

ANDRZEJ RADWAŃSKI

Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej

STRESZCZENIE: W pracy przedstawiono charakterystykę utworów litoralnych związanych z transgresją morską tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. Rozpatrzono cechy strukturalne poszczególnych utworów, zwracając przy tym szczególną uwagę na wydrążenia rozmaitych skałotoczy (gąbek, wieloszczetów, małżów). Omówiono stratygraficzny wiek poszczególnych stanowisk utworów litoralnych wykazując, że wszystkie one związane są wyłącznie z transgresją tortonu dolnego (opolu), dokładniej zaś z transgresją dolnego opolu. Wykazano, że była to jedyna transgresja morska w tortonie na rozważanych obszarach. W oparciu o badania terenowe i dane bibliograficzne przedstawiono paleogeografię dolnego tortonu oraz przebieg transgresji i rozwój poszczególnych ogniw litologiczno-stratygraficznych w obrębie utworzonego zbiornika morskiego. Dokładniej przeanalizowano stosunek poszczególnych ogniw stratygraficznych dolnego tortonu do podłoża, dyskutując o zagadnieniu innych rzekomych transgresji. Zwrócono uwagę na rzeźbę podłoża przedtortonńskiego, wykazując obecność jej reliktywów w morfologii dzisiejszej.

WSTĘP

Zagadnienia będące przedmiotem niniejszej pracy wywodzą się z zainteresowań autora nad utworami litoralnymi tortonu południowej Polski (Radwański 1964, 1965a, 1967). Największym obszarem występowania tego rodzaju utworów są południowe stoki Gór Świętokrzyskich, gdzie utwory litoralne były poprzednio w zasadzie nieznanne, a rozpoznanie ich pociągnęło za sobą konieczność rozważenia szerszej problematyki mioceńskiej obejmującej zagadnienia paleogeograficzne, paleontologiczno-ekologiczne oraz stratygraficzne. Ponieważ w wyniku tych badań pojawiło się szereg problemów wychodzących znacznie poza obszar świętokrzyski, zaistniała konieczność zaznajomienia się z analogiczną problematyką mioceńską w regionach sąsiednich. Rozpoczynając swoje badania od analizy utworów litoralnych, jako związanych z okresem transgresji morza mio-

ceńskiego i tym samym znaczących początek rozwoju basenu mioceńskiego, autor zainteresował się przede wszystkim obszarem Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej, gdzie szereg stanowisk utworów litoralnych znany był od dawna i omawiany w nawiązaniu do pozostałych obszarów południowej Polski. Także i tutaj badanie utworów litoralnych nie mogło ograniczyć się tylko do ich strony fenomenologicznej, lecz wymagało zainteresowania się całokształtem problematyki mioceńskiej. Spowodowane to zostało w pierwszym rzędzie, zwłaszcza w odniesieniu do obszaru Wyżyny Krakowskiej, faktem istnienia bardzo rozbieżnych poglądów dotyczących wieku oraz ilości transgresji morskiego miocenu. Badanie utworów litoralnych pociągnęło bowiem za sobą konieczność sprecyzowania, z którą transgresją utwory takie są związane. Z drugiej strony zaistniała także konieczność skorelowania tej transgresji z analogiczną na południowych stokach Gór Świętokrzyskich.

Badania terenowe będące oparciem dla niniejszej pracy przeprowadzono w latach 1962—1967. Szereg informacji o rozpatrywanych tutaj utworach autor zawdzięcza prof. dr W. Krachowi, prof. dr S. Dżużyńskiemu, doc. dr S. Alexandrowiczowi, doc. dr J. Małeckiemu, doc. dr inż. Z. Wilkowi i dr R. Gradzińskiemu, którzy służyli także życzliwą radą i dyskusją, a niejednokrotnie bardzo potrzebną pomocą. Autor szczególnie jest wdzięczny doc. dr S. Alexandrowiczowi za zaznajomienie z utworami litoralnymi tortonu w Chełmku (wzgórze Skała), doc. dr inż. Z. Wilkowi — za zaznajomienie w terenie z analogicznymi utworami w okolicach Libiąża (Zarki, Moczydło, Libiąż Wielki), a dr R. Gradzińskiemu — z utworami w okolicach Bodzowa (Bodzów, Przegorzały). Doc. dr J. Małeckiemu autor dziękuje za udostępnienie pięknego okazu zlepu pąkli ze Zwierzynca, jego fotografię i zezwolenie wykorzystania jej w niniejszej pracy. Panu A. Kozłowskiemu, studentowi Wydziału Geologii U.W. autor dziękuje za pomoc w przygotowaniu ilustracji tekstowych. Ostateczny kształt niniejszej pracy jest w znacznym niewątpliwie stopniu wynikiem życzliwości i pomocy wszystkich wymienionych osób.

ZAGADNIENIA METODOLOGICZNE

Pośród utworów litoralnych przy opisie poszczególnych stanowisk wyróżniono jako zasadnicze typy: *powierzchnie abrazyjne* będące niejednokrotnie słabo przemodelowanymi przez abrazję starszymi powierzchniami morfologicznymi powstałymi w wyniku erozji lądowej, *rumowiska* będące rezultatem akumulacji grubopsefitowego materiału litoralnego o charakterze rumoszu, niejednokrotnie słabo przez abrazję przerobionego, oraz *glazowiska* zbudowane z grubopsefitowego materiału, silnie przerobionego przez abrazję. Niektóre stanowiska ograniczają się do

obecności tylko pojedynczych głazów oderwanych od brzegu przez postępującą abrazję, stanowiąc bardziej fragmentaryczny typ utworów litoralnych.

Dowodem przebywania wymienionych utworów w obrębie strefy litoralnej są rozmaite wydrążenia organizmów drążących czyli skałotoczy, przystosowanych do życia tylko i wyłącznie w obrębie tej właśnie strefy. Charakterystyka morfologiczna i taksonomiczna poszczególnych wydrążeń, należących do rozmaitych gatunków gąbek, wieloszczetów i małżów, podana została w poprzednich pracach autora (Radwański 1964, 1965a). Zgodnie z ujęciem tam stosowanym, oznaczone są także skałotocze w niniejszej pracy, podobnie jak i podawana jest charakterystyka ich zespołów (czyli litofocenz, Radwański 1964) w poszczególnych stanowiskach, gdzie skałotocze wymienione są nie według systematyki zoologicznej, lecz według częstości ich występowania. W kwestii oznaczania drążących małżów przyjęto zasadę (Radwański 1965a) gatunkowego ich oznaczania tylko w przypadku obecności w wydrążeniach dobrze zachowanych muszli lub przynajmniej ośrodek spełniających wszystkie wymogi materiału paleontologicznego. W pozostałych przypadkach, przede wszystkim w przypadku wydrążeń pustych (lub wypełnionych samym osadem), porzeczano na oznaczeniu rodzaju jowym.

Wiek poszczególnych utworów litoralnych przyjmowany jest za identyczny w sensie stratygraficznym z wiekiem osadów towarzyszących (wypełniających np. wydrążenia skałotoczy lub przestrzeń pomiędzy materiałem psefitowym). Spośród trzech pięter miocenu wyróżnianych na obszarze południowej Polski (helwet, torton, sarmat), obecność sarmatu w badanym regionie od dawna nie wchodzi w rachubę. Ostatnio rozwiązano w sensie negatywnym także sprawę obecności helwetu (Krach 1962, Alexandrowicz 1963, Alexandrowicz & Krach 1963). W obrębie tortonu autor przyjmuje podział na dwa podpiętra — torton dolny czyli opol, oraz torton górny czyli grabow, zgodnie ze stanowiskiem W. Kracha (1962) oraz S. Alexandrowicza (1963, 1964b, 1965). Dokładniejszy podział grabowu jest pominięty, jako nie wiążący się z poruszonymi zagadnieniami. W tortonie dolnym (opolu) autor przyjmuje podział na pięć poziomów: podlitotamniowy, litotamniowy, nadlitotamniowy, erwiliowy i gipsowy, zgodnie z zakresem rozumienia tych poziomów przez W. Kracha (1947, 1956, 1962). Dwa pierwsze z wymienionych poziomów, podlitotamniowy i litotamniowy, łączy się w opol dolny, w chwili gdy trzy pozostałe stanowią opol górny, zgodnie ze stanowiskiem S. Alexandrowicza (1958, 1963, 1964b, 1965).

Poniżej, w części szczegółowej pracy, najpierw rozpatrzone zostanie obszar Wyżyny Miechowskiej, który położony jest bliżej południowych stoków Gór Świętokrzyskich i który wykazuje w wykształceniu miocenu więcej analogii z regionem świętokrzyskim. Jako drugi z kolei przedstawiony będzie obszar Wyżyny Krakowskiej.

WYŻYNA MIECHOWSKA

Utwory litoralne tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej wykształcone są bardzo fragmentarycznie, co w znacznym stopniu wywołane zostało przyczynami paleomorfologicznymi istniejącymi w momencie transgresji morza tortońskiego, które wkroczyło na obszar zbudowany z margli kredowych, łatwo ulegających bardzo silnemu niszczeniu i nie stanowiących dobrego podłoża dla rozwoju struktur abrazyjnych. Rezultatem działalności procesów abrazyjnych jest tu jedynie drobny materiał detrytyczny, a rzadziej większe bloki lub głazy spotykane lokalnie w spągowych partiach poszczególnych profilów. Występowanie tych utworów znane już było A. Michalskiemu (1884), W. Friedbergowi (1934) i W. Krachowi (1947).

Miocen Wyżyny Miechowskiej był przedmiotem zainteresowania wielu badaczy, z których największe zasługi położyli A. Michalski (1884) i W. Krach (1936, 1947) zajmujący się całokształtem problematyki związanej z wykształceniem osadów tej epoki. Nowoczesne badania W. Kracha (1947) doprowadziły do bardzo szczegółowego poznania tutejszych zespołów faunistycznych i rozkładu facji oraz do przejrzystego i konsekwentnego ujęcia stratygrafii, co niezmiernie ułatwia należyte zrozumienie paleogeografii tortonu w tym rejonie i związanie jej zarówno z regionem świętokrzyskim jak i krakowskim (vide Alexandrowicz 1958, 1961, 1965).

Utwory miocenijskie na obszarze Wyżyny Miechowskiej zachowane są w postaci niewielkich płyt ocalałych przed późniejszą erozją. Płyty te grupują się w dwóch strefach — w okolicach Książa Wielkiego (obszar północny — Krach 1947) i w okolicach Miechowa (obszar południowy — Krach 1947). Ku wschodowi płyty te łączą się w okolicach Działoszyc z jednolitym obszarem pokrywy miocenijskiej rejonu Wiślicy — Buska. Utwory litoralne występują lokalnie w obu regionach, przy czym najlepsze z nich znajdują się w Małoszowie koło Książa Wielkiego.

Małoszów

Utwory litoralne w Małoszowie koło Książa Wielkiego odsłaniają się w małym panowie na lewym zboczu Nidzicy, zwanym Diablim Dołem (Krach 1936 — odkrywka nr 3). Krótką charakterystykę tych utworów autor podał w dawniejszej pracy (Radwański 1965a).

Profil odsłaniający się w Diablím Dole (fig. 1 i pl. I, fig. 1) przedstawiony został szczególnie przez W. Kracha (1936, 1947), który w spągu piaszczystych margli zauważył występowanie okruchów margli senońskich drażonych przez małże.

W czasie pobytu autora w 1964 r., gdy prowadzona była tu eksploatacja, prócz różnej wielkości okruchów, odsłaniało się także kilka wielkich głazów o średnicy ponad 1 m. Głazy drażone były z wierzchniej strony, zachowanej w tej pozycji

w profilu do dziś, przez stosunkowo liczne małże oraz sporadyczne wieloszczety. Zespół skalotoczy na głazach obejmuje:

- Jouannetia semicaudata* (des Moulins)
- Aspidopholas rugosa* (Brocchi)
- Polydora ciliata* (Johnston),

z których szczególnie interesujące są małże, gdyż wydrążenia ich zachowane są przeważnie w całości, wraz z muszlą i dokładnie ją wypełniającą ośródką (pl. I, fig. 3

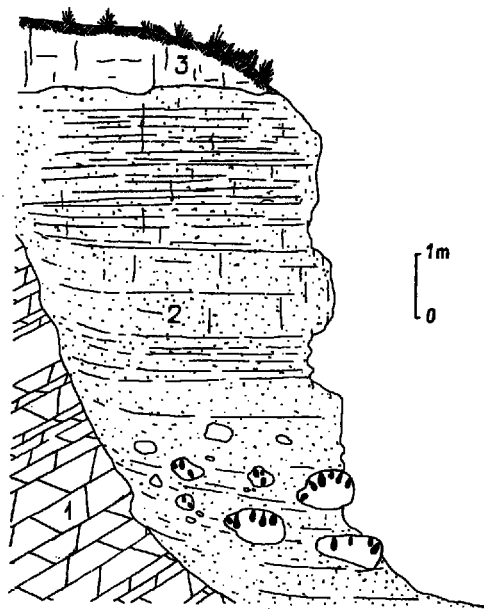
Fig. 1

Schematyczny przekrój geologiczny wykazujący profil osadów dolnego tortonu (dolnego opolu) oraz ich stosunek do podłoża (margle senonu) na obszarze Diabiego Dołu w Małoszowie

1 margle senonu, 2 zespół rozmaitych margli dolnego tortonu, zawierający w spągu głazy margli senońskich pocięte przez skalotocze (dokładniejsze objaśnienie w tekście), 3 less

Schematic section presenting Lower Tortonian (Lower Opolian) deposits and their relation to the substratum (Senonian marls) in Diabli Dół („Devil's ravine”) at Małoszów

1 Senonian marls, 2 complex of various Lower Tortonian marls containing, at the bottom, boulders of Senonian marls bored by lithophags, 3 loess



i 4). Taki wyjątkowy stan zachowania zezwolił autorowi (Radwański 1965a) na rozpoznanie rzeczywistej przynależności szeregu wydrążeń, które w innych odsłonięciach napotymano przeważnie puste. Stanowisko znane było także W. Friedbergowi, który najlepszy materiał obu wymienionych małżów drążących, *Jouannetia semicaudata* (des Moulins) i *Aspidopholas rugosa* (Brocchi), posiadał właśnie z tego odsłonięcia i stąd je ilustrował (Friedberg 1934), jako z jedynych jemu znanych stanowisk polskiego tortonu. Jak można się przekonać w zbiorach W. Friedberga, rozważane małże zachowane są właśnie w wydrążeniach w obrębie głazów senońskich (kolekcja w P.A.N. w Krakowie), jakkolwiek na ilustracjach w pracy z 1934 r. tło na fotografiach zostało przeważnie usunięte.

Wydrążenia *Jouannetia semicaudata* (des Moulins), jako małża mniejszego i posiadającego krótszą szyjkę, położone są bliżej powierzchni głazów (pl. I, fig. 3). Przy rozbijaniu wydrążenia muszla ulega wykruszeniu, a na ściance wydrążenia zachowuje się natomiast cementacyjna osłona skorup (vide Radwański 1965a, fig. 11—12). Środek wydrążenia wypełnia wewnętrzna ośródką muszli (pl. I, fig. 3). Szyjki wszystkich wydrążeń są gołe (bez osłonek syfonalnych) i wtórnie wypełnione osadem.

Wydrążenia *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) sięgają głębiej do wnętrza głazu (pl. I, fig. 4), niekiedy nawet na znaczną odległość, co uwarunkowane jest bardzo długą szyjką osiagającą długość równą długości małża. Szyjki są z reguły wyścielone bardzo grubą osłonką syfonalną (pl. I, fig. 4), stopniowo się nawarstwiająca

i niekiedy sięgającą prawie do połowy wydrążenia. Podobnie jak u poprzedniego gatunku, wypełnione są wtórnie osadem.

Wydrążenia *Polydora ciliata* (Johnston) występują pojedynczo (vide Radwański 1965a, fig. 11) i nie tworzą nigdzie większych nagromadzeń.

Cechą charakterystyczną wielu głazów jest obrastanie ich przez duże płożące się kolonie mszywiołów.

Omnawiane głazy występują w obrębie odsłonięcia sporadycznie i nie zawsze są widoczne na ścianie podlegającej eksploatacji. W czasie powtórnego pobytu autora w 1966 r. eksploatacja była zarzucona, i brak było większych okruchów margli senońskich. Występowanie większych głazów wydaje się być zresztą w ogóle przywiązane tylko do strefy tego odsłonięcia, gdyż na powierzchni sąsiednich pól, wzdłuż kontaktu senonu z tortonem występują tylko drobne okruchy, bez śladu skałotoczy. Te ostatnie trafiają się natomiast niekiedy na większych jeźowcach wydartych z podłoża przez tortońską abrazję (pl. I, fig. 2).

