycznego, ani też litologiczno-facjalnego. Być może jednak, że rozszerzenie badań na dalsze tereny dostarczy obserwacji, które pozwolą na odmienne naświetlenie tej sprawy.

We wschodniej części terenu, położonej na wschód od Potoku Wielkiego, a więc bliżej samego Roztocza, rozwój utworów kajzerwaldzkich jest trochę odmienny. Między Radwanówką a traktem Potok Wielki—Stojeszyn, przy drogach polnych, odsłaniają się utwory młodszego tortonu tego typu jak opisywane.

Nieco dalej na północ od tych odsłonień, być może hipsometrycznie trochę wyżej, odsłaniają się osady odmienne zarówno faunistycznie, jak i litologicznie. W drobnych łomach widoczny jest kompleks utworów składających się z następujących warstw:

W spągu znajduje się piaskowiec wapnisty, przeławicony wapieniem piaszczystym, zawierający partiami drobne litotamnia. Z pozoru utwór ten podobny jest do drobnolitotamniowego wapienia detrytycznego, tym bardziej że i występująca w nim fauna jest prawie taka sama. Przy bliższym zbadaniu jednak podobieństwo to staje się mniejsze, gdyż detryt litotamniowy nie odgrywa tu roli elementu skałotwórczego. Skała zbudowana jest głównie z piasku wapienno-kwarcowego i pyłu wapiennego. Całość jest silnie węglanowa, o czym świadczą liczne szczotki i geody kalcytowe, jakie powstały w szczelinach i próżniach utworu. Występują tu również gniazda i soczewki przypominające wapienie haliotisowe. Całość pochyla się słabo ku SSE.

Ponad tym piaskowcem leży ił marglisty seledynowy z drobnymi litotamniami i liczną fauną przegrzebków. Spągowa część tych utworów przypomina ił marglisty warstw baranowskich. Pomijając drobne różnice litologiczne, odrębność tego utworu w stosunku do warstw baranowskich uwydatnia się przy dokładniejszej analizie zespołu przegrzebków, wśród których przeważa gatunek *Chlamys neumayri* Hilb. Nie ulega więc wątpliwości, że przynajmniej stropowa część tego kompleksu reprezentuje warstwę pectenowe, odpowiadające poziomowi nadgipsowemu.

Trudno jednakże na razie ustalić, jakie są pionowe i poziome przejścia tego kompleksu w stosunku do elementów opisanych z zachodniej części badanego terenu. Z układu hipsometrycznego wynika, że ily z *Chlamys neumayri* Hilb. są nadległe w stosunku do detrytycznej serii utworów kajzerwaldzkich. Spostrzeżenia te należy skontrolować przy pomocy robót szurfowych. Być może, że znajdzie się tu rozstrzygnięcie kwestii spornej.

Trudno jest na badanym terenie wydzielić bułłow, jako ogniwo reprezentujące torton górny w ujęciu W. Kracha, ze względu na brak przesłanek zarówno litologicznych, jak i faunistycznych. W parowie znajdu-

jącym się na zachód od Zdziechowic, powyżej piaskowców typu kajzerwaldzkiego, odsłania się kilkumetrowy pokład dość grubego i obtoczonego detrytu wapiennego i ziarn kwarcu. W całym tym kompleksie materiał detrytyczny uławicony jest diagonalnie. Z rzadka spotyka się tu ogładzone skorupy *Chlamys elegans* Andr z., *Ch. lilli* P u s c h, *Ostrea* sp. Serię tę warunkowo uznałam początkowo za odpowiednik bułłowu, dokładniejsze jednak obserwacje nie dostarczają argumentów na poparcie tego stanowiska. Z tego względu łączę tę serię z utworami spagowymi jako jedno ogniwo reprezentujące ogólnie torton młodszy. Przemawia za tym analogia tej serii do odsłaniających się w Łychowie wapieni żwirkowo-detrytycznych, występujących w postaci przeławiczeń w stropowej partii utworów poziomu nadgipsowego.

Jeśli natomiast chodzi o piaskowce okolic Potoka Wielkiego, które włączałam uprzednio, zresztą także warunkowo również do bułłowu, to sprawa przedstawia się wyjątkowo. W piaskowcu tym często spotyka się nieźle zachowane skorupy *Chlamys lilli* P u s c h, nieco ogładzone skorupy ostryg oraz fragmenty innej fauny tortońskiej. Obok tego występuje *Ervillea podolica* E i c h w. var *dissita* E i c h w. w dużej ilości osobników oraz *Limnocardium lithopodolicum* D u b.

Profesor W. Krach, zaproszony w teren w celu przedyskutowania najważniejszych problemów, opowiedział się zdecydowanie za sarmackim wiekiem tego utworu, twierdząc, że skorupy *Chlamys lilli* P u s c h., mimo dobrego ich zachowania, znajdują się jednak na drugorzędnym złożu, co sądzić można z ich wyselekcjonowania.

Ustalanie wieku utworów zawierających faunę mieszaną sarmacko-tortońską nasuwa zawsze wiele wątpliwości. Stropowe elementy tortonu oraz osady dolnego sarmatu w pewnych obszarach powstawały w warunkach podobnych, tj. blisko brzegu, w zbiorniku płytkim, ustawicznie oscylującym i będącym w ruchu. W tych okolicznościach zarówno faunę autochtoniczną, jak i allochtoniczną spotyka podobny los. Z tego względu trudno częstokroć ustalić, które formy są na pierwotnym złożu, a które na wtórnym. Ogładzenie skorupy nie jest dostatecznym dowodem allochtonizmu danego gatunku i odwrotnie, dobry stan zachowania jakiejś formy nie musi wynikać jedynie tylko z autochtonicznego jej pochodzenia. Sprawę tę musi się rozpatrywać pod kątem badań specjalnych. Kwestia zatem wykształcenia lub braku bułłowu na badanym terenie jest nadal problemem otwartym.

Sarmat na omawianym obszarze rozpoczyna się utworami zlepieńcowatymi, żwirkowymi i detrytyczno-piaszczystymi. W spagowej partii tej serii tkwią liczne fragmenty skał starszych. Wśród okruchów wapiennych licznie występuje detryt pochodzący z rozmycia utworów młodotortońskich. Ku górze seria ta przechodzi w wapień detrytyczny z przeławiczeniami piaszczystymi i warstwami ilu.

Początkowo fauna jest uboga i ogranicza się najczęściej do *Ervillea podolica* E i c h w. var. *dissita* E i c h w., rzadziej występuje *Limnocardium* sp. Wyżej pojawiają się także inne gatunki, których liczne egzemplarze znaleźć można w wapieniu detrytycznym, jaki odsłania się na wschód od Zdziechowic lub w ilach piaszczystych, widocznych w parowie na południe od Łychowa. Obok wspomnianego gatunku *Ervillea* występują tu *Limnocardium lithopodolicum* D u b., *Mohrensternia sarmatica* F r i e d b.,

*M. inflata* Andrż., *M. angulata* Eichw., *Potamides mitralis* Eichw., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Modiola volhynica* Eichw., *Tornatina lajonkaireana* Bast. i inne.