Analiza budowy najbliższej okolicy tego odsłonięcia potwierdza obserwacje W. Kracha (1947), że osady tortońskie widoczne w Diablim Dole utworzyły się w przedtortońskim obniżeniu morfologicznym. Obocznie na tych samych wysokościach występują margle senońskie. Gospodarcza eksploatacja skał tortońskich poszerza wąwóz i po pewnym czasie może doprowadzić do całkowitego usunięcia tortonu, a zatem odpreparowania starszej powierzchni morfologicznej.

Przedstawiona sytuacja paleomorfologiczna tłumaczy sposób powstania utworów litoralnych — głazów pociętych przez skałotocze. Są to najprawdopodobniej większe bloki skalne oderwane w wyniku nawet słabej abrazji od stromych, lecz mało odpornych ścian jakiejś doliny lub lokalnego wąwozu zalanego przez transgresję tortońską. Większość abraowanego materiału była zupełnie niszczone, a pozostały jedynie największe bloki zbudowane z partii bardziej odpornych skał kredowych. Bloki te zapewne nie były przetaczane przez kłypiel, gdyż to tylko umożliwiło ich zachowanie. Obserwację tę potwierdza występowanie skałotoczy, których wydrążenia w największych blokach znajdują się tylko z wierzchniej strony. Możliwym jest, że wielkie głazy, oderwane od skalistego wybrzeża wpadały w grząski muł wapienny i po prostu wystawały ponad otaczający osad tylko wierzchnią stroną, co powodowało drażnienie ich przez skałotocze tylko w tej części. Stabilność głazów i brak ich ustawicznego przetaczania umożliwiło z kolei zachowanie się muszli małżów wewnątrz wydrążeni i stopniowe wypełnianie ich osadem po śmierci poszczególnych osobników.

Wydaje się, że stromość brzegów obszaru obrzeżającego strefę sedimentacji profilu Diabiego Dołu, umożliwiająca obłamywanie bloków, była raczej uwarunkowana uławiczeniem i spękaniem skał kredowych tworzących brzegi zalanej doliny czy wąwozu, oraz stopniowym ich podmywaniem, nie zaś silną i gwałtowną działalnością abrazyjną. Świadczyć o tym może charakter osadu, w którym głazy te tkwią, jego drobnoklastyczno-węglanowy skład i spokojne uławiczenie, słabo zresztą się zaznaczające. Liczna fauna (Krach 1936, 1947) nie nosi charakteru wybitnie litoralnego. Jest to zespół podobny do występujących w rozmaitych osadach marglistych lub drobnoklastyczno-wapnistych; prócz listy W. Kracha (1947) wymienić można *Meretrix gigas* (Lam.), *Pholadomya alpina* Math., oraz niezbyt liczne amfisteginy i pąkle (*Balanus* sp.). Sama marglistość osadu i miejscami znaczne jego podobieństwo do marglu kredowego wydaje się być rezultatem dużego dopływu bardzo drobnego detrytusu margli senońskich (erozja na łądzie i podmywanie brzegów) do tortońskiego zbiornika.

Zespół powyższych faktów pozwala wyobrazić sobie, że sedimentacja osadów widocznych w profilu Diabiego Dołu zachodziła w obrębie przedtortońskiego obniżenia morfologicznego, które w momencie transgresji tortońskiej stało się przypu-

szczalnie niewielką zatoką morską. Różnice hipsometryczne były tu zapewne podobnego rzędu, jak dziś, odrębność zaś tej zatoki w stosunku do sąsiednich okolic zaznaczyła się tylko intensywniejszym niszczeniem brzegów przez ich spokojne podmywanie, w wyniku czego odłamywały się większe bloki i głazy, które spadały wprost do spokojnie osadzających się przy brzegu osadów marglistych. Być może, bloki te częściowo ześlizgiwały się aż do największego obniżenia dna, gdzie stawały się obiektem drażenia przez skałotocze i były obrastane przez mszywiolę. Bloki te nie były w każdym razie gruchotane przez abrazję lub przetaczane przez falowanie. Niszczenie brzegu zachodziło głównie przez stopniowe wymywanie mało odpornych margli, które dostarczyły znacznej ilości materiału do zbiornika i tworzącego się osadu. Odporniejsze partie skał wybrzeża w wyniku podmywania stopniowo same się odłamywały i spadały blisko brzegu. W sąsiednich okolicach, gdzie brak takich głazów w dzisiejszych odsłonięciach, najprawdopodobniej przedtortońska morfologia była łagodniejsza, co powodowało daleko mniejszą spadzistość brzegów i większe ich wyrównanie w momencie transgresji. Wniosek taki zdaje się wynikać także z przebiegu granicy tortonu z podłożem na sąsiednich wzgórzach, np. w stronę południową aż do wysokości młyna (odległość ok. 300 m), która przebiega stosunkowo prosto, a powierzchnia stropu kredy łagodnie opada w stronę dzisiejszej doliny Nidzicy.

Giebułtów

Podobne utwory litoralne w postaci głazów margli senońskich pociętych przez skałotocze zaobserwowane zostały przez W. Kracha (1947) w jednym z odsłoneń w Giebułtowie (ok. 1 km na SE od opisanego odsłoneńca w Małoszowie). Występują one tam w podobnej ławicy marglistej, lecz w nieco wyższej części profilu (Krach 1947).

W czasie pobytu autora w 1966 r. nie udało się odszukać tego stanowiska, co ma zapewne przyczynę w bardzo lokalnym występowaniu takich bloków, podobnie jak w Małoszowie.

Z sytuacji widocznej w profilach Giebułtowa oraz danych W. Kracha (1947) można sądzić, że w momencie transgresji tortońskiej istniała tutaj sytuacja podobna jak w Małoszowie. Dostarczanie większych głazów z łagodnych, ogólnie biorąc, wybrzeży kredowych miało lokalny charakter z podobnych jak poprzednio przyczyn i mogło zaznaczać się także w wyższej części profilu, gdy w pewnym momencie jakiś fragment brzegu został bardziej podmyty, lub też odsłoniły się na nim bardziej zwarte skały kredowe.

Klonów

Podobnym stanowiskiem głazów margli senońskich jest Klonów koło Miechowa, gdzie napotkał je W. Krach (1947) w dużej piaskowni położonej na wzgórzu na S od szosy. Według informacji W. Kracha (1947) widoczne one były w czasie jego pobytu w 1942 r., gdy prowadzono eksploatację w piaskowni, która później uległa jednak zasypaniu.

Według danych W. Kracha (1947) i przedstawionego profilu (Krach 1947, fig. 5) głazy pocięte przez skałotocze występowały w spągowej partii piasków heterosteginowych leżących na mniej więcej wyrównanym podłożu kredowym. Również i tutaj głazy nie występowały bezpośrednio na podłożu, co świadczy, że nie jest to jakieś rumowisko zalane w momencie transgresji tortońskiej, lecz głazy oderwane od brzegu już w momencie tortońskiej sedimentacji. Mechanizm ich powsta-

wania był zapewne podobny jak w poprzednich odsłonięciach w okolicach Książa Wielkiego (Małoszów, Głębuktów). Dokładniejszych obserwacji przeprowadzić tu niestety w chwili obecnej nie można. W czasie pobytu autora w 1964 r. prowadzono wprawdzie niewielką eksploatację piasków heterosteginowych, ale nie dotarła ona do ich partii spągowych.

Nasiechowice

Analogiczne okruchy margli senońskich pocięte przez małże drażące i tkwiące w obrębie piasków heterosteginowych zostały napotkane przez W. Kracha (1947) także w Nasiechowicach koło Miechowa, gdzie jednak trudno obecnie przeprowadzić dokładniejsze obserwacje.

Powstanie utworów litoralnych i ich wiek

Powstanie utworów litoralnych na obszarze Wyżyny Miechowskiej, reprezentowanych przez bardzo fragmentaryczny i lokalny materiał większych głazów i bloków oderwanych od kredowego podłoża, jest niewątpliwie związane z istnieniem w momencie transgresji tortońskiej starszych deniwelacji morfologicznych. Istnienie deniwelacji rozpoznane zostało przez A. Michalskiego (1884), który przedstawił przekonywające dowody spoczywania tutejszych osadów mioceńskich w starszych obniżeniach erozyjnych. Przekroje wykonane przez A. Michalskiego (1884) były pierwszym w literaturze polskiej przedstawieniem stosunku miocenu do starszego podłoża w skali regionu geologicznego. Obserwacje tego autora zostały potwierdzone i uzupełnione przez W. Kracha (1936, 1947).

Powstanie fragmentarycznych utworów litoralnych wywołane było, jak przedstawiono przy opisie poszczególnych ich stanowisk, istnieniem lokalnych bardziej stromych ścian starszych wcięć erozyjnych, które stały się wybrzeżem morskim w czasie transgresji. Wybrzeże podlegało stosunkowo słabej abrazji i powolnemu niszczeniu, dostarczając dużej ilości marglistego materiału do zbiornika. Większe fragmenty, bloki bądź głazy, odłamywane były lokalnie z bardziej stromych lub intensywniej podmywanych ścian. Nigdzie natomiast nie wykształciły się większe głazowiska bądź wyraźne powierzchnie abrazyjne, tak charakterystyczne dla wybrzeży tortońskich południowych stoków Gór Świętokrzyskich oraz Wyżyny Krakowskiej.

Wiek utworów litoralnych

Wyłącznie tortoński wiek wszystkich osadów mioceńskich Wyżyny Miechowskiej nie budzi wątpliwości od dawna (Friedberg 1912, Kowalewski 1930, Czarnocki 1932, Krach 1936). Starsze poglądy mają już tylko znaczenie historyczne (vide Michalski 1884, Krach 1947). Szczegółowe

badania W. Kracha (1947) i S. Alexandrowicza (1961) wykazały, że jest tutaj reprezentowany tylko torton dolny, czyli opol. Wyróżnianie tutaj tortonu górnego (Kowalewski 1930, Czarnocki 1932, Różycki 1961) opierało się na innych kryteriach podziału. Cały zatem miocen miechowski, zaczynający się utworami transgresywnymi i kończący się sedymentacją gipsów, reprezentuje jeden cykl sedymentacyjny należący do podpiętra opolskiego.

W świetle dokładnej stratygrafii W. Kracha (1947) i danych S. Alexandrowicza (1961, 1965) widać, że wszystkie osady, w których występują utwory litoralne — głązy pocięte przez skałotocze w wymienionych stanowiskach (Małoszów, Giebułtów, Klonów, Nasiechowice), a także podobny materiał detrytyczny bez śladów skałotoczy na obszarze Trzonowa — Wymysłowa (Michalski 1884, Krach 1947) — należą wyłącznie do opolu dolnego.

Osady zawierające głązy pocięte przez skałotocze należą, w ujęciu W. Kracha (1947), wyłącznie do poziomu litotamniowego. Gdyby poprzestać na takim twierdzeniu, wiek zjawisk litoralnych byłby wprawdzie określony w przyjętej stratygrafii, ale nie wyjaśniłoby to związku ich z transgresją, która — zdaniem W. Kracha (1947) — wkroczyła na rozważany obszar w poziomie starszym, podlitotamniowym. Zważywszy, że utwory litoralne leżą w różnych miejscach profilu poziomu litotamniowego — w jego spągu (Małoszów, Klonów) bądź w wyższych partiach (Giebułtów), ewentualnie w nie określonej bliżej pozycji (wspomniane stanowiska w Nasiechowicach i Trzonowie, gdzie nie odślania się spąg tortonu), zagadnienie to może wydawać się mało istotne. Nasuwające się tutaj wątpliwości są jednak bardziej ogólnej natury i dlatego zostaną rozważone.

Według W. Kracha (1947) najstarszymi osadami tortonu miechowskiego są piaski z fauną, występujące w postaci izolowanych stanowisk w Małoszowie, które należą do poziomu podlitotamniowego. Nie wykazują one łączności przestrzennej z innymi osadami i, zdaniem W. Kracha (1947), są pozostałością starszej transgresji tortońskiej, której osady zostały wszędzie indziej zupełnie zniszczone przed następną transgresją warstw litotamniowych, która pozostawiła po sobie różnorodne osady, m.in. opisywane piaszczyste margle z Małoszowa (Diabli Dół). Piaski z zachodniej części Małoszowa W. Krach (1947) paralelizował z ilami korytnickimi, uzasadniając taki pogląd panującymi stosunkami faunistycznymi.

Wątpliwości pojawiają się natomiast przy rozważeniu rezultatów badań mikropaleontologicznych przedstawionych przez S. Alexandrowicza (1961). Według danych tego autora, margle z Małoszowa jak i analogiczne z sąsiednich odsłoneń w Częstoszowicach (vide Krach 1947) zawierają mikrofaunę zespołu IA, a więc równowiekową z mikrofauną ilów korytnickich (Alexandrowicz 1965) należących, zdaniem obu autorów, do

poziomu podlitotamniowego. Mikrofauna z piasków zachodniej części Małoszowa nie była badana, ale już w świetle powyższych danych, starszy wiek tych osadów w stosunku do margli z Diabiego Dołu i Częstoszowic budzi wątpliwości. Dalsze niejasności wynikają z faktu obecności w wapieniach Trzonowa mikrofauny zespołu IB, a więc młodszego (Alexandrowicz 1958, 1961, 1965) od poprzedniego zespołu IA, w chwili gdy wszystkie te stanowiska (margle Małoszowa i Częstoszowic, wapienie Trzonowa) w świetle szczegółowych uzasadnień faunistycznych i facjalnych przedstawionych przez W. Kracha (1947) wydają się być niewątpliwie równowiekowe.

Zdaniem autora, powyższe rozbieżności stratygraficzne są spowodowane próbami zbyt szczegółowego podziału dolnego opolu Wyżyny Miechowskiej, co jest przypuszczalnie zadaniem niewykonalnym. W świetle dyskutowanych danych W. Kracha (1947) i S. Alexandrowicza (1961, 1965) oraz stosunków panujących na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, wszystkie rozważane stanowiska — piaski zachodniego Małoszowa, margle Małoszowa (Diabiego Dołu), Częstoszowic, Giebułtowa oraz wapienie Trzonowa — są osadami w sensie stratygraficznym równowiekowymi i odpowiadają dolnemu opolowi. Ich różne wykształcenie wywołane jest wyłącznie odmiennymi warunkami facjalnymi, podobnie jak to przyjmował W. Krach (1947) dla tych ogniw, które zaliczył do poziomu litotamniowego. Do „poziomu” tego należy włączyć także izolowane stanowiska piasków zachodniego Małoszowa, czyli jedyne ogniwo uzasadniające wydzielenie tu poziomu podlitotamniowego. W rezultacie podział na oba te poziomy traci uzasadnienie i używanie nazwy któregośkolwiek z nich nie jest celowe, zwłaszcza że w znacznej części omawianego obszaru utworów litotamniowych w ogóle brak i są one zastąpione piaskami heterosteginowymi. Wydaje się, że zespoły otwornicowe IA i IB, przynajmniej na obszarze Wyżyny Miechowskiej, nie mają następstwa stratygraficznego, a wykazują jedynie zróżnicowanie facjalne, czyli ich wartość jest *de facto* taka sama jak pozostałych zespołów określających tylko dolny opol w całości (vide Alexandrowicz 1958, 1965).

W świetle przedstawionych rozważań wynika, że wszystkie utwory litoralne na obszarze Wyżyny Miechowskiej należy wiązać z transgresją dolnego opolu — jedyną transgresją, jaka miała miejsce na tym obszarze. Występowanie utworów litoralnych — głazów pociętych przez skałotoczne — w różnych miejscach profilu dolnego opolu wynika wyłącznie z konfiguracji wybrzeży morskich, niszczonej w miarę postępującej transgresji i abrazyjnej działalności morza. Nie ma żadnych dowodów wskazujących obecność dwóch transgresji dolnoopolskich na tym obszarze. Jedyną transgresją, która tu nastąpiła i z którą związane są utwory litoralne, jest w sensie stratygraficznym równowiekowa z transgresją na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. Utwory litoralne tortonu są zatem na obu tych obszarach równowiekowe.

Paleogeografia transgresji tortońskiej

Transgresja tortońska wkroczyła na obszar Wyżyny Miechowskiej w dolnym opolu zastając teren silnie urzeźbiony w wyniku dawniejszych procesów erozyjnych (por. Michalski 1884; Krach 1936, 1947). W pierwszej fazie transgresji morze utrzymywało się w istniejących obniżeniach dolinnych, które szczególnie wyraźnie zaznaczają się w okolicach Małoszowa (Częstoszowice, Giebułtów). Z uwagi na późniejszą erozję, nie można odtworzyć dawnego przebiegu tych rozcięć. Wydają się one mieć nieprawidłowy układ, ale w jakiś sposób związany z dzisiejszym ukształtowaniem doliny Nidzicy. Być może, rzeka ta obecnie tylko dostosowuje się w okolicach Małoszowa do poprzedniego układu, odpreparowując przypadkowo spod przykrywy tortonu i czwartorzędu starszy system dolinny; być może jednak, że dzisiejsza dolina Nidzicy wykorzystuje na daleko większym obszarze przedtortoński układ hydrograficzny, nierozpoznawalny obecnie w miejscach, gdzie pokrywa tortońska została całkowicie usunięta. Wykorzystanie tego układu przez wkraczające morze i dostosowanie się wybrzeży do przebiegu dawniejszych zboczy dolinnych powodowało różnorodność warunków facjalnych i hydrodynamicznych. Przez wkraczające morze były w tym okresie przerabiane jakieś starsze osady piaszczyste dostarczające materiału do tworzących się piasków zachodniego Małoszowa oraz piasków heterosteginowych okolic Miechowa. W pozostałych strefach spłukiwany bądź powoli abradowany materiał margli senońskich wpływał na wykształcenie się podobnych marglistych osadów tortońskich, na co już dawniej zwracano uwagę (Michalski 1884, Krach 1947). Szczegółowe rozpatrzenie panujących tutaj warunków zawdzięczamy W. Krachowi (1947), który wyjaśnił zasadnicze przyczyny zmienności osadów i panujących zespołów faunistycznych.

Abrazja w tym okresie wyrównywała brzegi, czego rezultatem są lokalnie występujące głązy pocięte przez skałotocze lub grubszy rumosz. Nie była ona zresztą zbyt silna, skoro w podłożu osadów tortońskich zachowały się strome zbocza zbudowane z margli kredowych, a dostający się grubszy materiał klastyczny nie uległ zupełnemu roztrąciu. Miejscami mogła ona nawet zupełnie zanikać, a dno było modelowane tylko przez działalność prądów, czego rezultatem jest lokalne zglaukomityzowanie powierzchni margli kredowych (Krach 1947). Wydaje się, że te ostatnie warunki są bardziej charakterystyczne dla obszaru południowego (Krach 1947), w chwili gdy na obszarze północnym abrazja była silniejsza, a morfologia bardziej urozmaicona zarówno w sensie deniwelacji wybrzeży jak też ich przebiegu. Obszar północny tworzył w tym czasie większą *Zatokę Trzonowsko-Małoszowską*, połączoną z resztą basenu dopiero w okolicach Działoszyc, a kończąca się ku zachodowi na urozmaiconym morfologicznie obszarze Małoszowa — rozczłonkowaną *Zatoką Małoszowską* W. Kracha (1936, s. 129; 1947, s. 18). Obszar całej Zatoki Trzonowsko-Małoszowskiej

był zapewne oddzielony od południowego obszaru sedymentacji, *Zatoki Klonowskiej* w okolicach Klonowa — Lelowic, przez wymurzoną wierzchowinę zbudowaną z margli senońskich (Kalina Wielka — Kropidło — Miroszów; vide mapa — Krach 1947, fig. 1). Istnienie takiego obszaru wymurzonego tłumaczy odmiennosc warunków facjalnych, zespołów faunistycznych i powstających osadów w obu obszarach. W tym ujęciu, zachowane do dziś płyty osadów tortońskich w obszarze północnym i południowym odpowiadałyby mniej więcej pierwotnemu układowi stref sedymentacji, czyli przebiegowi basenów morza tortońskiego, na co zwracał już uwagę W. Krach (1947). Interesującym jest, że wymurzony obszar, przebiegający mniej więcej równoleżnikowo przez Wyżynę Miechowską, miał w czasie sedymentacji dolnego opolu ważną rolę paleogeograficzną, gdyż oddzielał od siebie obszar facji świętokrzyskich znamiennych dla północnego obszaru miechowskiego (piaski bądź margle z fauną typu korytnickiego, wapienie litotamniowe typu pińczowskiego) od obszaru facji krakowskich charakterystycznych dla obszaru południowego (piaski heterosteginowe). Zależność tę zauważył już W. Krach (1947); wynika ona także z przedstawionego dalej rozwoju miocenu Wyżyny Krakowskiej.

Płytkomorska i bardzo zależna od miejscowych warunków (budowy podłoża i jego morfologii) sedymentacja dolnego opolu doprowadziła do wypełnienia osadami większych zagłębień, co szczególnie jest charakterystyczne dla obszaru północnego, w chwili gdy na obszarze południowym zróżnicowanie morfologiczne podłoża zaznaczało się jeszcze w górnym opolu (fig. 2). W rezultacie osady górnego opolu wykazują na obszarze północnym wyraźne ujednoczenie facjalne (iły bądź margle z przegrzebkami, warstwa erwiliowa i osady gipsowe) i spoczywanie na osadach dolnego opolu, podczas gdy w obszarze południowym panowały odmienne warunki — powstawały najpierw iły z *Pycnodonta cochlear* (Poli), leżące miejscami wprost na starszym podłożu, a później osady gipsowe (vide Krach 1947 oraz fig. 2). Występowanie ilów z *Pycnodonta cochlear* wprost na starszym podłożu (marglach senonu) znaczy rozszerzenie stref sedymentacji w stosunku do stref dolnego opolu, czyli rozpoczęcie sedymentacji na obszarach, gdzie w dolnym opolu osady nie powstawały, bądź też na obszarach wymurzonych. Stąd też osady te mają miejscami stosunek transgresywny, co jednak nie było związane z żadną nową transgresją, jak to już podkreślał W. Krach (1947). Ostra granica ilów zawierających *Pycnodonta cochlear* z niżej leżącymi piaskami heterosteginowymi wynika wyłącznie z gwałtownej zmiany warunków facjalnych i lokalnej działalności prądów (Krach 1947) związanych z zakłóceniem warunków hydrodynamicznych przez „występujące z brzegów” wody. Najprawdopodobniej wody te nie pokryły zresztą całego obszaru południowego, gdyż w wielu miejscach pierwszymi osadami tortonu na starszym podłożu są tutaj dopiero osady gipsowe (vide Krach 1947 oraz fig. 2). Widać zatem, że wspomniany obszar wymurzony, przebiegający w poprzek Wyżyny

strefa
obszar północny *Kalina Wielka-Kro-* *obszar południowy*
(Zatoki Trzonowsko-Małoszowskiej) *pięta-Miroszów* *(Zatoki Klonowskiej)*

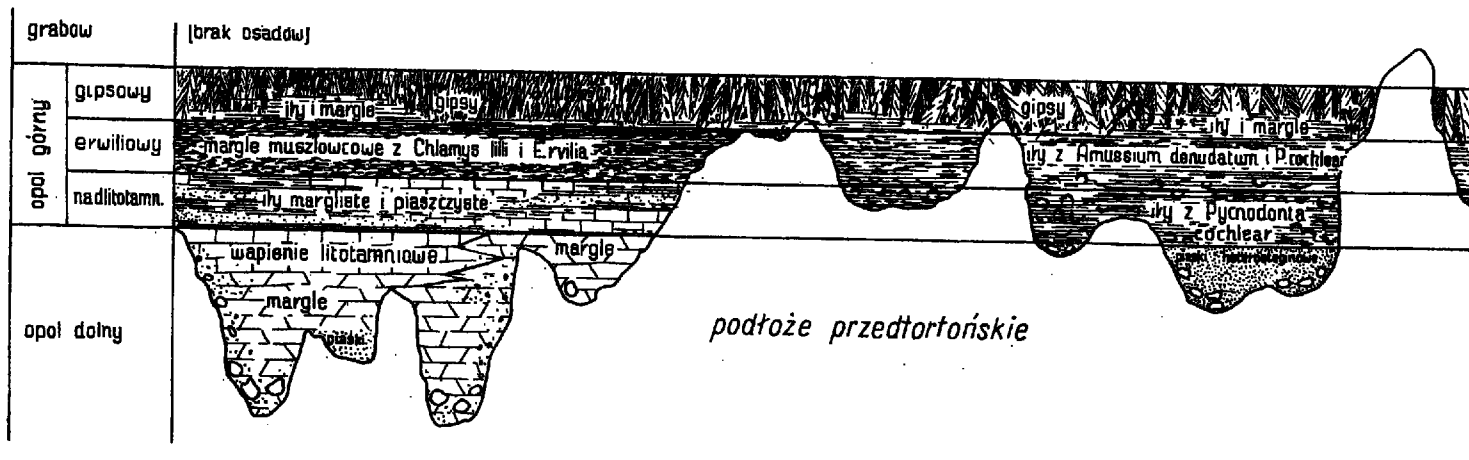


Fig. 2

Diagram ilustrujący stosunek poszczególnych ogniów stratygraficznych tortonu do podłoża na obszarze Wyżyny Miechowskiej
 Diagram nie uwzględnia stosunków miąższościowych (wynikających także z subsydencji basenu sedimentacyjnego) oraz stosunków batymetrycznych panujących w czasie sedimentacji poszczególnych ogniów. Zestawienie na podstawie danych bibliograficznych (Michalski 1884; Krach 1836, 1947) oraz własnych obserwacji autora

Diagram showing individual stratigraphical horizons of the Tortonian in relation to the substratum in the Miechów Upland
 The diagram does not illustrate the thickness and the bathymetry during sedimentation of individual horizons; based on references and personal investigations

Miechowskiej, zaznaczał się jeszcze w górnym opolu, zwłaszcza w czasie sedymentacji jego niższych ogniów (iłów przegrzeblkowych z warstwą erwiliową w stropie; iłów z *Pycnodonta cochlear*), oddzielając dwa różne obszary sedymentacyjne, z których północny wykazywał w dalszym ciągu analogie z rejonem świętokrzyskim, podczas gdy południowy — z rejonem krakowskim. Tała odmienność paleogeograficzna, zaznaczająca się w całym profilu, uzasadnia przypuszczenie o niezależności tych dwóch obszarów, mających w czasie rozwoju transgresji morza tortońskiego charakter niezależnych zatok — Trzonowsko-Małoszowskiej na północy i Klonowskiej na południu. Rozwój basenów w obrębie tych zatok, przyjmowanych już przez W. Kracha (1947), zakończył się w momencie sedymentacji osadów gipsowych, pokrywających wszystkie starsze osady tortońskie, bądź też — zwłaszcza na obszarze południowym — wynurzone dotychczas wierzchowiny albo wzgórza (Michalski 1884, Czarnocki 1932, Krach 1947). W tym okresie sedymentacja osadów chemicznych zajęła szereg obszarów dotychczas zapewne zanurzonych, ale nie pokrywanych osadami starszego opolu w rejonie Działoszyc, gdzie obie zatoki miechowskie (Trzonowsko-Małoszowska i Klonowska) łączyły się z jednolitą strefą podobnej sedymentacji osadów gipsowych okolic Wiślicy — Buska (vide Czarnocki 1939). Na obszarze Wyżyny Miechowskiej sedymentacja osadów gipsowych wyrównywała definitywnie istniejące nierówności terenu, ale najprawdopodobniej, jak podaje W. Krach (1947), nie zakryła wszystkich nierówności podłoża kredowego (fig. 2), które niejednokrotnie sterczą wśród pól gipsowych niezakryte, podobnie jak w czasie sedymentacji gipsów. Taki układ stosunków panujących w najwyższym dolnym tortonie (górnym opolu) kończy historię miocenu Wyżyny Miechowskiej.

WYŻYNA KRAKOWSKA

Utwory litoralne tortonu na obszarze Wyżyny Krakowskiej są stosunkowo szeroko rozprzestrzenione i dostarczają szeregu odsłoneń o rozległości i stopniu czytelności nie gorszym niż na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. Odsłoneńcia są jednak zindywidualizowane w punktowych stanowiskach i nie tworzą nigdzie większego pasa wychodni. Wiele z tych stanowisk zostało już wcześniej rozpoznanych dzięki wieloletnim zainteresowaniom nad tzw. mioceniem krakowskim. Przez ostatni termin rozumie się miocem okolic Krakowa, obejmujący także obszar libiąski, co pokrywa się mniej więcej z obszarem badań S. Zaręcznego (1894), przekraczając ten ostatni nieco w kierunku północno-wschodnim po rejon Wielkiej Wsi — Korzkwi i okolice Proszowic (Posądzka, Piotrkowice). Cały ten obszar, nazywany tu ogólnie Wyżyną Krakowską, indywidualizuje się o tyle, że torton transgredował na podłożu zbudowane przeważnie z wapieni jury bądź triasu, co ułatwiało wykształcenie typowych struk-

tur abrazyjnych i umożliwiło działalność skałotoczy. Najlepszych odsłoneń utworów litoralnych dostarcza stanowisko w Zwierzyńcu na terenie Krakowa, które zostanie omówione w pierwszej kolejności.

Kraków-Zwierzyńca

Utwory litoralne w odsłonięciu w skarpie Wisły pod klasztorem Norbertanek w Krakowie-Zwierzyńcu, zwanym także odsłonięciem na Salwatorze, zostały stwierdzone przez autora (Radwański 1964). Odsłonięcie jest powszechnie znane w literaturze ze względu na występowanie wapieni ostrygowych i zawartą w nich faunę (Zaręczny 1894; Friedberg 1907, 1931, 1933; Bieda 1931; Czarnocki 1933a; Liszka & Panow 1935; Krach 1960; Gradziński 1960).

Utwory litoralne na Zwierzyńcu ciągną się od koryta Wisły, w które wchodzi, aż po środkową część skarpy pod murem klasztornym (pl. II). Skarpa ta zbudowana jest z górnopaleozoicznych wapieni skalistych obniżających się ku Wiśle i przykrytych w niższej części przez tortońskie wapienie ostrygowe. Utwory litoralne widoczne są w spągu wapieni ostrygowych, oraz w wyższej partii skarpy, skąd wapienie ostrygowe zostały erozyjnie zdarte.

Wapienie ostrygowe leżą na nierównej powierzchni abrazyjnej, gęsto pociętej przez skałotocze (fig. 3—5). Większe wyniosłości powierzchni są szczególnie obficie zasiedlone przez skałotocze (fig. 4, pl. III; pl. IV, fig. 1):

Polydora ciliata (Johnston)

Lithophaga sp.

Cliona vastifica Hancock.

Dominujący składnik litofocenozy, *Polydora ciliata* (Johnston), występuje bądź w mniejszych skupieniach, bądź też w wyjątkowo wielkich nagromadzeniach, w których przypada do 15—20 wydrzeń na 1 cm² (pl. III). Wielkość ostatnia, odpowiadająca nagromadzeniu 150.000—200.000 wydrzeń na 1 m², porównywalna jest do największych znanych współcześnie zagęszczeń polydor u skalistych wybrzeży Anglii,

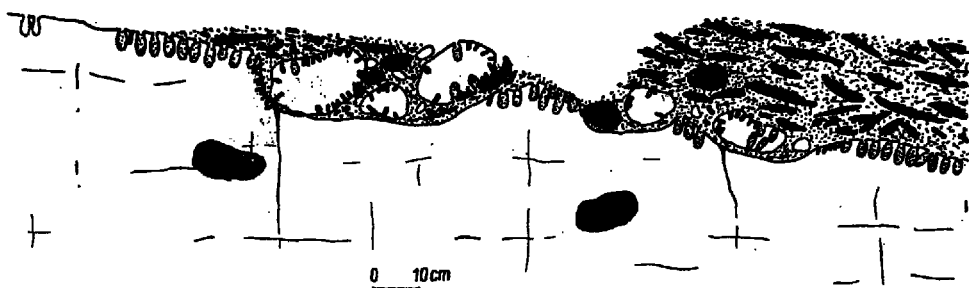


Fig. 3

Ogólny wygląd dolnotortońskiej (dolnoopolskiej) powierzchni abrazyjnej wraz z nierównościami wypełnionymi rumoszem, w spągu wapienia ostrygowego na Zwierzyńcu w Krakowie. Oznaczenia patrz jak do fig. 4

General view of the Lower Tortonian (Lower Opolian) abrasion surface at the bottom of oyster limestone in Cracow-Zwierzyniec. For explanation see fig. 4

gdzie ilość ich dochodzi nawet do 300.000 na 1 m² (Richter 1928, Voigt 1965). Oczywiście, w przypadku rozważanych form kopalnych, nie można rozstrzygnąć, czy takie zagęszczenie wydrążeń odpowiada równocześnie żyjącej populacji.