Niekiedy w stropowych partiach tych utworów spotyka się przewarstwienia i soczewki wapienia serpulowego, którego większe były występują najczęściej powyżej tej serii. Opisane utwory reprezentują sarmat dolny.

Detrytyczne utwory sarmatu dolnego kończą profil syntetyczny, obejmujący utwory trzeciorzędowe, warstwowane. Łączna ich miąższość wynosi około 80 m.

#### UTWORY RAFOWE

Oprócz utworów warstwowanych należą do tej strefy utwory rafowe, niewarstwowane. Wśród raf wyróżniają się rafy tortońskie i rafy sarmackie.

Rafy tortońskie nie zawierają charakterystycznych skamieniałości, na których można by się było oprzeć przy ustalaniu ich przynależności do jakiegoś poziomu. Trudności w tym względzie powiększa fakt, że rozwinięte są one poza obrębem utworów warstwowanych, których wiek można ustalić na podstawie tych czy innych przesłanek. Nawet jeśli zaobserwuje się pewne przejścia i zazębienia się raf z utworami warstwowanymi, to wartość tych spostrzeżeń pomniejsza fakt, że wśród raf tortońskich istnieją różnice zarówno w składzie fauny, jak i w elementach skałotwórczych. Zasadniczo wszystko to są wapienie związane genetycznie z rafami litotamniowymi. Rafy te stwarzały dogodne warunki bytowe dla fauny morskiej, wśród której najliczniej występują ślimaki i małże. Z wielkiego nagromadzenia skorup tych mięczaków, na znacznych nieraz obszarach powstawały muszlowce, w których same litotamnia, jako element skałotwórczy, niekiedy zupełnie się gubiły. Częstokroć jakiś gatunek mięczaka liczebnie wysuwał się na plan pierwszy i lokalnie w obrębie danej rafy stawał się ośrodkiem powstawania skały. W związku z tym w facji rafowej tortonu wyróżnić można trzy główne typy utworów:

1. Wapień ostrygowy odsłaniający się w Zdziechowicach w pobliżu wspomnianej fleksury. Oprócz ostrzyg występuje tu z rzadka także i inna fauna, jak *Chlamys gloria maris* Dub., *Pectunculus* sp., *Fissurella graeca* L., *Venus cincta* Eichw., i inne formy drobniejsze, nie mające dla stratygrafii znaczenia. Całość stanowi biohermę ostrygową.

2. Wapień haliotisowy. Nazwa ta obejmuje zlepek litotamniowo-muszlowy, w którym głównym składnikiem skały są skamieniałe szczątki małżów i ślimaków. Bardzo licznie występuje tu gatunek *Haliotis volhynica* Eichw., od którego pochodzi nazwa skały. Ostrygi, które gdzie indziej występują skałotwórczo, są tutaj również bardzo liczne. Inne spotykane tu gatunki wymienione zostały w moim artykule z r. 1957. Wapień tego typu występuje na powierzchni w Węglinie, Węglinku, Łychowie oraz w Kamiennej Górze pod Gościeradowem i w Radwanówce, na północ od Potoka Wielkiego.

3. Wapień detrytyczno-muszlowy zbudowany jest z drobnych litotamniów i ich detrytu oraz z miału muszlowego a także i całych, dość dobrze zachowanych, skorup ślimaków i małżów. Ostrygi oraz szczątki gatunku *Haliotis volhynica* Eichw. występują tu dość rzadko, licznie

natomiast reprezentowane są *Trochus* sp., *Phacoides borealis* L., *Pectunculus glycymeris* L. var. *pilosa* L., *Chlamys gloria maris* Dub., *Oxysteles orientalis* Cossm., Peyr., *Callistoma planatum* (Friedb., *Bittium deforme* Eichw., *Arca barbata* L., *Venus multilamella* Lam. i inne formy. Utwór ten odsłania się na lewym stoku doliny Karasiówki w Łychowie, w małym łomie należącym do gospodarza Derenia. Występuje on powyżej typowego wapienia haliotisowego, od którego oddzielony jest pokładem ciemnoszarego mułowca o podobnym składzie fauny jak wymieniona.

Spróbuję zestawić spostrzeżenia rzucające światło na stosunek opisanych utworów facji rafowej do poszczególnych elementów stratygraficznych reprezentowanych przez utwory warstwowane.

W Zdziechowicach niewarstwowany wapień ostrygowy facji rafowej przechodzi w ławicę ostrygową, występującą w utworach zaliczonych do poziomu litotamniowego. W tej samej strefie, w studni gospodarza Pęziola Władysława, pod utworami marglisto-detrytycznymi, analogicznymi do utworów poziomu litotamniowego, natrafiono na biohermę ostrygową. W kilku pagórkach między Zdziechowicami a Karkówką odsłania się twarde wapienie ostrygowy powstały w facji rafowej. Wapień ten hipsometrycznie jest tutaj usytuowany na poziomie drobnolitotamniowych wapieni detrytycznych. Wynikałoby z tego, że wapień ostrygowy Zdziechowic jest wieku dolnotortonńskiego i odpowiada poziomowi litotamniowemu.

Wapień haliotisowy typowy wykazuje stosunkowo dużą rozpiętość hipsometryczną. W Węglińku nad Trzydniczką wapień haliotisowy widoczny jest zarówno w obrębie dna doliny, hipsometrycznie na poziomie drobnolitotamniowych wapieni detrytycznych, jak też i na wysoczyznach, obok hipsometrycznego zasięgu utworów młodszego tortonu, a nawet sarmatu.

W Osinkach, w studni gospodarza Suchory Walentego, wapień haliotisowy znaleziono pod marglem białozielonawym, litologicznie i hipsometrycznie odpowiadającym warstwowi baranowskiemu. Ta sama sytuacja została zaobserwowana w Łychowie w studni gospodarza Wikierskiego Józefa.

W wąwozie na północ od Baraków Starych, tuż nad dnem wąwozu, w pobliżu wychodni drobnolitotamniowego wapienia dolnego tortonu, sterczy dość wysoka ściana wapienia haliotisowego. Spągowa partia tego utworu nie jest widoczna, toteż trudno ustalić, na jakim poziomie występuje. Z całą pewnością można jednak stwierdzić, że spąg wapienia haliotisowego znajduje się poniżej stropu drobnolitotamniowych wapieni tortonu dolnego. Jeśli w tym wąwozie prześledzi się następstwo poszczególnych warstw tortonu, to ściana wapienia haliotisowego występuje na poziomie warstw baranowskich. Znajdujące się w warstwach baranowskich kule litotamniowe w swej strukturze wewnętrznej wykazują duże podobieństwo do wapieni haliotisowych. Podobieństwo to nasuwa się również przy rozpatrywaniu fauny znajdującej się w obrębie litotamniów kuli-stych.