W obrębie pól gęsto drążonych przez *Polydora ciliata* spotyka się z reguły także pojedyncze wydrążenia *Lithophaga* sp., silnie zabradowane z wierzchu (pl. III), a zatem będące pozostałością jakiejś starszej litofocenozy, w której *Lithophaga* odgrywała istotną rolę. W innych miejscach powierzchni abrazyjnej wydrążenia polydor znikają, a zastępują je nieznacznie zabradowane, duże wydrążenia *Lithophaga*

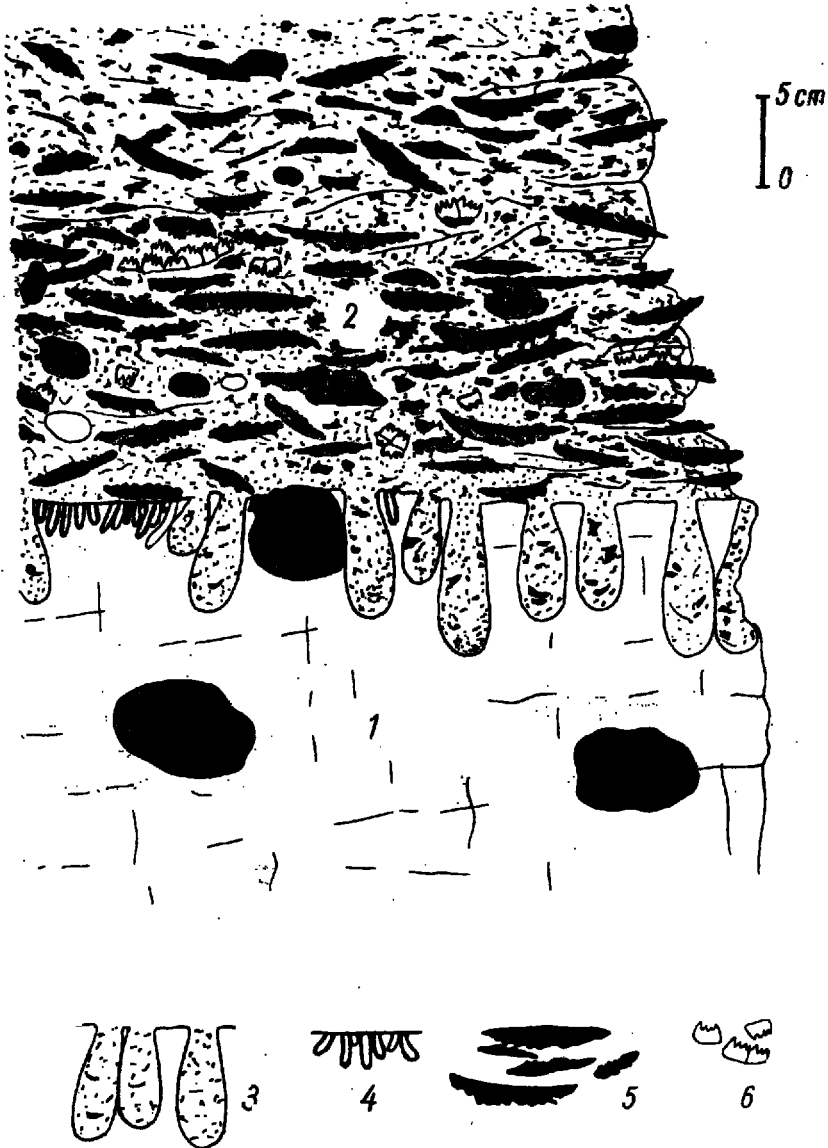


Fig. 4

sp. (pl. IV, fig. 1). Wydrążenia *Cliona vastifica* wszędzie występują sporadycznie i nigdzie nie odgrywają istotniejszej roli.

Pomiędzy wyniosłościami powierzchni abrazyjnej występują liczne szerokie, o długości 0,5—1,0 m, zagłębienia i głębsze rozpadliny, w których uległy uwieżnieniu większe otoczaki i głązy wapieni skalistych (fig. 3 i 5). Otoczaki przeciętnie mają średnicę 10—15 cm (pl. IV, fig. 2), największe zaś głązy dochodzą do średnicy 30—35 cm. Wszystkie one, podobnie jak i brzegi rozpadlin, są przeważnie gęsto pocięte przez polydory (fig. 5; pl. IV, fig. 2), podczas gdy z innych wydrążeni występują jedynie sporadyczne drobne wydrążenia małżowe. Niektóre głązy w rozpadlinach bywają drążone tylko z wierzchniej strony (prawy głąz na fig. 5), co wskazuje, że elementy takie nie były w zasadzie mocniej przetaczane. Odnosi się to zapewne także do występujących tu dużych (do 15—20 cm średnicy) otoczków krzemieni.

Wszystkie wydrążenia skalotoczy w powierzchni abrazyjnej i materiale psefitowym wypełnione są drobnofrakcyjnym materiałem wapienia ostrygowego (pl. IV, fig. 1), który przykrywa powierzchnię abrazyjną wraz z jej nierównościami. Wapień ten, nieco marglisty i przepelniony muszlami wielkich ostryg, dającymi skale nazwę, zbudowany jest z materiału allochtonicznego — brak w nim głązów lub większych otoczków wapienia skalistego, występuje tylko drobny detrytus tej skały wraz z większymi bulami i ułamkami krzemieni z niej wypłukanych. Muszle ostryg, zwłaszcza wielkich, wśród których wymieniane są (Zareczny 1894; Friedberg 1907, 1933, 1936): *Ostrea lamellosa boblayei* Desh., *O. digitalina* Dub., *Crassostrea gryphoides* (Schloth.), *Pycnodonta cochlear navicularis* (Brocchi); są porozrywane na poszczególne skorupy, często pokruszone i niejednokrotnie drążone przez *Cliona vastifica*, *Polydora ciliata*, a nawet drobne *Lithophaga* sp. Podobnie pokruszone są muszle innych małżów i ślimaków oraz skorupy pąkli. Te ostatnie opracowane przez F. Biedę (1931) i reprezentujące jeden gatunek, *Balanus tintinnabulum* (L.), zachowane są niekiedy także w postaci całych skorup (koron) a nawet większych ich agregatów (pl. V). Zwrócić można uwagę, że jest to prócz Korytnicy jedyne stanowisko w tortonie Polski, gdzie te typowo litoralne zwierzęta występują masowo.

Wapień ostrygowy widoczny są w zasadzie tylko w samym korycie Wisły przy przeciętnym lub niskim stanie wody. Wyżej, pokrywa ich jest zupełnie zniszczona, a spod darni odsłania się fragmentarycznie sama powierzchnia abrazyjna (pl. III).

Fig. 4

Fragment wyrównanej części powierzchni abrazyjnej na Zwierzyńcu w Krakowie 1 wapień skalisty z krzemieniami, 2 wapień ostrygowy z drobnym materiałem detrytycznym oraz większymi okruchami wapieni skalistych i krzemieni, 3 wydrążenia małżów *Lithophaga* sp. częściowo zniszczone abrazyjnie i wypełnione wapieniem ostrygowym, 4 wydrążenia wieloszczetów *Polydora ciliata* (Johnston), 5 skorupy wielkich ostryg, 6 pąkle *Balanus tintinnabulum* (L.)

Fragment of an even part of the abrasion surface in Cracow-Zwierzyniec

1 Upper Jurassic butty limestone with flints, 2 Lower Tortonian oyster limestone containing detrital material from the substratum (butty limestone and flints), 3 borings of pelecypods *Lithophaga* sp., partly truncated by abrasion and filled with oyster limestone, 4 borings of polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston), 5 valves of big oysters, 6 acorn barnacles *Balanus tintinnabulum* (L.)

Na odsłaniającej się powierzchni wapienia skalistego widoczne są tam silnie zniszczone wydrążenia małżow, a w wyższej partii — same dna wydrążeń. Prześledzić je można aż do podnóży pionowej ścianki poniżej muru klasztornego, około 3,5—4 m powyżej przeciętnego poziomu Wisły (pl. II). Ta pionowa ścianka robi wrażenie sztucznie zniszczonej, gdyż u podstawy przechodzi stopniowo w nachyloną, zgodnie z dzisiejszą powierzchnią wzgórza, powierzchnię abrazyjną i brak tu śladu granicy tektonicznej (uskoku). Uznać zatem należy, że łagodnie opadające od tej ścianki stoki wzgórza, na którym odsłania się powierzchnia abrazyjna — aż po koryto Wisły, gdzie powierzchnia ta przykryta jest wapieniem ostygowym — stanowi fragment przedtortońskiej powierzchni erozyjnej, czyli że wzgórze Zwierzyńca ma w tym miejscu założenia przedtortońskie, podobnie jak i dolina Wisły. Pogląd ten, wynikający z obserwacji utworów litoralnych, wypowiedział już także S. Zaręczny (1894) na podstawie stosunku osadów tortońskich do wapienia skalistego. Wskazać jednak należy, że w sposób oczywisty odnosi się on tylko do stoków wzgórza zwierzynieckiego, nie zaś do całego bloku ciągnących się ku zachodowi wzgórz,

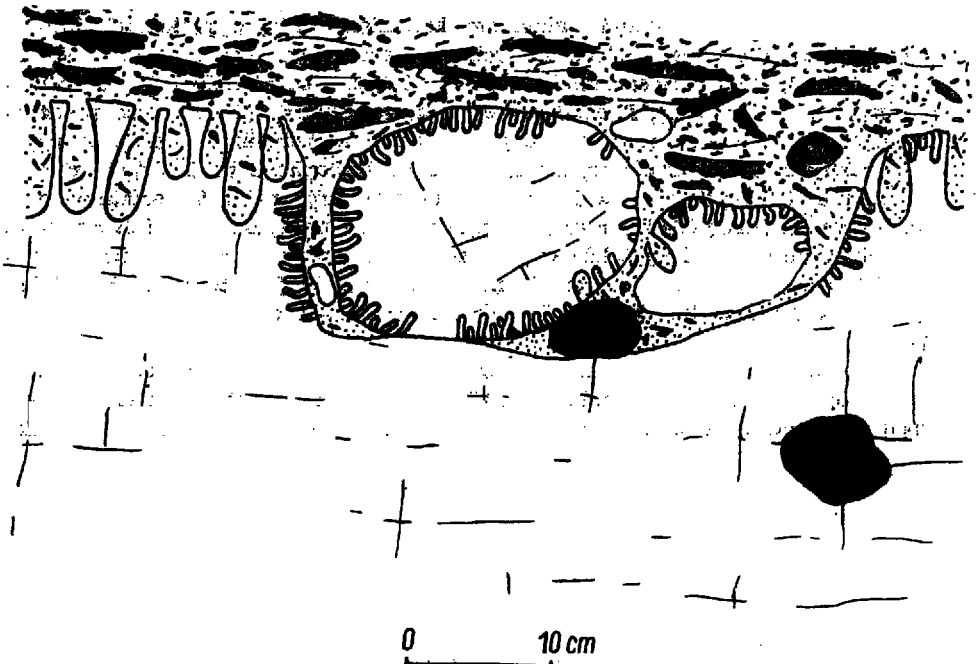


Fig. 5

Rozpadlina w powierzchni abrazyjnej na Zwierzyńcu w Krakowie. W rozpadlinie tkwią głazy wapienia skalistego; zwraca uwagę odmienne rozmieszczenie wydrążeń małżow *Lithophaga* sp. i wieloszczetów *Polydora ciliata* (Johnston). Oznaczenia jak na fig. 4

Broad cleft in the abrasion surface in Cracow-Zwierzyniec. Boulders of butty limestone trapped in the cleft; different position of borings *Lithophaga* sp. and *Polydora ciliata* (Johnston) visible in the substratum. Explanation as for fig. 4

obciętych uskokami i tworzących w sumie niewątpliwie zrębowy element Lasu Wolskiego (Dzuliński 1953).

Rekonstruuując wygląd tego obszaru w czasie transgresji morza tortońskiego widać, że wzgórze zwierzyńskie stanowiło fragment skalistego wybrzeża klifowego. W pierwszej fazie transgresji przeważała działalność abrazyjna przy klifie, która stopniowo się zmniejszała umożliwiając obfite rozprzestrzenienie rozmaitych skałotoczy. Zwierzęta te znalazły tutaj, u podstawy łagodnie wznoszących się skalistych wybrzeży, bardzo dogodnie warunki rozwoju, drążąc w skalistym dnie tworzącym powierzchnię abrazyjną oraz w spokojnie przetaczanych, najprawdopodobniej prawie na miejscu, większych głazach i otoczkach. O ile w stabilnym dnie drążyły zarówno duże małże (*Lithophaga* sp.) jak i drobne wieloszczety (*Polydora ciliata*), to w lekko przetaczanych głazach oraz w otoczkach drążyły tylko te ostatnie drobne formy. W czasie postępującej transgresji skaliste dno ulegało stopniowo zasypywaniu przez drobniejszy materiał detrytyczny, rezydualne krzemienie, szlam wapienny, a jednocześnie rozmaity materiał organodetrytyczny, w którym najbardziej charakterystyczne są skorupy wielkich ostryg oraz pąkli. Zwierzęta te żyły zapewne na mulastym, czy też marglistym dnie, gdyż skorupy ostryg wykazują bardzo prawidłowe kształty i brak wyraźnych śladów miejsc przyczepu, pąkle zaś bywają zachowane (Bieda 1931) w postaci całych skorup (koron), a nawet większych, kilkuosobnikowych, izometrycznych agregatów. Brak zatem oczywistych dowodów, aby zwierzęta te przystawały bezpośrednio do skalistego podłoża. Zespół faunistyczny zawarty w wapieniach ostrygowych reprezentuje zatem niewątpliwie materiał allochtoniczny (vide fig. 3—5, gdzie pokazano jego ułożenie zgodne z warstwowaniem) o charakterze nekrocenozy. Nie jest to zatem materiał rafowy czy też, ogólnie biorąc, pochodzenia miejscowego, jak dawniej sądzono (Bieda 1931, Krach 1960), jakkolwiek jego transport był niewątpliwie niewielki, na co już zwracał uwagę W. Krach (1960). Organizmy te żyły wśród niewielkich nierówności wznoszącego się podłoża, przypuszczalnie na mule osadzającym się okresowo i lokalnie tuż przy skalistym brzegu, skąd były niszczone i znoszone w partie nieco głębsze i dalej od brzegu usytuowane, gdzie powstawały ostatecznie lawice ostrygowe.

Dzisiejsze różnice hipsometryczne powierzchni abrazyjnej wynoszą około 3,5—4 metrów. Przyjmując, że powierzchnia ta powstała w tym samym okresie transgresji, i zważywszy na fakt, że przykryta jest ona w niższej części nieznaną miąższością wapieniem ostrygowym, należy sądzić, że w momencie transgresji różnice hipsometryczne zalanej części wzgórza zwierzyńskiego były rzędu niecałych 10 metrów. Maksymalnego zasięgu linii brzegowej nie da się ustalić, możliwym jest jednak, że w czasie postępującej transgresji zalane zostało całe wzgórze. Z okresu tego, odpowiadającego późniejszej sedimentacji ilów (patrz dalej), brak jakichkolwiek utworów litoralnych.

Podgórze

Utwory litoralne na Podgórzu zostały stwierdzone przez W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (1927), którzy w kamieniołomie na Podgórzu znaleźli w wypełnieniu szczeliny krasowej, w górnójurajskim wapieniu skalistym, prócz detrytusu z fauną tortońską, także duże otoczaki i głazy pocięte przez skałotocze. Otoczaki i głazy, o średnicy do 60 cm, zawierały liczne wydrążenia dużych małżów (wydrążenia do 8 cm długości i 4 cm szerokości), nieraz z zachowanymi muszlami, które autorowie ci oznaczyli jako *Pholas* sp. Oznaczenie to, poparte charakterystyką wydrążeń, należy uznać za prawidłowe, jakkolwiek podkreślić należy, że ani ten rodzaj małżów drążących, ani tej wielkości inne Pholadidae nie są z innych stanowisk polskiego tortonu znane.

Omawiany materiał o charakterze allochtonicznych osadów jakiegoś gładzowiska kłifowego, uwięziony w obrębie lokalnej szczeliny o krasowej genezie, wskazuje na przebieg procesów litoralnych gdzieś w bliskim sąsiedztwie, w czasie transgresji morza tortońskiego. Musiały zatem tutaj istnieć warunki umożliwiające utworzenie skalistego kłifu, gdzie mogły powstawać tak znacznej wielkości gładz. Przy obecnej sytuacji, panującej w obrębie zrębowego wzgórza Podgórze (Dzuleński 1953), warunków tych rozpoznać się nie da. Wypełnienie, szczeliny opisanej przez W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (1927) było jedynym śladem utworów litoralnych na tym obszarze. Sama szczelina została zresztą zniszczona w czasie eksploatacji kamieniołomu, zaś w szeregu innych dostępnych teraz szczelin o genezie krasowej (Gradziński 1962) brak jakichkolwiek śladów podobnych wypełnień.

Stanowisko to znane było także dzięki temu, że w materiale otoczkowym wypełniającej szczelinę W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (1927) znaleźli liczne dobrze wykształcone wciski, co było pierwszym notowaniem tych struktur na terenie Polski (vide Radwański 1965b).

Przegorzały

Utwory litoralne w Przegorzalach, leżących na skraju zrębowego elementu Lasu Wolskiego (Dzuleński 1953), odsłaniają się w spągu znanego stanowiska wapieni ostrygowych (Zaręczny 1894, przy ówczesnej cegielni). Przy obecnym stanie odsłonięcia udało się autorowi w 1964 r., w czasie wspólnej wycieczki z dr R. Gradzińskim i dr W. Bałuckim, stwierdzić tylko występowanie mniej więcej wyrównanej powierzchni abrazyjnej (odsłonięcie liniowe wzdłuż ścianki niewielkiej skarpy) podciętej nadzwyczaj sporadycznie przez drążące małże. Wydrążenia są silnie abradowane, przy czym z zachowanych fragmentów sądzić można, że należały one do *Aspidopholas* sp. i *Lithophaga* sp. Powierzchnia abrazyjna przykryta jest bardzo drobnodetrytycznym wapieniem ostrygowym, prawie zupełnie pozbawionym rozpoznawalnych okruchów z podłoża (górnourajski wapień skalisty). Lokalnie występują w nim także duże ostrygi (Zaręczny 1894, Friedberg 1936) i pąkle (Bieda 1931).

Uwzględniając stosunkowo znaczne wyrównanie powierzchni abrazyjnej (jakkolwiek odsłonięcie jest liniowe), sporadyczne występowanie skałotoczy, oraz brak grubego materiału klastycznego i organodetrytycznego, sądzić należy, że stanowisko to reprezentuje fragment jakiejś bardziej wyrównanej powierzchni skalistego dna morza tortońskiego, położonego w stosunkowo większej odległości od wybrzeży i pokrywanego drobniejszym materiałem organodetrytycznym przynoszonym z płytszych stref. Dokładniej sytuacji paleomorfologicznej tego stanowiska określić nie można. Interesującym jest jednak, że występuje ono, podobnie jak stanowisko na Zwierzyńcu, przy brzegu zrębowego elementu Lasu Wolskiego.

Bodzów

Utwory litoralne w Bodzowie zostały rozpoznane przez R. Gradzińskiego (in Dzuleński 1953) i pokrótce scharakteryzowane przez S. Dzuleńskiego (1953). Występują one w spągu znalezionych tutaj przez R. Gradzińskiego wapieni ostrygowych, na północno-zachodnich stokach Wzgórze Bodzowskich opadających ku dolinie Wisły. Omówione one były pokrótce w jednej z poprzednich prac autora (Radwański 1965a).

Utwory litoralne w Bodzowie odsłaniają się na stoku wzgórza, po obu stronach drogi w południowo-zachodnim krańcu wsi (fig. 6; pl. VI i VII). Na obszarze

tym odsłania się powierzchnia abrazyjna na górnójurajskich wapieniach skalistych, pocięta przez skałotocze i mająca nachylenie zgodne z dzisiejszym nachyleniem wzgórza. Powierzchnia abrazyjna jest nierówna, pełna zagłębień (pl. VII) przykrytych strzępami wapieni ostrygowych bądź tylko glebą lub darnią, spod której lokalnie odsłania się w około 10 punktach podobnych do przedstawionych na ilustracjach (pl. VI i VII). Skałotocze, głównie małże, rozsiadły się na niej mniej więcej

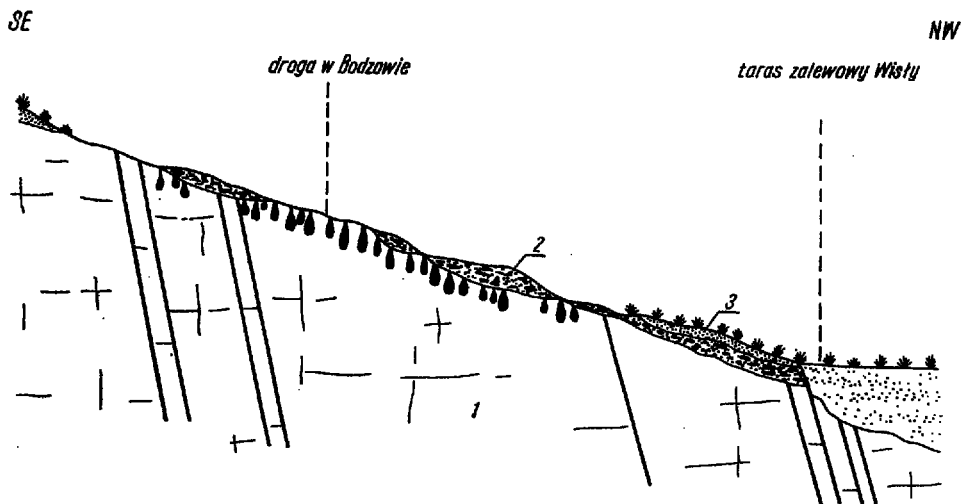


Fig. 6

Schematyczny przekrój geologiczny przez Wzgórza Bodzowskie

1 wapień skalisty, 2 wapień ostrygowy, 3 zwarta pokrywa gleby

Schematic section through the Bodzów Hills

1 Upper Jurassic butty limestone, 2 Lower Tortonian (Lower Opolian) oyster limestone, 3 compact cover of soil

równomiernie, choć stosunkowo rzadko, zaś wydrążenia ich są przeważnie silnie zabradowane (pl. VI, fig. 2; pl. VII, fig. 2; pl. VIII). Mniej zabradowane wydrążenia występują albo wśród wystających fragmentów powierzchni, gdzie zachowują się w nich ośrodki muszli poszczególnych małżów (pl. VIII, fig. 2) niejednokrotnie wraz z cementacyjnymi osłonami skorup (pl. VIII, fig. 3), albo też w lokalnych zagłębieniach powierzchni, gdzie spotyka się także drobniejsze wydrążenia gąbek i wieloszczetów. Zespół skałotoczy obejmuje:

- Aspidopholas rugosa* (Brocchi) i *Aspidopholas* sp.
- Lithophaga lithophaga* (Linnaeus) i *Lithophaga* sp.
- Cliona vastifica* Hancock
- Polydora ciliata* (Johnston)
- Polydora hoplura* (Claparède)
- Cliona celata* Grant.

Wapień ostrygowy wypełniający wydrążenia (pl. VIII) jest przeważnie drobnodetrytyczny jak w Przegorzalach, choć miejscami (np. stanowisko przedstawione na pl.

VII) trafiają się także nagromadzenia pokruszonych muszli dużych ostryg, podobnie jak na Zwierzyńcu. Lokalnie líczny jest także detrytus rezydualny krzemieni, co wtedy również przypomina sytuację ze stanowiska na Zwierzyńcu.

Wykształcenie powierzchni abrazyjnej wskazuje, że w momencie transgresji morza tortońskiego istniały na terenie Bodzowa skaliste wybrzeża o łagodnie nachylonych stokach, które były niszczone przez abrazję prowadzącą do powstania mniej więcej jednostajnej powierzchni abrazyjnej. Grubszy materiał był całkowicie usuwany, gdyż brak go w przykrywającym wapieniu ostrygowym. Abrazja zachodziła także po okresie życia skałotoczy, których wydrążenia są w znacznym stopniu zniszczone (pl. VI, fig. 2; pl. VII, fig. 2; pl. VIII, fig. 1). Interesującym jest występowanie w obrębie częściowo wypełnionych wydrążeń jakichś innych małżów, które znajdowały tu jedyne możliwe warunki do zasiedlenia w obrębie abraadowanej powierzchni i które zachowały się w obrębie takich wydrążeń w pozycji przyżyciowej (vide przekroje w niektórych wydrążeniach na pl. VIII, fig. 1, gdzie zdarzają się nawet trzy osobniki koło siebie w jednym zniszczonym poprzednio wydrążeniu). Silna działalność przybojowa niszczyła tu zatem zapewne wszelkie epibentoniczne środowiska życia, zaś drobny materiał ostrygowy namiatany był z wyższych bądź zaciszniejszych partii brzegu. Dzisiejsze różnice hipsometryczne powierzchni abrazyjnej i szacunkowe ich wartości w momencie transgresji są podobne jak w stanowisku na Zwierzyńcu.

Zachowane fragmenty powierzchni abrazyjnej na Wzgórzach Bodzowskich wskazują, że przynajmniej część ich północno-zachodnich stoków jest fragmentem przedtortońskiej powierzchni erozyjnej, gdzie obecność uskoków skierowanych ku dolinie Wisły nie wpływa na ukształtowanie dzisiejszej powierzchni (fig. 6). Poza obszarem zachowanej powierzchni abrazyjnej, np. w bardziej północno-wschodniej części wsi uskoki są wyraźniejsze, a zrzuty większe i jakiegokolwiek ślady przedtortońskiej powierzchni erozyjnej nie są możliwe do dokładniejszego prześledzenia. W partiach tych stoki Wzgórz Bodzowskich są niewątpliwie ograniczone powierzchniami tektonicznymi określającymi element zrębowy Bodzowa (Dzubiński 1953).

Wiercenie w Woli Filipowskiej

Ślady utworów litoralnych w wierceniu w Woli Filipowskiej koło Krzeszowic, na terenie rowu krzeszowickiego, zostały stwierdzone przez dr K. Bogacza w wierceniu J13c na głębokości 55,80 m w obrębie poziomu grubopsefitowych brekcji (vide Bogacz 1959, fig. 2), powyżej jasnoszarych, drobnodziarnistych piaskowców wapienistych (Bogacz 1959, s. 186). Przekazany autorowi przez dr K. Bogacza materiał, to fragment rdzenia obejmujący przecięty gład górnourajskiego wapienia skalistego. Średnicę gładu należy szacować na przynajmniej 20 cm. Gład z jednej strony (orientacja w profilu nie znana) jest gęsto pocięty przez skałotocze (wymienione poniżej zgodnie z informacją autora podaną w pracy Bogacza 1967, s. 17):

Lithophaga sp.

Aspidopholas sp.

Polydora ciliata (Johnston)

Potamilla reniformis (O. F. Müller),

przy czym ujścia wydrążeń są wyraźnie zabradowane.

Obecność rozważanego gładu w profilu tortonu Woli Filipowskiej wskazuje, że grubopsefitowy materiał zawarty w tutejszych osadach musiał przynajmniej czę-

ściowo znajdować się w strefie litoralnej morza tortońskiego, gdzie rozprzestrzeniały się wszystkie wymienione skałotoczce. Potwierdzałby się zatem pogląd K. Bogacza (1959), że materiał wchodzący w skład tutejszych grubopsefitowych osadów powstał przed transgresją morza tortońskiego. Pochodzenie tego materiału K. Bogacz (1959) wiąże z działalnością tektoniczną, wznoszącą brzegi rowu krzeszowickiego; jest to zatem materiał w zasadzie tektogeniczny. Dokładniej zagadnienie wieku zasadniczych ruchów tektonicznych na tym obszarze oraz rozważanych fragmentarycznych śladów osadów litoralnych tortonu będzie jeszcze omawiane w dalszej części pracy.

Występowanie śladów utworów litoralnych tortonu w Woli Filipowskiej jest interesujące z tego względu, że wskazuje na obecność stref litoralnych tortonu w obrębie brzeżnej partii rowu krzeszowickiego. Podkreślić należy, że brak natomiast dotychczas jakichkolwiek danych o ewentualnym występowaniu takich śladów na wyniesionych zboczach rowu. Notowano tu jedynie jakieś rumowiska o charakterze lądowym (Dzuliński & Zabiński 1954). Utwory opisywane przez S. Dzulińskiego i W. Zabińskiego (1954) odsłaniają się we wschodniej ścianie dużego kamieniołomu wapieni skalistych w Krzeszowicach-Rzeczkach (koło starego wapiennika), które to stanowisko określone było przez wymienionych autorów jako Tęczynek (Dzuliński & Zabiński 1954, fig. 1). Zdaniem tych autorów rozważany rumosz stanowi najprawdopodobniej zlepianiec piedmontowy lub wypełnienie starej jamy krasowej, przypuszczalnie przedtortońskiej. W chwili obecnej analogiczne utwory odsłaniają się także na zachodniej ścianie tego kamieniołomu (pl. X, fig. 2), gdzie widać doskonale, że spoczywają istotnie w obrębie wielkiej jamy o pochodzeniu krasowym. Oba te utwory mają charakter osadów lądowych. Jest bardzo prawdopodobne, że są to przedtortońskie rumowiska lądowe, być może o charakterze zboczowym, nie przerobione przez procesy litoralne morza tortońskiego i zachowane w lokalnych lejach. Analogiczne rumowiska w rejonie Woli Filipowskiej, poprzednio omawiane, były natomiast przerabiane i rozwlekane w strefie litoralnej morza tortońskiego. Różnice te być może wskazują na nieosiągnięcie przez strefę litoralną morza wyższych partii zboczy rowu krzeszowickiego, na których znajdują się utwory widoczne w kamieniołomie w Rzeczkach.

Zarki koło Libiąża

Utwory litoralne w Zarkach koło Libiąża, rozpoznane przez Z. Wilka (1958), występują w bardzo specyficznej sytuacji geologicznej. Przywiązane one są do wąskiego pasma wychodni retu i wapienia muszlowego odsłaniającego się na południowych stokach wzgórza z kotłą 248 (vide Zaręczny 1894, Doktorowicz-Hrebniński 1954). Utwory triasowe występują na tym obszarze wśród szerokiego pasma wychodni arkozy kwaczałskiej i stanowią, zdaniem Z. Wilka (1958, oraz inf. ustna), wąski klin tektoniczny, charakteryzujący się bardzo zróżnicowaną budową o typie megabrekcji, zachowany w obrębie większej strefy dyslokacyjnej obrzeżającej od południa blok Libiąża (uskok Zarek, Wilk 1958). Klin ten ciągnie się mniej więcej równoleżnikowo dalej ku zachodowi aż po wieś Moczydło (ok. 4 km), gdzie w jego obrębie ponownie występują wyraźniejsze odsłonięcia skał triasowych (vide plamka na S od Moczydła, koło napisu Piła na mapie Zaręcznego 1894; Doktorowicz-Hrebniński 1954; stanowisko omawiane jako Zychowiec przez Wilka 1958).

W czasie wspólnej wycieczki w 1966 r., doc. dr inż. Z. Wilk zapoznał autora z budową klina, który ma nieregularny przebieg i miejscami utwory triasowe wzdłuż niego są całkowicie wyciśnięte. Obszary występowania utworów triasowych wzdłuż tej strefy dość wyraźnie zaznaczają się w obecnej morfologii postrzępiony-

mi pasmami bardzo łagodnych wzgórz wznoszących się znad monotonnej równiny na obszarze wychodni arkozy kwaczalskiej.

Wszędzie, gdzie utwory triasowe tworzą wyraźniejsze wzgórza, w szeregu drobnych odsłoneń widoczne są strzępy utworów litoralnych tortonu, rozpoznane już przez Z. Wilka (1958) i zachowane w postaci różnorodnych rumowisk składających się z większych kamieni lub słabo obtoczonych głazów do 30 cm średnicy, a także mniejszych otoczków pociętych przez skałotocze i miejscami zlepionych drobnym detrytusem ostrygowym. Rozsiedlenie skałotoczy jest nierównomierne, zarówno w poszczególnych odsłonięciach jak i poszczególnych elementach.

W Żarkach, gdzie na ogół zachował się drobniejszy materiał, skałotocze są liczniejsze i bardziej równomiernie rozmieszczone. Zespół ich obejmuje:

Gastrochaena sp.

Lithophaga sp.

Cliona vastifica Hancock

Polydora ciliata (Johnston).

W Moczydło materiał jest grubszy, skałotocze mniej równomiernie rozmieszczone, przy czym w większych głazach występują liczniej *Lithophaga* sp. Ogólny skład litofocenozy pozostaje taki sam.