Wapień detrytyczno-muszlowy w małym łomie należącym do gospodarza Derenia w Łychowie przechodzi w piaski i piaszkowce analogiczne do utworów młodszego tortonu. Można zatem przyjąć, że opisywane utwory są odpowiednikiem tortonu młodszego.

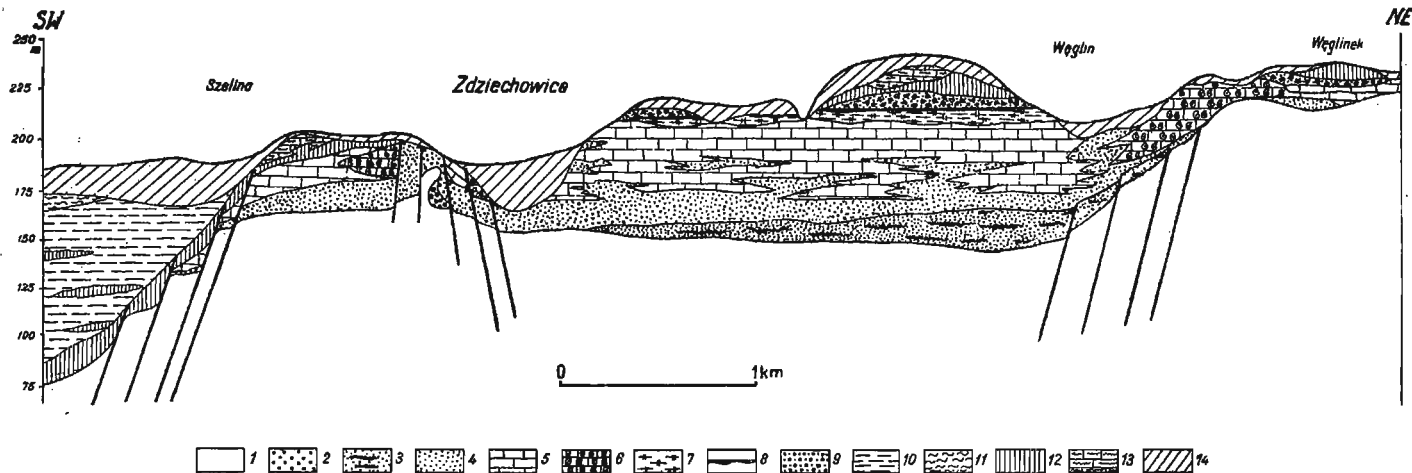


Fig. 3. Przekrój schematyczny przez południową krawędź Wyżyny Lubelskiej pod Zaklikowem

Diagrammatic section of the southern margin of the Lublin Plateau near Zaklików

1 — opoka kredy górnej, 2 — piaski glaukonitowe oligocenu, 3 — piaski, mułki i ły oraz wkładki węgla brunatnego helwetu (facja lądowa), 4 — piaski seledynowe i białe oraz płaskowce kwarcowo-wapienne tortoniu dolnego; poziom podlitotamniowy, 5 — wapień drobnolitotamniowe detrytyczne tortoniu dolnego; poziom litotamniowy, 6 — wapień rafowe z *Haliotis*; wapień ostrygowe tortoniu, 7 — ły margliste z *Chlamys scissa* tortoniu dolnego; warstwy baranowskie, 8 — ły i wapień płytowe z *Ervilia pusilla* tortoniu dolnego; poziom erwiliowy, 9 — piaski, płaskowce wapienno-kwarcowe tortoniu górnego (ogólnie), 10 — ły krakowieckie wieku przejściowego; sarmat dolny — torton górny (facja hemipelagiczna), 11 — mułki w stropie łów krakowieckich, 12 — wapień detrytyczne piaszczyste sarmatu dolnego, 13 — wapień rafowe serpulowe sarmatu dolnego, 14 — piaski i gliny czwartorzędowe

1 — Upper Cretaceous siliceous limestones ("opoka"), 2 — Oligocene glauconitic sands, 3 — Helvetian sands, silts and clays, and brown coal intercalations (continental facies), 4 — Lower Tortonian sea-green and white sands, and calcareo-quartziferous sandstones; sublithotamnian horizon, 5 — Lower Tortonian fine-lithotamnian detrital limestones; lithotamnian horizon, 6 — Tortonian reef limestones with *Haliotis*; oyster limestones, 7 — Lower Tortonian marly clays with *Chlamys scissa*; Baranów beds, 8 — Lower Tortonian clays and platy limestones with *Ervilia pusilla*; Ervillian horizon, 9 — Upper Tortonian (in general) sands and calcareo-quartziferous sandstones, 10 — Krakowiec clays of transitory age, Lower Sarmatian — Upper Tortonian (hemipelagic facies), 11 — siltstones in top part of Krakowiec clays, 12 — Lower Sarmatian arenaceous detrital limestones, 13 — Lower Sarmatian serpula reef limestones, 14 — Quaternary sands, loesses and clays

W poziomym układzie poszczególnych facji, między obszarem występowania utworów rafowych i warstwowanych tortonu znajdują się zazwyczaj piaski marglisto-wapniste z *Chlamys gloria maris* D u b., *Ch. elegans* A n d r z. i *Ostrea* sp. Na podstawie wymienionej fauny nie da się określić pozycji stratygraficznej tego utworu. Można jedynie snuć rozważania, opierając się na bocznych wzajemnych przejściach utworów, aczkolwiek rzadko są one widoczne. W Zdziechowicach i w Węglinku, poniżej raf, odsłaniają się piaski zbliżone do tych, jakie znajdują się między obszarem raf tortońskich a utworów warstwowanych. W Węglinku oraz na lewym stoku doliny Trzydniczanki w piaskach tych znajdują się gniazda i przewarstwienia utworów zbliżonych faunistycznie i litologicznie do nadległych raf. Tego typu piaski w Zdziechowicach odsłaniają się w spągowej partii utworów zaliczanych do poziomu litotamniowego. Profile studienne, (np. u ob. Kakowskiego w Łychowie) potwierdzają te obserwacje.

Z danych tego rodzaju wynika, że piaski opisywanego typu tworzą przewarstwienia w spągowej partii drobnolitotamniowego wapienia detrytycznego należącego do tortonu dolnego. W strefie zmiany facji utwory piaszczysto-margliste z jednej strony zazębiają się z całym profilem wapieni drobnolitotamniowych, z drugiej zaś wchodzi pod utwory rafowe.