Wszystkie rumowiska w rozważanej strefie Żarki — Moczydło mają charakter autochtoniczny, przywiązane są bowiem wyraźnie do pasa wychodni utworów triasowych i nie zostały nigdy rozwleczone poza jego obszar. Z faktu tego oraz stanu zachowania materiału rumowiska sądzić należy, że abrazja nie była tutaj zbyt silna — materiał o różnym stanie zabradowania został zachowany prawie na miejscu, same zaś obszary wychodni skał węglanowych triasu nie zostały zniwelowane. Ogólna sytuacja rumowiska jest bardzo podobna do analogicznych rumowisk na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, np. na brzegach Zatoki Korytnickiej (vide Radwański 1964). Obecnie istniejące wzgórza zbudowane ze skał triasowych są zatem resztkami niecałkowicie przez tortońską abrazję zniszczonych skalistych wychodni triasu, izolowanych w obrębie klina tektonicznego od głównej masy wychodni skał triasu w bloku Libiąża. Zachowane w obrębie tego bloku utwory litoralne (patrz dalej) zezwalają na przypuszczenie o przedtortońskich założeniach jego morfologii. Wydaje się, że odnosi się to także do południowego brzegu bloku, który zaznaczał się morfologicznie już przed tortonem. Fakt zachowania rumowisk litoralnych na morfologicznych wyniosłościach rozważanego tektonicznego pasma triasu Żarki — Moczydło wskazuje w każdym razie, że pasmo to zaznaczało się morfologicznie już przed transgresją, czyli musiało już być erozyjnie oddzielone od wychodni triasu w bloku Libiąża (por. Wilk 1958). Krawędź tego bloku została prze-modelowana w czasach późniejszych, ale zasadniczy rys morfologiczny zachował się z czasów przedtortońskich. Morfologia klinowego pasma Żarki — Moczydło musiała być w tym okresie daleko bardziej żywa, gdyż zachowane wyniosłości są resztkami skałek niecałkowicie zniszczonych przez abrazję. Pasma to w momencie transgresji zaznaczało się zapewne w postaci szeregu skalistych wysepek, być może całkowicie zatopionych, niszczonej stopniowo przez postępującą, lecz niezbyt silną abrazję, a usytuowanych wzdłuż skalistego wybrzeża bloku Libiąża (por. fig 7).

Libiąż Wielki

Utwory litoralne w Libiążu Wielkim zostały znalezione przez K. Skoczylas-Ciszewską (1932), co było pierwszym na obszarze polskiego tortonu prawidłowym rozpoznaniem takich utworów. K. Skoczylas-Ciszewska (1932) stwierdziła występowanie na północnych stokach wzgórza Libiąż (Grodzisko) zlepieńców złożonych

S

N

strefa
Żarki—Moczydło

blok Libiąża

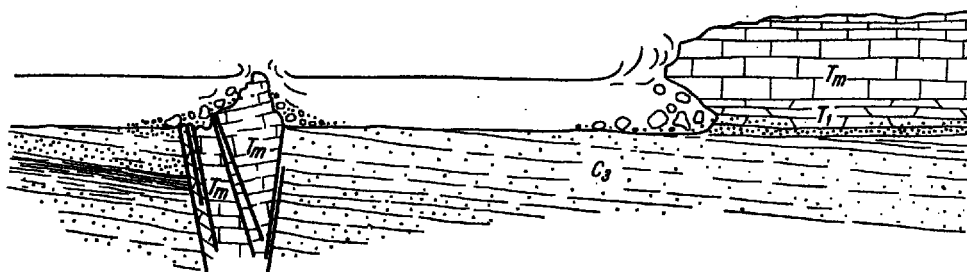


Fig. 7 .

Schematyczna rekonstrukcja dolnotortonńskiego (dolnoopolskiego) wybrzeża morskiego w przekroju Libiąż-Zarki (oparta na podstawie danych doc. dr inż. Z. Wilka oraz obserwacji własnych)

Schematic reconstruction of Lower Tortonian (Lower Opolian) seashores between Libiąż and Żarki (based on data presented by Dr. Z. Wilk and on personal investigations)

z otoczków skał triasowych (wapień muszlowy) pociętych przez skałotocze i wymieszanych z materiałem ostrygowym. Obecność tych utworów notował także Z. Wilk (1958), uważając je za związane z wyspą, bądź też półwyspem, jaki tworzył w tortonie triasowy blok Libiąża.

W czasie wspólnej wycieczki w 1966 r. z doc. dr inż. Z. Wilkiem obserwować można było na stokach wzgórza Grodzisko, zwłaszcza od strony północnej i północno-wschodniej, strzępy rozległych rumowisk litoralnych. Złożone one są bądź z luźnych otoczków i głazów osiagających rozmiary głowy, bądź też z drobniejszego materiału gruzowo-żwirowego zlepionego detrytusem ostrygowym. Większość materiału rumoszu pocięta jest dość gęsto i równomiernie przez skałotocze:

Gastrochaena sp.

Lithophaga sp.

Cliona vastifica Hancock

Polydora ciliata (Johnston)

Polydora hoplura (Claparède),

z których *Gastrochaena* sp., *Cliona vastifica* i *Polydora hoplura* niejednokrotnie występują na poszczególnych głazach samodzielnie.

Rozważane utwory litoralne nie dostarczają obecnie żadnych wyraźniejszych odsłoneń. Materiał głazowy luźny, bądź też fragmenty materiału zlepionego detrytusem ostrygowym sypią w glebie na różnych wysokościach i mniej więcej równomiernie prawie na całej powierzchni wzgórza, także w jego partii szczytowej i na stokach południowych. Z faktów tych należy wnioskować, że rumowiska mają tu charakter autochtoniczny i w czasie transgresji tortonu pokrywały równomiernie

całe wzgórze. Wzgórze zatem ma założenie morfologiczne przedtortonskie, które w niewielkim tylko stopniu zostało przemodelowane w czasie późniejszej erozji.

Podobna sytuacja istnieje też na zachodnich stokach wzgórza Lipie, pomiędzy Libiążem Wielkim a Moczydłem, gdzie fragmentaryczne rumowiska litoralne niszczone przez skałotoczne stwierdził Z. Wilk (1958).

Chelmek

Utwory litoralne w Chelmku rozpoznane zostały przez doc. dr S. Alexandrowicza na wzgórzu Skała nad Przemszą. Przekazane autorowi przez doc. dr S. Alexandrowicza informacje zezwoliły na zapoznanie się z samym stanowiskiem i budową geologiczną jego podłoża. Wstępne dane zostały opublikowane dawniej (Radwański 1965a).

Utwory litoralne w postaci gładzowiska odsłaniają się na zachodnich stokach wzgórza, gdzie zachowane są niewielkim płatem dość wyraźnie zaznaczającym się w morfologii (fig. 8, pl. X, fig. 1). Zbudowane są z rozmaitej wielkości otoczków, kamieni i gładzów, z których największe osiągają średnicę 60—70 cm. Materiał gładzowiska pochodzi z żółtych dolomitów marglistych retu oraz z rozmaitych ogniw litologicznych dolnego wapienia muszlowego. Największe gładze, słabo obtoczone lub prawie ostrokrawędziste, zbudowane są tylko z dolomitów retu i stanowią w obrębie gładzowiska element niewątpliwie najbardziej autochtoniczny. Miejsce, skąd gładze te pochodzą, trudne jest jednak do wskazania. W podłożu gładzowiska, na linii przekroju (fig. 8), ret bowiem się nie odsłania (vide mapa Doktorowicza-Hrebnickiego, 1954). Ukazuje się on natomiast w podłożu południowej części gładzowiska (dane doc. dr S. Alexandrowicza). Gładze mogą zatem pochodzić z tego ostatniego miej-

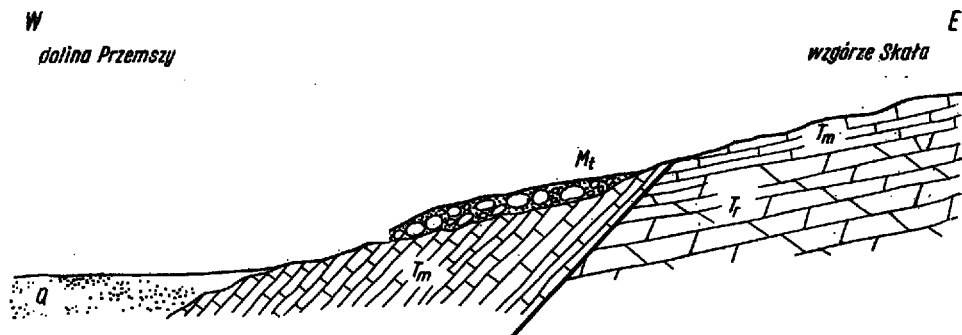


Fig. 8

Schematyczny przekrój geologiczny zachodnich stoków wzgórza Skała w Chelmku
 T_r , T_m wapień muszlowy, M_t dolny torton (dolny opol, gładzowisko kilfowe), Q czwartorzęd. Budowa podłoża triasowego na podstawie mapy S. Doktorowicza-Hrebnickiego (1954), danych doc. dr S. Alexandrowicza oraz obserwacji własnych

Schematic section of the western slope of the Skala hill at Chelmek

T_r , T_m Triassic carbonate rocks, M_t Lower Tortonian (Lower Opollan) cliff conglomerates, Q Quaternary. Triassic substratum after Doktorowicz-Hrebnički (1954), Dr S. Alexandrowicz (unpubl. data) and personal investigations

sca. Możliwe jest także, że jakieś strzepy retu mogą być zaklinowane wzdłuż uskoku przebiegającego w bezpośrednim sąsiedztwie gładzowiska (vide fig. 8 oraz mapa Doktorowicza-Hirebnickiego, 1954).

Mięszość gładzowiska w zachowanej partii wynosi około 2,5—3,0 m, co widoczne jest we wcięciu drogi (ul. Stroma), w którym odsłania się jego spąg. W niższej partii wzgórza, gdzie droga nie przecina całego gładzowiska, mięszość jego może być o 0,5—1 m większa.

Powierzchnia spagowa gładzowiska jest mniej więcej równa i podnosi się równomiernie z dzisiejszym stokiem wzgórza, choć nie ma ona charakteru wyraźnie wygładzonej powierzchni abrazyjnej i nie zawiera skałotoczy (vide fig. 8). Materiał gładzowy i drobniejszy klastyczny spoczywa na niej w grubym detrytusie ostrzygowym, miejscami zupełnie zwięzłym o charakterze wapienia ostrzygowego, miejscami zaś na tyle porowatym i luźnym, że zezwala na łatwe wydobywanie poszczególnych gładzów. Marglista masa wypełniająca, pochodząca głównie z drobno rozartych skał podłoża, miejscami jest przesiąknięta wtórnym grubokrystalicznym kalcytem.

Większość materiału gładzowego jest silnie drążona przez skałotocze, spośród których wydrążenia małżów zachowują się nieraz z fragmentami skorup (pl. IX), przeważnie jednak silnie przywartych do ścianki wydrążenia i przekształconych (pl. IX, fig. 5), co uniemożliwia ich wydobycie i gatunkowe oznaczenie. Lepiej zachowane fragmenty skorup też przeważnie nie dają się odpreparować od ścianki wydrążenia (pl. IX, fig. 2 i 4). Gatunkowo oznaczalne ośrodki aspidofolasów należą do rzadkości. Zespół skałotoczy obejmuje:

- Gastrochaena* sp.
- Aspidopholas rugosa* (Brocchi) i *Aspidopholas* sp.
- Lithophaga* sp.
- Polydora ciliata* (Johnston)
- Cliona vastifica* Hancock
- Polydora hoplura* (Claparède).

Największe gładze drążone są nierównomiernie, tylko z jednej lub najwyższej z dwóch stron, przy czym szczególnie licznie grupują się tu małże — *Aspidopholas* i duże *Lithophaga*. Gładze te zatem były materiałem stabilnym, nie przetwarzanym ustawicznie przez falowanie, być może częściowo zakopany w osadzie, co umożliwiała ich drążenie tylko z wierzchniej strony. Zachowały się one zresztą do dziś w gładzowisku tą wierzchnią stroną do góry. Drobniejszy materiał gładzowiska był silnie niszczonej przez abrazję niszczącą wybrzeże w wyższej części wzgórza (dolny wapień muszlowy) i mieszany z detrytycznym materiałem ostrzygowym. Gładzowisko w całości ma zatem charakter nieco allochtoniczny, jakkolwiek transport materiału był niewielki, rzędu kilkudziesięciu, może stu metrów. Obecność grubego materiału detrytycznego w masie wypełniającej — klastycznego i organodetrytycznego ułatwia zachowanie się często pustych lub bardzo nieznacznie wypełnionych wydrążeń w otoczkach i gładzach (pl. IX), a nawet zachowanie muszli drążących małżów. Obecność muszli wskazuje na szybkie złożenie w osadzie szeregu gładzów i brak ich obróbki w kipieli po okresie życia skałotoczy.

Fakt przebiegu spagowej powierzchni gładzowiska jednostajnie ze wznoszącym się zachodnim stokiem wzgórza Skała zdaje się wskazywać, że również i ten stok ma założenia morfologiczne przedtortoiskie.

Rozważane gładzowisko jest jedynym osadem litoralnym usytuowanym wokół wzgórza Skała. Znanie dawniej odsłonięcie wapienia ostrzygowego przy stacji kolejowej w Chełmku (Zaręczny 1894, Friedberg 1907, Skoczylas-Ciszewska 1932)

występowało izolowanym płatem nie łączącym się z wychodniami triasu na tym wzgórzu; jest ono obecnie zupełnie zniszczone przez zabudowę i jakiekolwiek porównania nie są możliwe.

Powstanie utworów litoralnych i ich wiek

Występowanie utworów litoralnych tortonu na Wyżynie Krakowskiej, zarówno erozyjnych (powierzchnie abrazyjne) jak i akumulacyjnych (rumowiska bądź gładzowiska), wydaje się być wyraźnie związane z występowaniem materiału ostrygowego tworzącego ogniwo litologiczne znane pod nazwą wapienia ostrygowego. Na związek ten zwrócili już uwagę K. Skoczylas-Ciszewska (1932), S. Dżułyński (1953) i Z. Wilk (1958). Sam wapień ostrygowy znany jest z około 10 stanowisk (Zaręczny 1894; Friedberg 1907; Skoczylas-Ciszewska 1932; Liszka & Panow 1935; Dżułyński 1953; Krach 1960; Gradziński 1960, 1962; Alexandrowicz 1962), przy czym, jak zauważył W. Krach (1960), wykształcenie jego może być zmienne w zależności od lokalnych warunków środowiskowych.

Śród opisanych stanowisk utworów litoralnych, większość (Zwierzyńiec, Przegorzały, Bodzów, Żarki, Libiąż, Chełmek) związana jest wyraźnie z wapieniem ostrygowym lub kruchym detrytusem ostrygowym, występując w ich spągu. Zależność daje się w tych stanowiskach dobrze prześledzić z uwagi na stosunkowo znaczną rozległość odsłoneń. W dwóch stanowiskach (Podgórze i Wola Filipowska) ze względu na fragmentaryczność materiału (zniszczony lej i wiercenie) związku tego nie da się ustalić. Z podobnych względów nie można stwierdzić występowania utworów litoralnych w kilku stanowiskach wapienia ostrygowego, które od dawna były nieczytelne (Przegorzały w stronę Bielan oraz przy stacji w Chełmku — Zaręczny 1894), bądź nie dostarczają odsłoneń spągu (Tyniec — Liszka & Panow 1935), bądź też pochodzą z wierceń (Raciborowice — Krach 1960). W literaturze dotyczącej miocenu Wyżyny Krakowskiej wapień ostrygowy zawsze były uważane za utwór przybrzeżny, a stanowiska z wierceń dostarczały analogicznego materiału jak z odsłoneń powierzchniowych.

Współwystępowanie utworów litoralnych z wapieniem ostrygowym, zupełnie oczywiste w świetle przyczyn dokładniej rozważanych przy omawianiu stanowiska na Zwierzyńcu, należy zatem uznać za cechę charakterystyczną miocenu krakowskiego. Cecha ta posiada konsekwencje stratygraficzne, zezwalające na uznawanie wieku rozważanych utworów litoralnych za identyczny w sensie stratygraficznym z wiekiem wapienia ostrygowego; utwory litoralne należy uważać za leżące w spągu wapienia ostrygowego i będące najwcześniejszym rezultatem tej samej transgresji, z którą związane są wapień ostrygowy. Dokładniej wiek tej transgresji omówiony będzie później.

Z drugiej strony wykształcenie utworów litoralnych, a zatem i wapienia ostrygowego, związane jest z zagadnieniami morfologii i tektoniki Wyżyny Krakowskiej, na obszarze której zagadnienia te stanowią również nierozzerwalną całość. Ponieważ w świetle poprzednio przedstawionych faktów geneza utworów litoralnych łączy się z zagadnieniami morfologii w sposób bardziej oczywisty, te ostatnie zagadnienia zostaną przedstawione w pierwszej kolejności.