Z zestawienia obserwacji wynikają zatem następujące wnioski:

1. Spąg utworów facji rafowej tortonu znajduje się poniżej stropu wapieni i margli poziomu litotamniowego.

2. Piaski występujące na granicy obu obszarów facjalnych (raf i utworów warstwowanych) zazębiają się z wapieniami poziomu litotamniowego i ze spągowymi partiami rafowych utworów tortonu.

3. Rozwój utworów rafowych zaczął się w dolnym tortonie, prawdopodobnie w poziomie litotamniowym i z pewnymi przerwami kontynuowany był do końca tego piętra.

Rafy tortońskie nie reprezentują zatem jednego poziomu tortonu, lecz stanowią odmianę facjalną, odpowiadają dwom lub trzem ogniwom tego piętra. Jest to więc potwierdzenie założeń postawionych przeze mnie w artykule z r. 1957.

Rafy sarmackie utworzone są przez wapienie serpulowe, które zawierają dokumentującą ich wiek faunę. Zespół fauny jest tu tego samego typu, co w utworach detrytycznych sarmatu dolnego. Wiekowo zatem odpowiadają one temu samemu ogniwu, lecz wykształconemu w odmiennej nieco facji. Nie mniej jednak, obok raf tortońskich, należą one zasadniczo do rozwiniętych w obszarze krawędzi Wyżyny utworów facji przybrzeżnej.

#### B. FACJA GŁĘBOKOWODNA

Przedpole krawędzi Wyżyny Lubelskiej stanowi odrębny obszar facjalny. Powstała tu znacznej miąższości seria ujęta ogólnie nazwą iłów krakowieckich. Zasadniczymi utworami są tu ciemnoszare ily łupkowe, mniej lub więcej margliste, przewarstwione mułowcami. W iłach występują wkładki piasków i soczewki detrytu wapiennego. W stropie iłów krakowieckich leżą mułki zielonawoszare, mikowe, w wielu obszarach zmyte i włączone do osadów czwartorzędowych.

Fauna, znajdowana w partii iłów krakowieckich dostępnej do bezpośrednich obserwacji, należy do gatunków sarmackich. Trudno jednak na

tej podstawie wnioskować, że ily krakowieckie w całej swej masie reprezentują wyłącznie tylko sarmat.

Opinie na ten temat są różne i w rozwoju badań nad mioceniem Polski ulegały zmianie. Obecnie dominują dwa różne założenia w tym względzie. W. Krach (1956; 1957) reprezentuje pogląd, w myśl którego ily krakowieckie, jako odmiana facjalna, są utworami przejściowymi od tortonu do sarmatu i wiekowo odpowiadają ogniwom tortonu, młodszym od poziomu gipsowego, aż po sarmat dolny włącznie. K. Kowalewski (1957a; 1957b; 1958) w najnowszych swych wypowiedziach definitywnie precyzuje swój pogląd na ten temat i włączając bułłow do sarmatu dolnego wiąże ily krakowieckie wyłącznie z sarmatem.

Uczestnicząc przy profilowaniu otworów wiertniczych z okolic Tarnobrzega, miałam możliwość zauważyć, że w spagowej partii iłów krakowieckich znajdowano przegrzebki z gatunku *Chlamys galiciana* Favre. Ily z tymi przegrzembkami nie wykazywały większej różnicy litologicznej w stosunku do partii nadległej. Nie było również widać żadnej granicy między warstwami zawierającymi przegrzebki a warstwami wyższymi. W świetle tych danych istnieją podstawy do wiązania warstw pektenowych okolic Tarnobrzega z serią krakowiecką jako spagowego jej ogniwa. Przemawiałoby to za słusznością poglądów W. Kracha.

Na granicy obu głównych obszarów facjalnych w otworach wiertniczych można obserwować wąską strefę nakładania się na siebie obu facji. Miąższość utworów facji przybrzeżnej jest tu niewielka, rzędu kilku metrów. W wierceniu w Szelinie, na głębokości 15 m, pod iłami krakowieckimi nawiercono rafę typu młodotortońskiego, poniżej zaś otoczaki krzemieni turonu, dość duże fragmenty (do 20 cm średnicy) skał jurajskich oraz obtoczony materiał kwarcytowy leżący bezpośrednio na turonie.

Wykonany ostatnio we wsi Lipa otwór studzienny dostarcza niektórych danych odnośnie do podłoża iłów krakowieckich w obszarze położonym kilka kilometrów na południe od Zaklikowa. Pod serią krakowiecką, na głębokości 140 m, natrafiono w otworze tym na odpowiedniki poziomu gipsowego. Poniżej leżą piaski baranowskie reprezentujące poziom nadlitotamniowy. Starszych elementów tortonu brak. Piaski baranowskie spoczywają bezpośrednio na utworach paleozoicznych. Jak wynika z relacji K. Kowalewskiego (K. Kowalewski, 1957b) analogiczny zespół ogniów tortonu stwierdzony został również w otworach wykonanych w okolicach Sandomierza, w widłach Wisły i Sanu. W wymienionych zatem obszarach ily krakowieckie spoczywają na płytkowodnych osadach tortonu.

## POZIOMY I PIONOWY ZASIĘG POSZCZEGÓLNYCH FACJI

Rozmieszczenie poszczególnych facji trzeciorzędu ilustruje fig. 2. Monotonii wykształcenia miocenu południowej części opisywanego terenu przeciwstawia się większe zróżnicowanie facjalne w obszarze krawędzi Wyżyny. Rozwój odmian facjalnych zarówno w czasie, jak i w przestrzeni, bardziej niż w części południowej był tu uzależniony od konfiguracji podłoża. W związku z tym w miocęńskim basenie sedymentacyjnym tego obszaru zarysowały się dwie facje: rafowa i detrytyczno-wapienna, reprezentowana przez utwory warstwowane. W układzie raf tortońskich



zaznaczają się dwie dość wąskie i mniej więcej równoległe względem siebie strefy: południowa, odpowiadająca zewnętrznej partii krawędzi, i północna znajdująca się już na zapleczu krawędzi Wyżyny. Rify tortońskie w obu strefach mają kierunek zgodny z przebiegiem krawędzi Wyżyny i występują w pobliżu wychodni utworów kredowych. Między strefami raf leżą trzeciorzędowe utwory warstwowane, nadbudowane rafami sarmackimi.

Utwory warstwowane wypełniają podłużną depresję kredowego podłoża. Ich zasięg przekracza jednak znacznie strefy raf, szczególnie detrytycznych utworów dolnego sarmatu, których rozprzestrzenienie jest większe niż dotychczas przyjmowano. Pogląd, że w Lubelskiem biegną one dość wąskim pasem wzdłuż linii Szczecyn—Zdziechowice—Modliborzycze (K. Kowalewski, 1958), wynika prawdopodobnie z tego, iż w pokrywie sarmatu detrytycznego zaznaczają się przerwy, z których południowa odpowiada wąskiej depresji, jaka oddziela zewnętrzną listwę krawędzi Wyżyny od jej partii wewnętrznych, druga zaś znajduje się na północnym brzegu badanego terenu. Na północ od tego obszaru osady detrytyczne sarmatu sięgają dość daleko. Przekraczają one zasięg tortonu i z przerwami sięgają do Kraśnika. Świadczą o tym odsłonięcia, jakie znajdują się na zachodnich krańcach miasta Kraśnik w wąwozie przy cegielni, na północ od szosy w kierunku Olbiecina. W odsłaniającej się tam serii znajdują się zlepieńce i piaskowce zawierające liczną faunę typowo sarmacką. Odsłonięcia te nie były dotychczas notowane, przypuszczalnie więc nie były znane. Podobne odsłonięcia znajdują się na wschód od Kraśnika w okolicach Słodkowa. Fakty te zgodne są z opinią K. Kowalewskiego o szerokim dawniejszym rozprzestrzenieniu sarmatu w kierunku północno-wschodnim. Pozostawało to w związku z przemieszczaniem się w tym kierunku morza sarmackiego, o czym będzie dalej mowa.

Pionowy układ facji trzeciorzędu w powiązaniu z konfiguracją podłoża ilustruje fig. 3. Widać na niej wyraźnie, że rify tortońskie związane są z progami kredowymi, które od północy i od południa zamykają depresję podłoża. Przebieg tych progów w obszarze krawędzi Wyżyny odpowiada strefie dyslokacji tektonicznych zaznaczonych na mapie strukturalnej Polski (W. Pożaryski i E. Rühle, 1956).

Wypełniona mioceniem depresja podłoża jest zatem rowem tektonicznym, który według wspomnianej mapy strukturalnej ograniczony jest od wschodu i od zachodu dyslokacjami ukośnymi. Według założeń W. Pożaryskiego, które potwierdza układ facji trzeciorzędu, wspomniany rów tektoniczny powstał w głównej fazie dyslokacyjnej dolnego tortonu (W. Pożaryski, 1956a). Uwaga ta odnosi się przypuszczalnie głównie do powstania dyslokacji zamykającej ten rów od północy. Dyslokacja zamykająca rów od południa musiała wytworzyć się nieco później, być może na przelomie tortonu dolnego i górnego, w każdym razie po tortonie dolnym. Na linii tej dyslokacji odsłania się fleksura Zdziechowic, gdzie zrzucone są utwory kredowe i dolnotortońskie. W odległości około 1 lub 2 km, na południe od wspomnianego rowu, znajduje się zapadlisko przedkarpackie, którego część północna, nazwana w tych okolicach przez J. Czarnockiego „zapadliskiem zaklikowskim“, stanowi przedpole krawędzi Wyżyny (J. Czarnocki, 1939). Dyslokacja na granicy krawędzi i zapadliska musiała powstać

pod koniec tortonu lub na początku dolnego sarmatu. Między zapadliskiem a opisywanym rowem kredowym widoczny jest zrąb kredowo-trzeciorzędowy, który najlepiej można prześledzić na odcinku Zdziechowice—Potoczek. Odpowiada on strefie zewnętrznego stopnia morfologicznego krawędzi Wyżyny. W obrębie wspomnianego zrębu szczególnie uwydatnia się tortońsko-sarmackie pasmo wzniesień ciągnące się od Łysakowa po Potoczek. Od zachodu zrąb ten ucięty jest prawdopodobnie dyslokacją poprzeczną, o której świadczy pionowe przesunięcie facji tortonu. Linia tego przesunięcia widoczna jest w Zdziechowicach w południowej ścianie zbocza, nad głównym skrzętem Karasiówki.

W tym układzie rafy serpulowe rozwinięte są na południowym zboczu progów tortońsko-sarmackich.

Rafą sarmacką nadbudowany jest od południa zewnętrzny próg krawędzi Wyżyny, co podkreśla ostrość jego zarysów od strony Niziny Sandomierskiej. U stóp tego progów biegnie granica dwu głównych obszarów facjalnych. Granica ta w swym przebiegu jest prosta, nieskomplikowana i wyraźna. Na tle opisanego układu granica ta pokrywałaby się z przebiegiem linii dyslokacyjnej oddzielającej obszar krawędzi od jej przedpola. Nawiązując do założeń przyjmowanych przez badaczy ubiegłego i pierwszej połowy bieżącego stulecia, można by stwierdzić, iż linia ta należała do ważnej strefy dyslokacyjnej obejmowanej nazwą dyslokacji Berdo-Narol.

#### PRZEBIEG ZJAWISK W MIOCENIE

Z zestawienia podanych wyżej spostrzeżeń wynika, że w górnym miocenie każdy z obu opisanych obszarów facjalnych miał swoją własną historię. W każdym z nich zmiany paleogeograficzne kształtowały się nieco odmiennie.

W początkach miocenu oba obszary były prawdopodobnie łądem. W tortonie ośrodkiem tych zmian stał się najpierw obszar krawędzi Wyżyny. Powstająca tu depresja kredowa została z początkiem tortonu zalana przez morze. Na podstawie analogii między spagowymi osadami tortonu okolic Zaklikowa, Opoki i Zawichostu, można by wnosić, że od zachodu było kiedyś wąskie połączenie z okolicami położonymi nad Wisłą. W południowej części opisywanego terenu utrzymywał się jeszcze łąd, który prawdopodobnie dostarczał materiału klastycznego (wiercenie w Szelinie i w Lipie). W miarę rozszerzania się zalewu zwiększało się połączenie z obszarami wschodnimi, skąd potem migrowały zespoły faunistyczne. Przy brzegach zalanego obszaru prądy osadzały materiał piaszczysty, w miejscach zaś spokojniejszych rozwijały się algi morskie. Progi kredowe w pierwszych etapach transgresji obrzeżały tworzący się basen. W miarę jego zapadania się i jednoczesnego rozszerzania, progi te ulegały zanurzeniu, co stwarzało dogodne warunki dla rozwoju organizmów rafotwórczych. Najsilniejsze zapadanie przypada tu na okres odpowiadający warstwowi baranowskiemu. Wnioskować o tym można na podstawie dość szybkiej zmiany facji z wapiennej na ilasto-marglistą i pewnej niezgodności, jaką obserwuje się między wapieniami litotamniowymi a warstwami baranowskimi.