Morfologia Wyżyny Krakowskiej

Obserwacje w szeregu stanowisk utworów litoralnych, szczególnie na Zwierzyńcu, w Bodzowie, w Żarkach — Moczydło, w Libiążu i Chełmku, wskazują wyraźnie, że w miejscach tych widoczne są szczątki przedtortońskiej rzeźby terenu. Chociaż w stanowiskach tych mamy do czynienia ze strukturami powstałymi w wyniku abrazji, ale na podstawie wykształcenia tych struktur należy sądzić, że czynniki abrazyjne przemodelowały starszą powierzchnię lądową w sposób o tyle nieznaczny, że nie zmieniły jej zasadniczych zarysów. Takie przemodelowane przez abrazję tortońską powierzchnie określane są tutaj jako powierzchnie przedtortońskie, rozumiejąc, że pochodzą one sprzed okresu depozycji osadów tortońskich. W wymienionych stanowiskach utworów litoralnych widać wyraźnie, że takie przedtortońskie powierzchnie były bardzo zróżnicowane, stając się w momencie transgresji ścianami skalistych wybrzeży. Podobna sytuacja musiała też istnieć w bliskim sąsiedztwie kilku powstałych fragmentarycznie zachowanych stanowisk utworów litoralnych (Podgórze, Wola Filipowska). W miejscach, gdzie na większej przestrzeni odsłaniają się tortońskie powierzchnie abrazyjne, bądź spagowe powierzchnie rumowisk, stanowią one nieraz do dziś powierzchnię stołkową poszczególnych wzgórz; niewątpliwie zatem w dzisiejszej morfologii Wyżyny Krakowskiej istnieją przynajmniej w pewnych miejscach relikty rzeźby przedtortońskiej, której zróżnicowanie było podobnej skali jak morfologii dzisiejszej. Zważywszy, że w morfogenezie Wyżyny Krakowskiej bardzo istotny udział odgrywa wielkoskalowa tektonika nieciągła, rozważyć należy, jaki jest stosunek tej tektoniki do rozważanych przedtortońskich procesów rzeźbotwórczych.

W dotychczasowej literaturze kwestia wieku i wzajemnego stosunku procesów tektonicznych (tektoniki nieciągłej) i erozyjnych była ujmowana bardzo rozmaicie. Krytyczny przegląd dawniejszych poglądów, poparty analizą szeregu później poznanych faktów, przedstawił S. Dżułyński (1953), który uznał, że główna faza tektoniki i rozwój procesów rzeźbotwórczych, w znacznej mierze z nią związanych, są wieku przedtortońskiego. Według S. Dżułyńskiego (1953), najstarszymi formami morfologicznymi miały być głęboko wcięte „dolinki” krakowskie, głównie zaś faza tektoniki warunkująca zasadnicze rysy rzeźby terenu jest młod-

sza — w rezultacie morze tortońskie wkroczyło na obszar o rzeźbie zbliżonej do dzisiejszej rzeźby Wyżyny Krakowskiej. Zważywszy, że praca S. Dżułyńskiego (1953) przedstawia nadzwyczaj wszechstronny obraz rozważanych problemów, autor nie będzie dyskutował o poglądach dawniejszych, lecz zajmie się jedynie poglądami nowszymi, zwłaszcza R. Gradzińskiego (1962) przedstawiającymi obraz zgoła odmienny. R. Gradziński (1962) doszedł mianowicie do wniosku, że tektonika i rzeźba Wyżyny Krakowskiej pochodzą z okresu po transgresji tortonu, która przysła na obszar w zasadzie wyrównany.

Z przedstawionej powyżej analizy stosunków panujących w dostępnych odsłonięciach widać wyraźnie, że transgresja tortońska przysła na obszar bogato urzeźbiony, a zatem, że ostatni wniosek R. Gradzińskiego budzi zastrzeżenia. Stwierdzenie to nie wyjaśnia jednak poprawności pozostałych wniosków R. Gradzińskiego dotyczących tektoniki i całokształtu procesów rzeźbotwórczych Wyżyny Krakowskiej.

Dla autora jest rzeczą zupełnie oczywistą, że dzisiejsza morfologia Wyżyny Krakowskiej jest rezultatem długotrwałych procesów rzeźbotwórczych, ale wśród których widoczne są już wyraźne rezultaty procesów przedtortońskich. Z dalszej dyskusji należy od razu wyłączyć zagadnienie „dolinek” krakowskich, uważanych przez S. Dżułyńskiego (1953) za przedtortońskie, a będących, jak wynika z ostatnich badań tego autora wraz ze współpracownikami (Dżułyński, Henkiel, Klimek & Pokorny 1966), niewątpliwie wieku pliocencko-plejstocenckiego. Erozja potortońska ma zatem niewątpliwie dalszy udział w kształtowaniu dzisiejszej rzeźby Wyżyny Krakowskiej, a jej ostateczny rezultat nie jest wynikiem wyłącznie przed- lub wyłącznie potortońskich procesów.

Dzisiejsza erozja bądź przemodeluje rozmaite formy potortońskie, bądź też odgrzebuje fragmenty rzeźby przedtortońskiej.

Stosunek tektoniki nieciągłej, nadającej dzisiejszej Wyżynie Krakowskiej zasadnicze piętno krajobrazowe, do erozyjnej rzeźby nie jest natomiast w świetle tej dyskusji zagadnieniem zupełnie oczywistym. W dotychczasowych publikacjach zgodnie uważano, że główna faza nasilenia procesów rzeźbotwórczych następuje bezpośrednio po zaburzeniach tektonicznych, a zatem że wiek obu tych procesów jest podobny i w sensie stosunków do czasu transgresji tortonu — jednokowy, bądź przedtortoński (Dżułyński 1953), bądź po transgresji tortońskiej (Gradziński 1962). Jeśliby uznać słusznym stanowisko wyrażone przez R. Gradzińskiego (1962), to sprawa skomplikowałaby się znacznie, gdyż przedstawiony materiał analityczny wskazuje wyraźnie na istnienie już przed tortonem rzeźby porównywalnej w swej skali do rzeźby dzisiejszej. Byłyby tu zatem dwa okresy nasilenia procesów rzeźbotwórczych (przedtortoński i po-tektoniczny), przedzielone fazą tektoniki nieciągłej po okresie transgresji tortonu. Obraz taki nie jest w sumie bynajmniej niepraw-

dopodobny, zastanowić się jednak należy nad realnością przesłanek go uzasadniających. Zasadniczą w tym przedmiocie przesłanką jest wiek tektoniki nieciągłej, który rozpatrzony musi być zatem dokładniej.

Wiek tektoniki nieciągłej

Wiek głównej fazy tektoniki nieciągłej na obszarze Wyżyny Krakowskiej ustalony został przez S. Dżużyńskiego (1953) jako przedtortonowski. Stanowisko to spotkało się ze sprzeciwem R. Gradzińskiego (1962), który zakwestionował prawdziwość przesłanek podanych przez S. Dżużyńskiego oraz przedstawił pewne argumenty nowe.

Zdaniem autora, krytyczne przesłanki przedstawione przez R. Gradzińskiego (1962) nie są jednak słuszne, interpretacja zaś pewnych faktów bynajmniej nie jest tak jednoznaczna, jak R. Gradziński (op. cit., s. 439—442) przyjmuje. Przesłanki te oraz kilka innych wyrażonych w dalszej części omawianej pracy, zostaną niżej kolejno rozpatrzone.

Stwierdzenie przez S. Alexandrowicza (1964) synsedymencyjnego charakteru tektoniki nieciągłej w Zagłębiu Górnośląskim nie musi mieć konsekwencji w wieku tektoniki Wyżyny Krakowskiej, gdyż nie wiadomo na podstawie analiz statygraficznych, czy istotnie są to zjawiska równoległe.

Istnienie pewnych synsedymencyjnych uskoków tortonowskich na zboczach rowu krzeszowickiego zauważonych przez K. Bogacza (1959) także nie zmienia obrazu, gdyż sam K. Bogacz (1959, s. 190) stwierdza, że uskoki takie nie powodowały żadnych istotnych zmian w morfologii w stosunku do starszej, głównej fazy tektoniki nieciągłej.

Brak struktur litoralnych w czasie sedymentacji wyższych ogniw tortonu nie jest tu miarodajny (przyczyny tego braku są zresztą inne — patrz dalej).

W Bodzowie istotnie istnieją uskoki, ale stosunku ich do wapienia ostrzygowego nie da się całkiem jednoznacznie przesądzić, na co zresztą sam R. Gradziński zwraca uwagę. W partiach, gdzie zachowana jest przedtortonowska powierzchnia (patrz opis odsłonięć), ewentualne zrzuty nie są widoczne w dzisiejszej morfologii.

Ustalenie wieku rozważanej tektoniki jako młodziej od wapieni słodkowodnych nie precyzuje wieku tej tektoniki w stosunku do transgresywnych osadów tortonu, które są od osadów słodkowodnych młodsze (patrz dalej).

Zagadnienie wieku dolinek, jak wspomniano, nie wiąże się z rozważaną problematyką, gdyż okazało się, że istotnie dolinki te są od tortonu młodsze (Dżużyński et al. 1966).

W formach cyrkulacji krasowej bynajmniej nie mamy do czynienia zawsze z brakiem osadów tortonu (Gradziński, op. cit., s. 480), na co wskazuje ewidentne stanowisko takich osadów w leju na Podgórzu (Kuźniar & Żelichowski 1927, patrz opis odsłonięć).

Zapełnienie form cyrkulacji krasowej materiałem allochtonicznym w obrębie elementu zrębowego Podgórza zaszło niewątpliwie w okresie, gdy obszar ten posiadał morfologię odmienną od dzisiejszej i znacznie od niej łagodniejszą, jak to słusznie przyjmuje R. Gradziński (op. cit., s. 461—462), i mogło mieć miejsce istotnie przed główną fazą tektoniki. Nie precyzuje to jednak wieku tej tektoniki w stosunku do tortonu. Zdaniem autora, wypełnienie to mogło mieć zresztą miejsce także w czasie, gdy obszar Wyżyny został wyrównany przez płaszcz ilów torton-

skich (patrz dalej), a warunki hipsometryczne i sieć hydrograficzna były odmienne od dzisiejszej (por. Dżułyński et al. 1966).

Z przedstawionej dyskusji wynika zatem, że R. Gradziński (1962) żadnych oczywistych argumentów za młodszym od transgresji tortońskiej wiekiem tektoniki Wyżyny Krakowskiej nie przedstawił. Pewne nieciągłe zaburzenia tektoniczne tego wieku na obszarze Wyżyny Krakowskiej niewątpliwie istnieją, co wynika z kilku oczywistych obserwacji R. Gradzińskiego, np. uskoku przecinającego wapienie ostrygowe na Zwierzyńcu (Gradziński 1960, 1962), i co zresztą było znane zarówno S. Dżułyńskiemu (1953) jak i K. Bogaczowi (1959). Uskoki te jednak, jak podkreślają ostatni autorowie (Dżułyński 1953, Bogacz 1959), nie wpłynęły w żaden decydujący sposób na wygląd rzeźby Wyżyny. W wydanej ostatnio pracy K. Bogacz (1967) zmienia wprawdzie pogląd i mówi o śródtortońskim wieku tektoniki rowu krzeszowickiego i całej Wyżyny, ale na początku rozważań stratygraficznych stwierdza, iż „Na wstępie należy przyjąć podstawowe założenie, że osady dolnego opolu na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej zostały złożone na stosunkowo równej, nieco falistej powierzchni podłoża” (op. cit., s. 54). K. Bogacz powołuje się przy tym na omawianą powyżej pracę R. Gradzińskiego (1962) oraz prace dotyczące Zagłębia Górnośląskiego (Alexandrowicz 1958, 1964). Zdaniem autora, K. Bogacz (1967) nie przedstawia zatem także żadnych oczywistych dowodów przemawiających za młodszym od transgresji tortońskiej wiekiem tektoniki, zaś pewne fakty nowe przezeń podane (obecność rumowisk i zlepieńców) nie przeczą poglądom wyrażonym w dalszej części niniejszej pracy.

W tej sytuacji należałoby zatem powrócić do koncepcji S. Dżułyńskiego (1953) o przedtortońskim wieku rozważanej tektoniki nieciągłej Wyżyny Krakowskiej. Przeprowadzone przez autora obserwacje tortońskich utworów litoralnych znajdują ponadto swoje wytłumaczenie w koncepcji S. Dżułyńskiego, a w trzech przypadkach potwierdzają ją w sposób mniej lub bardziej oczywisty.

Oczywistego dowodu dostarcza analiza budowy klina tektonicznego Żanki — Moczydło. Utwory litoralne tortonu wykształciły się tutaj na formie morfologicznej uwarunkowanej właśnie obecnością tego klina, który zatem jest niewątpliwie formą tektoniczną starszą. Klin ten, będący elementem równoległym do szeregu uskoków przecinających i ohrzeżających element zębowy Libiąża (Wilk 1958, fig. 1), wypada uznać za równowiekowy z pozostałymi wielkoskalowymi elementami tektoniki nieciągłej Wyżyny Krakowskiej.

Podobnego dowodu dostarcza analiza budowy podłoża głazowiska klifowego w Chełmku. Leży ono bowiem na peryferiach powierzchni strukturalnej, jaką tworzą wyższe partie zachodniego stoku wzgórza Skala (fig. 8), w miejscu, gdzie powierzchnia ta urywa się dzięki obecności uskoku i następuje gwałtowny wzrost upadu w triasowym podłożu. Zna-

czne upady triasu w tym miejscu, będące wynikiem uskoku, oraz niezgodne spoczywanie gładowiska (M_1 na fig. 8) w stosunku do tych upadów, wskazują na przedtortoński wiek tektoniki. Tektonikę zaś tego obszaru należy uznać za równoległą z rozpatrywaną powyżej tektoniką rejonu Libiąża. Wydaje się zresztą, że rozwój gładowiska miał tutaj jakiś związek z istniejącą powierzchnią strukturalną stoku wzgórza, której nachylenie spowodowane zostało właśnie starszą tektoniką.

Mniej oczywisty dowód wynika z analizy rumowisk w rowie krzeszowickim, z których pewne, leżące w obrębie rowu, zostały przerobione w czasie transgresji tortonu, inne zaś, leżące na obrzeżeniu, przerobieniu takiemu nie uległy. Prawdopodobnym jest zatem, że w momencie transgresji morze wdarło się tylko w obszar obniżony, czyli że rów krzeszowicki jest w zasadzie (vide Bogacz 1959) formą morfologicznie starszą.

Przedtortoński wiek tektoniki tłumaczy fakt, zaobserwowany już przez S. Dżułyńskiego (1953) i bynajmniej nie negowany przez R. Gradzińskiego (1962, s. 440), że wapienie ostrygowe, a zatem i utwory litoralne przywiązane są do brzegów poszczególnych zrębów. Widoczne jest to doskonale w opisanych stanowiskach na Zwierzyńcu, w Przegorzałach, w Bodzowie (patrz także Dżułyński 1953, s. 395), podobny charakter ma stanowisko w Tyńcu (Liszka & Panow 1935, Dżułyński 1953, s. 395) oraz stanowiska w Żarkach — Moczydł i chyba także w Chełmku. Jakkolwiek, np. w przypadku Zwierzyńca, Przegorzał, Bodzowa, stanowiska te występują na krawędzi wybitnych elementów zrębowych, to w obrębie samych stanowisk utworów litoralnych brak powierzchni tektonicznych, a powierzchnia stoku, obocznie zastępowana przez powierzchnię tektoniczną (uskok), ma tutaj niewątpliwie charakter erozyjno (ładowo)-abrazyjny. Możliwym jest tłumaczenie, że są to fragmenty erozyjnie zniszczonych ścian tektonicznych, bądź też fragmenty zachowane przed późniejszą erozją posuwającą się szerokim frontem wzdłuż systemu równoległych uskoków obrzeżających dane elementy zrębowe. Jasnym w takim ujęciu staje się fakt nieznaidowania nigdy dotąd wapieni ostrygowych i związanych z nimi utworów litoralnych na wierzchowinie walnych elementów zrębowych. Transgresja, z którą te utwory i osady są związane, po prostu na wierzch tych elementów nie dotarła. Nieco inaczej sytuacja mogła wyglądać w obrębie mniejszych zrębów lub w obrębie elementów drugorzędnych (niejasne stanowisko w podziemiach katedry wawelskiej podawane przez Friedberga 1933; rozpatrywane w niniejszej pracy stanowisko góry Grodzisko w Libiążu Wielkim). Ostatnie stanowisko, góry Grodzisko, wskazywałoby zresztą przede wszystkim na obecność przedtortońskiej rzeźby na wierzchowinie zrębowej bloku Libiąża, przynajmniej w jego brzeżnej części (por. Wilk 1958, fig. 1). Prawdopodobnym jest zatem pogląd, że także wierzchowiny innych elementów zrębowych przeszły wyraźny proces rzeźbotwórczy przed główną fazą tektoniki.

W świetle przedstawionych faktów, dotyczących stosunku utworów tortonu do zjawisk tektonicznych, wydaje się słusznym pogląd o przed-tortońskim wieku głównej fazy tektoniki nieciągłej na Wyżynie Krakowskiej, a zatem pogląd, iż morfologia tej Wyżyny w czasie transgresji tortonu miała charakter bardzo zbliżony do dzisiejszego, podobnie jak to usadniał (pominąwszy kwestię dolinek) S. Dżułyński (1953).