Przebieg zjawisk tortońskich na omawianym wycinku zapadliska przedkarpackiego kształtował się tak jak na obszarze opisywanym przez

K. Kowalewskiego. Przedpole krawędzi Wyżyny uległo zanurzeniu w drugiej połowie tertonu dolnego. Przemawiałoby za tym brak na tym terenie odpowiedników poziomu litotamniowego i poziomu podlitotamniowego. Zatem w czasie poziomu nadlitotamniowego morze wkroczyło na ten teren po raz pierwszy, od turonu lub oligocenu. W południowej części badanego terenu powstał więc basen sedymentacyjny, który miał w pewnych okresach nieco odmienną historię niż basen północny odpowiadający strefie krawędzi Wyżyny. Basen południowy, mimo pewnych wahań dna i okresów zastoju, ulegał jednak stopniowemu pogłębianiu. Można by przyjąć, że maksimum transgresji wyrażające się największym pogłębieniem i rozszerzeniem basenu przypadło tu niewątpliwie później niż w basenie północnym. Morze natomiast na obszarze krawędzi, po osiągnięciu maksymalnej głębokości w poziomie nadlitotamniowym, wykazuje tendencje do cofania się, w pewnych tylko okresach hamowane krótkotrwałymi nawrotami płytkiego zalewu.

Pod koniec okresu, w którym tworzyły się warstwy baranowskie, w obydwu basenach następują cykliczne zmiany w koncentracji soli, zarejestrowane tworzeniem się warstewek erwiliowo-modiolowo-pektenowych. W tym czasie zachodzą prawdopodobnie zmiany klimatyczne o szerszym zasięgu. Coraz wyraźniej akcentowana jest suchość klimatu powodująca intensywne parowanie wód w basenach, w wyniku czego nastąpiło wzbogacenie zawartości soli w zbiornikach, co w specyficznych warunkach sedymentacyjnych przejawiało się chemizmem osadów.

W okresie, w którym na terenie zapadliska i na obszarze świętokrzyskim tworzyły się osady chemiczne, z północnej części badanych okolic morze albo wycofało się zupełnie na pewien okres, albo też pozostawiło nieznacznej miąższości osady, które później uległy zupełnie zniszczeniu. W każdym razie na obszarze krawędzi Wyżyny brak jest osadów morskich odpowiadających poziomowi gipsowemu.

W okresie zatem tworzenia się osadów chemicznych, obok wyraźnych ruchów skorupy, powodujących zmiany w układzie linii brzegowej, wydatnie akcentowały się również zmiany klimatyczne.

Zjawiska te były powszechne w owym czasie na ziemiach polskich, zatem w historii rozwoju transgresji miocenińskiej na naszych ziemiach był to moment jej zahamowania, któremu tu i ówdzie towarzyszyły regresywne ruchy morza. Moment ten podkreślał już J. Nowak w odniesieniu do Podola (J. Nowak, 1938). Jest to poważny atut na poparcie poglądu, w myśl którego osady dolnotortońskie, aż po gipsy włącznie, wiązane są w jeden cykl sedymentacyjny (W. Krach, 1956).

Z drugiej strony nie bez uzasadnienia jest pogląd, że poziom nadlitotamniowy odpowiada okresowi wzmożonej transgresji, po której na pewnych obszarach nastąpiła nieprzerwana sedymentacja trwająca po sarmat dolny włącznie. Jako przykład może posłużyć tu północna część Niziny Sandomierskiej, gdzie utrzymuje się ciągłość sedymentacji od poziomu nadlitotamniowego do sarmatu dolnego włącznie. Po osadzeniu się gipsów morze się pogłębiło i ustaliły się warunki sprzyjające gromadzeniu grubej serii osadów, początkowo ilasto-marglistych, potem zaś ilasto-mułowcowych.

Z powyższego wysnuwa się wniosek, że podział tertonu oparty na przebiegu transgresji i regresji oraz związanych z nimi cyklach sedymentacji

tacyjnych ma znaczenie tylko lokalne. Przebieg transgresji i regresji w różnych obszarach zaznaczył się odmiennie, dlatego też pogląd, słuszny dla jednego obszaru, nie zawsze będzie zgodny z faktami obserwowanymi gdzie indziej. W tych warunkach pierwszorzędного znaczenia nabiera sprawa ustalenia następstwa poszczególnych poziomów tortonu, ustalenie natomiast granic podpięter może mieć zastosowanie w obrębie małych obszarów.

Wracając do paleogeografii okolic Zaklikowa można przyjąć, że między basenem północnym i południowym w ciągu tortonu młodszego utrzymywała się podłużna wyspa lub może pływiczna odpowiadająca jakiemś podwodnemu wałowi, stanowiąca próg oddzielający oba baseny. Przy padał on na strefę zrębu Zdziechowice—Potoczek. Być może, iż w pewnych okresach dostarczał on materiału terygenicznego obu basenom. W każdym razie brak jest na tej linii warstwowanych osadów młodszego tortonu, jak również i ich rezyduów. Znaleziony w otworze wiertniczym Szelina fragment rafy tortońskiej przemawia również za istnieniem tego progu. Strefa ta zapewne uległa ponownemu zanurzeniu dopiero w sarmacie dolnym. W tym czasie cały obszar krawędzi Wyżyny został objęty nowym zalewem. Przypuszczalnie wiązało się to z pogłębianiem i poszerzeniem basenu południowego. Zanurzanie krawędzi Wyżyny poprzedzone było zapadaniem się południowych brzeżnych jej części. Na granicy zapadliska podkarpackiego i krawędzi Wyżyny w początkach sarmatu powstać musiało szereg uskoków, które zrzuciły wąskie listwy południowego obrzeżenia Wyżyny Lubelskiej. W zapadające się tereny morze wkraczało od strony rowu przedkarpackiego i posuwając się ku północy, zajmowało stopniowo coraz to nowe obszary. Niektóre południowo-zachodnie części Wyżyny Lubelskiej zostały zalane ponownie, na inne znów morze wkroczyło po raz pierwszy. W następnych etapach transgresji morze sarmackie posuwało się ku północnemu wschodowi, zajmując obszary nie zalewane od oligocenu. W czasie wkraczania zalewu sarmackiego silnemu niszczeniu ulegały utwory tortońskie, szczególnie górno-tortońskie, które w znacznym stopniu zostały zredukowane.

W związku ze stopniowym zapadaniem się brzeżnych stref Wyżyny Lubelskiej poszerzał się obszar zapadliska przedkarpackiego, w związku z czym powiększał się zasięg facji hemipelagicznej kosztem facji przybrzeżnej. Fakt występowania osadów ilastych na utworach detrytycznych sarmatu dolnego podkreślił K. Kowalewski (1957) w odniesieniu do obszaru świętokrzyskiego. O podobnych faktach informowała mnie ustnie M. Brzezińska, która stwierdziła takie osady w brzeżnych strefach środkowego Rostocza. Niezależnie od tego, dzięki oscylacjom i prądom morskim, detryt wapienno-kwarcowy obszarów przybrzeżnych dostawał się w głębsze partie morza. Tym też tłumaczy się obecność przewarstwień i soczew detrytyczno-piaszczystych wśród łów łupkowych.

Należy podkreślić, że fakt nakładania się łów krakowieckich na detrytyczne utwory sarmatu odnosi się tylko do strefy granicznej, tj. do wąskiego pasa terenu znajdującego się między Wyżyną a zapadliskiem.

### GENEZA KRAWĘDZI WYŻYNY LUBELSKIEJ

Z podsumowania podanych w niniejszym artykule rozważań wynika, że geneza południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej jest związana z dys-

lokacjami tektonicznymi. Pogląd ten, od dawna przyjmowany i potwierdzony układem stratygraficzno-facjalnym miocenu, w ostatnich latach spotkał się z krytyką. W r. 1956 na Zjeździe P. T. G. w Lublinie zwrócono uwagę na możliwość istnienia takiego układu, w którym powstanie krawędzi Wyżyny byłoby wynikiem przedmiocenińskiej erozji, dyslokacje natomiast miocenińskie miałyby znaczenie drugorzędne i nie obejmowałyby głębszego podłoża.

W związku z podaną tezą warto rozpatrzyć stosunki paleogeograficzne panujące na większym obszarze. Jak wynika z otworów wiertniczych, wykonanych na obszarze Niziny Sandomierskiej, miocen występuje bądź bezpośrednio na paleozoiku, bądź też, jak w północnej strefie brzeżnej, na jurze i turonie dolnym. Na rozległych przestrzeniach Niziny Sandomierskiej brakuje pod mioceniem utworów mezozoicznych, a zwłaszcza górnokredowych. Niecka lubelska zbudowana jest z tych utworów i w jej obrębie wykazują one znaczenie miąższości. Można więc sądzić, że obszar Niziny Sandomierskiej jeszcze w górnej kredzie stanowił wyniosłość nie zalaną przez transgresje tego okresu. Zatem przez pewien czas był on guzem czy wałem, oddzielającym geosynkлинаlną strefę karpacką od epikontynentalnego obszaru Niziny Polskiej i Wyżyn wschodniej Polski. Tymczasem Wyżyna Lubelska w górnej kredzie była dnem rozległego morza, w którym powstawały osady znacznych miąższości. Miąższość osadów tego typu może dać w przybliżeniu pojęcie o ówczesnym układzie wysokości obecnego obszaru Niziny Sandomierskiej i Wyżyny Lubelskiej. Wysokość na tych obszarach w stosunku do dzisiejszej była nie tylko odwrotna, ale i różnica wysokości była dość znaczna. Sytuacja ta, choć może w zmienionym nieco stosunku, utrzymywać się musiała i w paleogenie. Strzępy oligocenu znajdowane w obrębie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i w północnej części Niziny Sandomierskiej niewątpliwie wiązały się z południowymi peryferiami morza oligocenińskiego obejmującego niż Polski północnej. W paleogenie zatem Nizina Sandomierska była jeszcze lądem przypuszczalnie dość wysoko położonym, co można wnosić z obfitości sporych otoczków jurajskich i kambryjskich nawierconych w Szelinie na głębokości zaledwie 16 m. Tymczasem w miocenie powstały na tym obszarze osady, których miąższość sięga nie tylko setek, ale jak stwierdzono w niektórych otworach wiertniczych, przekracza znacznie tysiąc metrów. Nie negując znaczenia przedmiocenińskiej erozji, nie można jednak zgodzić się, aby w tak krótkim czasie, jaki dzieli paleogen od górnego miocenu, działalność erozji nie tylko zniwelowała ten obszar, ale i obniżyła go o tyle, ile wynosi miąższość miocenu. Trudno też wytłumaczyć sobie działalnością erozji fakt zmiany facji morza miocenińskiego, który na obszarze Niziny Sandomierskiej nastąpił w ciągu jeszcze krótszego czasu, bo odpowiadającego jednemu piętru — tortonowi. Inwersję tak znacznych rozmiarów, powstałą w stosunkowo krótkim czasie łatwiej jest przyjąć w powiązaniu ze zjawiskami tektonicznymi. Rozmiary tej inwersji przemawiałyby za tym, że zjawiska, które ją spowodowały, nie mogły ograniczyć się tylko do powłoki trzeciorzędu, lecz musiały sięgać i w głąb przedtrzeciorzędowego podłoża. Nie jest wykluczone, że zjawiska te, jak to przyjmowano w dawniejszych założeniach, predysponowane były różnicami budowy głównych regionów geologicznych Europy. W świetle zatem przytoczonych rozważań znajdują potwierdzenie dawniejsze po-

glądy, według których genezę krawędzi Wyżyny wiązano z dyslokacjami tektonicznymi, jakie zaznaczyły się w miocenie na granicy Niziny Sandomierskiej i Wyżyny Lubelskiej. Wskutek późniejszych ruchów pionowych zarysy krawędzi Wyżyny stały się bardziej wyraźne i uwydatniła się różnica wysokości między wspomnianymi regionami w odwróconym układzie hipsometrycznym w stosunku do sytuacji paleogeńskiej.

## WNIOSKI

W końcowym zestawieniu wniosków, wynikających z rozpatrywania poruszonych w artykule zagadnień, podać można, co następuje:

1. Na podstawie następstwa stratygraficznego poszczególnych serii tortonu oraz danych paleogeograficzno-facjalnych można wydzielić w obrębie tego piętra, mimo luk faunistycznych, ogniwo starsze, odpowiadające tortonowi dolnemu i ogniwo młodsze, które równoważy elementy młodsze od gipsów.

2. Tortońskie wapienie rafowe (wapienie haliotisowe) w pewnych warunkach facjalnych tworzyły się już w dolnym tortonie i wiekowie odpowiadają kilku poziomom tego piętra.

3. Krawędź Wyżyny Lubelskiej genetycznie wiąże się z dyslokacjami tektonicznymi, które w ciągu miocenu spowodowały inwersję w układzie hipsometrycznym obecnego obszaru Niziny Sandomierskiej i Wyżyny Lubelskiej.

Zagadnień stratygraficznych nie uważam jednak bynajmniej za wyczerpane. Sądzę, że należy rozszerzyć badania na dalsze tereny i szukać dalszych nawiązań, które umożliwiłyby rzeczywiste, oparte na faktach, rozstrzygnięcie problemu.

Stacja świętokrzyska I. G.

Nadesłano dnia 18 stycznia 1959 r.

## PIŚMIENNICTWO

- AREŃ B. (1956) — Regionalna geologia Polski. Region Lubelski. Trzeciorzęd, 2, p. 70—89. Kraków.
- BIELECKA W. (1957) — Uwagi o stratygrafii miocenu okolic Zaklikowa. Prz. geol., nr 1, p. 21—25. Warszawa.
- BRZEZIŃSKA M. (1957) — Szkic stratygraficzny miocenu środkowej części Roztocza lubelskiego. Prz. geol., nr 9, p. 395—401. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KOWALEWSKI K. (1930) — Stratygrafia i wiek ilów krakowickich okolic Buska i Solca. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 27, p. 51—54. Warszawa.
- CZARNOCKI J., KOWALEWSKI K. (1931) — Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą, Wisłoką a Sanem oraz uwagi ogólne o stosunkach facjalnych tortonu górnego w Polsce. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 29, p. 11—14. Warszawa.

- CZARNOCKI J. (1932) — Helwet i węgiel brunatny tegoż wieku w okolicach Korytnicy i Chomentowa. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 32, p. 16—19. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1933) — Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 36, p. 16—25. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1935) — O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, nr 2, p. 89—207. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1939) — Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w roku 1939. Biul. Państw. Inst. Geol., 15, p. 1—27. Warszawa.
- FRIEDBERG W. (1911—1928) — Mięczaki miocenijskie ziem polskich i krajów sąsiednich, cz. I. Ślimaki. Wyd. im. Dzieduszyckich. Lwów—Poznań.
- FRIEDBERG W. (1934—1936) — Mięczaki miocenijskie ziem polskich, cz. II. Małże. Kraków.
- KOWALEWSKI K. (1918) — Trzeciorzęd w dolinie Opatówki i Koprzywianki. Spraw. Posiedz. Tow. Nauk. Warsz. wyd. 3, cz. II, nr 6, p. 875—907. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1925) — Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej Wyżyny Lubelskiej. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 11, p. 15—18. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1950) — O miocenie okolic Rybnicy pod Klimontowem. Acta geol. pol., nr 1, p. 41—51. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1957a) — Uzupełnienia i nowe dane dotyczące podziału miocenu w Polsce. Prz. geol., nr 1, p. 1—11, nr 2, p. 49—54. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1957b) — Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. Biul. Inst. Geol., 119. Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1958) — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 2, nr 1, p. 3—30. Warszawa.
- KONIOR K. (1948) — O węglu brunatnym w Trzydniku Małym koło Kraśnika. Ann. Uniw. M. C.-S. [sec. B], 3, p. 1—12. Lublin.
- KRACH W. (1949) — Materiały do znajomości Ziemi Lubelskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., nr 2, p. 293—307. Kraków.
- KRACH W. (1956) — Uwagi w sprawie podziału miocenu Polski. Prz. geol., nr 3, p. 104—110. Warszawa.
- KRACH W. (1957) — Z dyskusji nad trzeciorzędem w Polsce. Prz. geol., nr 9, p. 369—395. Warszawa.
- KRACH W. (1958a) — Znaczenie makrofauny w stratygrafii miocenu Polski. Kwart. geol., 2, nr 1, p. 44—50. Warszawa.
- KRACH W. (1958b) — Stratygrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisły oraz jej zwłazek z obszarem wschodnim. Kwart. geol., 2, nr 1, p. 83—96. Warszawa.
- NOWAK J. (1938) — Dniestr a gipsy tortońskie. Roczn. Pol. Tow. Geol., 14, p. 155—193. Kraków.
- POŻARYSKI W. (1956) — Regionalna Geologia Polski. Region Lubelski. Tektonika, p. 149—167. Kraków.
- POŻARYSKI W., RÜHLE E. (1956) — Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych 1 : 1 000 000 (tabl. IV). Warszawa.

- PUSCH G. G. (1836) — Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. Cz. I. Stuttgart u. Tübingen.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Objaśnienia arkusza Opatów. Państw. Inst. Geol. Ogólna mapa geologiczna Polski 1:100 000. Warszawa.
- SIEMIRADZKI J. (1909) — Geologia ziem polskich, 2, Formacje młodsze. Lwów.
- TEISSEYRE H. (1938) — Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza. Roczn. Pol. Tow. Geol., nr 14, p. 113—144. Kraków.
- TREJDOSIEWICZ J. (1883) — O utworach trzeciorzędowych guberni lubelskiej. Pam. fizyogr. 3, (odbitka). Warszawa.

Maria BIELECKA

### MAIN PROBLEMS OF THE TERTIARY IN THE ZAKLIKÓW REGION (LUBLIN PLATEAU)

#### S u m m a r y

The author reports the results of her investigations on the Tertiary of the southern margin of the Lublin Plateau and of its foreland, in the region of Zaklików. Aside of a relic fragment of the Oligocene, here the Tertiary is represented by Miocene deposits belonging to the Helvetian, Tortonian and Sarmatian. In the Lower Tortonian the author has distinguished the following horizons: the sublithotamnian, the lithotamnian, the supralithotamnian (Baranów beds), and the Ervilian. Equivalents of the gypsum horizon are lacking. Owing to the absence of suitable index, the younger Tortonian, reduced by the Sarmatian transgression, has not been divided. In favourable facial conditions the Tortonian reefs (limestones with *Haliotis volhynica*) have probably been formed throughout the duration of almost the whole the Tortonian. The foreland of the margin of the Lublin Plateau, being the northern part of the Fore-Carpathian fore deep, represents a separate facial area. Here the most important deposits are shaly clays, the so-called Krakowiec clays which, as to their age, correspond to Tortonian members younger than the gypsum beds and the Lower Sarmatian. At the bottom of the Krakowiec clays the bore-hole touches Miocene elements appearing on the area of a littoral facies. The same tectonic predispositions which determined the main directions in the Tertiary structure of the discussed margin, may already be noticed in the Cretaceous substratum. To these predisposition also adapt themselves the Younger Miocene fault dislocations and subsequent vertical movements. It seems to ensue from palaeogeographical considerations that the margin of the Lublin Plateau must have been embraced by the Lower Tortonian transgression earlier than the Plateau's foreland. Presumably the discussed part of the Fore-Carpathian fore deep was land at the commencement of the Lower Tortonian; later, this land became submerged during the period corresponding to the supralithotamnian horizon. From the correlation with the Sandomierz region it would appear that, in contrast with the margin of the Lublin Plateau, this area reveals, notwithstanding certain oscillations, a continuous tendency of subsiding. Thus it may be assumed that here took place an incessant sedimentation, beginning with the supralithotamnian horizon (Baranów beds) through to the Lower Sarmatian. The arrangement of the Lower Sarmatian deposits indicates displacement of its waters towards northeast.