Wiek utworów litoralnych

Wiek utworów litoralnych tortonu na Wyżynie Krakowskiej należy uznać, jak już poprzednio przedstawiono, za identyczny z wiekiem wapienia ostrygowego. Dolnotortoński wiek tego wapienia, poparty analizą zawartej w nim fauny, już od dawna nie budził wątpliwości (Liszka & Panow 1935; Panow 1935; Krach 1947, 1956, 1960, 1962; Kowalewski 1958; Alexandrowicz 1958, 1960, 1962, 1963, 1964b); dyskusowanie o starszych poglądach W. Friedberga (1931, 1933) i J. Czarnockiego (1933a, b, 1935) przypisujących wapieniom wiek helwecki a wywodzących się ze starszej interpretacji profilu na Bielanych (vide Panow 1935) nie jest tu konieczne.

Dokładniejsza pozycja stratygraficzna wapienia ostrygowego w obrębie dolnego tortonu (opolu) nie była jednak całkiem identycznie ujmowana, nawet w kolejnych pracach S. Alexandrowicza, przedstawiających najbardziej szczegółowy podział stratygraficzny miocenu krakowskiego, oparty na faunie otwornicowej. Wiąże się to zapewne z faktem niezbyt jednolitego ujmowania stosunku wapienia ostrygowego do dwóch innych charakterystycznych ogniw miocenu krakowskiego — ilów z *Pycnodonta cochlear* (Poli) oraz margli czy też wapieni słodkowodnych, z których te ostatnie w ogóle nie mają, w świetle dotychczasowych publikacji, jasnej pozycji stratygraficznej. Poniżej zatem zostanie najpierw omówiony stosunek tych dwóch ogniw do wapienia ostrygowego, co dopiero zezwoli na wyrobienie sobie poglądu o wzajemnym następstwie rozważanych trzech ogniw.

Bezpośredni stosunek wapienia ostrygowego do ilów można obecnie najlepiej ustalić w Tyńcu, gdzie wapień zanurza się pod ility (Liszka & Panow 1935). Jak podaje R. Gradziński (1960), dawniej można go było obserwować także w opisywanym stanowisku na Zwierzyńcu, gdzie wapienie ostrygowe przechodziły ku górze stopniowo w ility. Profil ten był już jednak niewidoczny za czasów S. Zarecznego (1894). Zdaniem tego ostatniego badacza, wapienie ostrygowe są brzezną facją ilów, dokładniej jakiegoś ich spagowego ogniwa. Jakkolwiek późniejsze badania aż do dnia dzisiejszego nie wniosły tu żadnych istotnych nowych danych; nigdzie nie udało się stwierdzić, aby wapień ostrygowy pokrywał większy obszar i tworzył stale wykształcony poziom korelacyjny w odsłonięciach powierzchniowych bądź w wierceniach, jakkolwiek w tych ostatnich, np.

w Raciborowicach (Krach 1960) widać wyraźnie, że wapień leży poniżej iłów.

W tym stanie rzeczy S. Alexandrowicz (1958, 1960) przyjmował pierwotnie, że wapień ostrygowy jest ogniwem spagowym iłów i ma z nimi identyczny wiek — górnoopolski (późniejszy jego poziom IIA — Alexandrowicz 1962, 1964a). Później natomiast rozpoznał wśród mikrofauny zebranej z samego wapienia ostrygowego zespół charakterystyczny dla dolnego opolu — poziom IC (Alexandrowicz 1962). W rezultacie zatem wapień ostrygowy okazał się ogniwem stratygraficznie starszym od iłów z *Pyncnodonta cochlear*. Nie wyczerpuje to jednak zagadnienia, gdyż brak dotąd równowiekowych odpowiedników wapieni ostrygowych wśród iłów, gdzie one być powinny, skoro wapień uzna się za utwór przybrzeżny, przywiązany do brzeżnych partii basenu, w chwili gdy w jego częściach centralnych występują na starszym podłożu tylko ily. Poza tym w spagu iłów, np. w Witkowicach (Zaręczny 1894, Bukowy 1956), na Bielanych (Friedberg 1907, Panow 1935) i w innych miejscach (Alexandrowicz 1958, 1960), występują lokalne nagromadzenia skorup *Pyncnodonta cochlear*, które uznaje się niekiedy (Alexandrowicz 1958, 1960; Gradziński 1960) za odpowiedniki wapieni ostrygowych.

Zdaniem autora najbardziej prawdopodobnym byłby pogląd podobny do tego, jaki wyrażał już S. Zaręczny (1894), że wapień ostrygowy jest utworem przybrzeżnym, związanym z brzegowymi strukturami litoralnymi, obocznie zaś zastępowanym przez ily, które zatem w tych rejonach powinny zawierać zespół mikrofauny dolnoopolskiej (IC Alexandrowicza). Nie bowiem nie wskazuje, aby wapienie ostrygowe w takich obszarach były jedynym śladem osadów dolnoopolskich, nie mających swoich odpowiedników w głębszych partiach zbiornika, ani też nie wskazuje, aby dolnoopolska mikrofauna wapienia ostrygowego miała w istocie swojej znaczenie wyłącznie facjalne. W głębszych partiach zbiornika takich obszarów, gdzie przy brzegu powstawał wapień ostrygowy, powinny zatem być znajdowane w spagu serii ilastej, powszechnie określanej jako iłów z *Pyncnodonta cochlear*, dolnoopolskie zespoły mikrofaunistyczne. Słuszność tego przypuszczenia może potwierdzić tylko analiza odpowiednich profili wiertniczych.

Zwrócić należy uwagę, że w powyższym rozważaniu chodzi wyłącznie o spag iłów na obszarach, gdzie w sąsiedztwie powstawał wapień ostrygowy, będący w stosunku do tej części iłów równowiekowym odpowiednikiem facjalnym. Na pozostałych obszarach, gdzie sedymentacja tortońska rozpoczyna się wyłącznie iłami, ily te będą zawierać wyłącznie mikrofaunę górnego opolu (od poziomu IIA Alexandrowicza), jako rezultat rozszerzenia stref sedymentacji na początku górnego opolu. Występujące na takich obszarach lokalne nagromadzenia skorup *Pyncnodonta cochlear* w spagu iłów (np. w Witkowicach) nie są zatem wiekowym od-

powiednikiem wapienia ostrygowego, co zresztą wynika z mikrofaunistycznej analizy S. Alexandrowicza (1964a). Zdaniem autora, nie są one także odpowiednikiem facjalnym, gdyż zawierają z ostryg w zasadzie jedynie rozważaną *Pycnodonta cochlear* (Poli), a więc ostrygę gładką i pekkatą, stosunkowo małą i przystosowaną do życia na dnie ilastym w wodach głębszych, na co niejednokrotnie zwracano uwagę w literaturze. Wapienie ostrygowe zawierają natomiast głównie wielkie ostrygi, przeważnie dość wyraźnie żebrowane, jak *Ostrea lamellosa boblayei* Desh. i *Ostrea digitalina* Dub., stosunkowo płaskie i przystosowane do życia w warunkach bardzo płytkomorskich.

Górnoopolskie ily z *Pycnodonta cochlear*, a więc osady stref, w obrębie których rozszerzył się zasięg sedymentacji tortońskiej, leżą niejednokrotnie (np. w Witkowicach, na Bielanych) na wapieniu słodkowodnym (Zaręczny 1894, Friedberg 1907, Panow 1935, Dżułyński 1953, Gradziński 1963, Alexandrowicz 1964a). Dowodzi to oczywiście przedgórnopolskiego wieku wapienia słodkowodnego, ale bez bliższej precyzji i bez możliwości ustalenia jego stosunku do wapienia ostrygowego, występującego w obszarach innych. W dotychczasowej literaturze wielu badaczy uważało za rzecz zupełnie oczywistą, że wapień słodkowodny, jako osad lądowy jest starszy od wapienia ostrygowego związanego z transgresją tortonu (np. Zaręczny 1894, Panow 1935, Dżułyński 1953, Alexandrowicz 1960). Poglądy odmienne, niejednokrotnie powtarzane do lat ostatnich, wywodzą się natomiast z dwóch odrębnych, niestety błędnych przesłanek. Jedną z nich jest wspomniane spoczywanie iłó z *Pycnodonta cochlear* na wapieniu słodkowodnym, co naprowadziło J. Czarnockiego (1935) na myśl o nierozzerwalnym związku obu tych ogniw i o stanowieniu przez wapień słodkowodny niejako spagowego ogniw iłó. Drugą przesłanką jest występowanie w niektórych profilach dolnego opolu, zwłaszcza wykształconych w facji brakicznej, różnorodnych margli słodkowodnych (Krach 1939, 1956; Dżułyński 1953; Alexandrowicz 1958, 1963; Bogacz 1967), które jednak, jak słusznie podkreśla S. Dżułyński (1953), nie mają nic wspólnego z rozpatrywanym wapieniem słodkowodnym. Margle te są natomiast niewątpliwie przejawem lokalnych wysłodzeń niektórych stref sedymentacji dolnoopolskiej (por. Krach 1956, Alexandrowicz 1963). W rezultacie przyjmowania powyższych błędnych przesłanek wapień słodkowodny ustawiano niejednokrotnie w profilu powyżej wapienia ostrygowego, przeważnie w stropie opolu dolnego (Czarnocki 1935, Krach 1947, Kowalewski 1958, Alexandrowicz 1962), co miało nawet dokumentować wynurzenie na całym obszarze polskiego tortonu (Kowalewski 1958).

W świetle materiałów analitycznych przedstawionych głównie przez S. Zaręcznego (1894), S. Dżułyńskiego (1953), R. Gradzińskiego (1962, 1963), a dotyczących wykształcenia wapienia słodkowodnego, jego rozprzestrzenienia i genezy, wynika zupełnie niedwuznacznie, że jest to

utwór lądowy, wykształcony nieco zmiennie w zależności od budowy starszego (mezozoicznego) podłoża, w specyficznych warunkach morfologicznych i klimatycznych, obcych warunkom panującym w czasie transgresji morza tortońskiego. R. Gradziński (1963) dostarcza przekonujących dowodów, że jest to utwór porównywalny z dzisiejszymi osadami typu caliche, tworzącymi się w warunkach półpustynnych, na podłożu bogatym w węgiel wapnia, wytrącający się w wyniku okresowego wysuszenia terenu. Geneza taka, nadzwyczaj prawdopodobna w świetle przedstawionych przez R. Gradzińskiego (1962, 1963) faktów, wskazuje, że wapienie słodkowodne jest utworem bardzo silnie związanym ze swoim podłożem i stanowi swego rodzaju autochtoniczny osad ewaporytowy. Jeśli zważyć jeszcze, że R. Gradziński (1962) dostarcza również przekonujących argumentów wskazujących na powstawanie tego wapienia w warunkach bardzo wyrównanego terenu, wypada uznać, że wapienie słodkowodne nie wykazują żadnego związku przyczynowego z jakimkolwiek morskim osadem tortonu i jakimkolwiek basenem morskiej sedymentacji tego piętra. Stanowią one utwór powstały niewątpliwie przed rozpoczęciem sedymentacji tortońskiej i najprawdopodobniej znacznie od niej starszy.

Przedstawione bowiem obserwacje R. Gradzińskiego (1962, 1963) zezwalają stwierdzić, że wapienie słodkowodne powstały przed główną fazą tektoniki Wyżyny Krakowskiej, gdy jej zrębowy charakter zupełnie się jeszcze nie zaznaczał. Zważywszy, że w transgresywnych utworach wapienia ostrygowego nie ma śladu okruchów tych słodkowodnych wapieni, sądzić można, że ich pokrywa, która zresztą być może miała lokalny charakter, została usunięta znacznie wcześniej niż nastąpiła transgresja tortońska. W świetle wszystkich tych przesłanek wydaje się, że wiek wapienia słodkowodnego może być znacznie starszy niż tortoński — prawdopodobny może być jego wiek helwecki, jak częściowo przypuszczał dawniej, w oparciu o inne przesłanki, A. M. Łomnicki (vide także Dżużyński 1953), a nawet starszy — wczesnomioceniński.

Zdaniem autora, prawidłowe następstwo stratygraficzne rozważanych ogniw litologicznych jest następujące:

1 — najstarszy jest wapień słodkowodny, o wieku helweckim, lub starszym — wczesnomiocenijskim, utworzony przed główną fazą tektoniki nieciągłej;

2 — wapień ostrygowy dolnego opolu, utworzony po głównej fazie tektoniki;

3 — ility górniego opolu, lokalnie z nagromadzeniami skorup *Pycnodonta cochlear*, będące kontynuacją sedymentacji wapieni ostrygowych lub ich ilastych odpowiedników facjalnych i mające szerszy zasięg regionalny, powodujący spoczywanie na różnych ogniwach starszego podłoża, w tym także na wapieniu słodkowodnym.

Wszystkie rozważane utwory litoralne są związane tylko i wyłącznie z osadami ostrygowymi dolnego opolu, rozpoczynającymi morską se-

dymencję krakowskiego miocenu. Transgresja dolnego opolu, jak będzie niżej przedstawione, była jedyną transgresją morza mioceńskiego na obszarze Wyżyny Krakowskiej.

Paleogeografia transgresji tortońskiej

Ciągłość sedymentacji pomiędzy dolnym opolem, reprezentowanym przez wapienie ostrygowe i najniższą spągową część ilów, oraz opolem górnym, reprezentowanym przez grubą serię ilów z *Pycnodonta cochlear*, wyjaśnia sprawę rzekomej transgresji górnego opolu przyjmowanej w kilku pracach (Czarnocki 1935; Kowalewski 1958; Alexandrowicz 1962), o czym miało świadczyć przerwanie sedymentacji tortońskiej przez okres wynurzenia i powstawania wapieni słodkowodnych. W starszych swoich pracach S. Alexandrowicz (1958, 1960) mówił wprawdzie także o transgresji tego wieku, ale rozumiał ją inaczej, jako transgresję ilów z *Pycnodonta cochlear* i z równowiekowymi wapieniami ostrygowymi w spągu, co poprzednio przedstawiono.

Orzucenie rzekomej transgresji górnoopolskiej nie rozstrzyga niestety całkowicie zagadnienia ilości transgresji tortońskich na Wyżynie Krakowskiej. Od dawna bowiem znano na obszarze północnej części Wyżyny, w okolicach Wielkiej Wsi i Korzkwi występowanie odmiennych utworów, jakimi są piaski heterosteginowo-mszywiolowe leżące poniżej ilów z *Pycnodonta cochlear* (Friedberg 1933; Krach 1947; Małecki 1952; Bukowy 1956; Gradziński 1960; Alexandrowicz 1960, 1964). Ich dolno-tortoński wiek (Friedberg 1933) nigdy nie budził wątpliwości, zaś dokładniejsze oznaczenia prowadzą do określenia tego wieku jako dolnoopolski (Krach 1947, 1962; Alexandrowicz 1958, 1960, 1961, 1962, 1964a). W cytowanych pracach stosunek piasków heterosteginowych do wapieni ostrygowych, a tym bardziej do wapieni słodkowodnych, jest przedstawiony bardzo niejasno, co zresztą w przypadku wapieni słodkowodnych uważanych nawet za równowiekowe z tymi piaskami nie ma już w tej chwili znaczenia. Natomiast w przypadku wapieni ostrygowych nikomu nie udało się ustalić w terenie ich związku z piaskami heterosteginowymi. Istotnym tu zatem będą nowsze wyniki badań mikrofaunistycznych (Alexandrowicz 1962, 1964a), które wykazały, że oba te ogniwa należą do dolnego opolu i najprawdopodobniej są zupełnie ściśle równowiekowe, jak to już uzasadniał W. Krach (1947, 1960, 1962). W tej sytuacji poglądy o osobnej transgresji czy też zalewie heterosteginowym (młodszym wg Czarnockiego 1935; starszym wg Alexandrowicza 1960, Gradzińskiego 1960) w stosunku do wapienia ostrygowego tracą uzasadnienie. Zdaniem autora, oba rozważane ogniwa są niewątpliwie rezultatami tej samej transgresji, różne zaś wykształcenie osadów (piaski heterosteginowe bądź wapienie ostrygowe) jest wyłącznie wynikiem zmian facjalnych — charakteru podłoża, materiału tworzącego osad i związaną z tym odmien-

nością zespołów faunistycznych. Proste to tłumaczenie, sugerowane już przez W. Kracha (1947) w odniesieniu do miocenu krakowskiego, jest zupełnie naturalne w porównaniu z poprzednio omawianym mioceniem miechowskim, gdzie na starszym podłożu, w zależności od zmian facjalnych transgredują bądź rozmaite ogniwa litotamniowe dolnego opolu, bądź też równoleżnikowe piaski heterosteginowe (Krach 1947), identyczne z rozważanymi piaskami Wyżyny Krakowskiej (Czarnocki 1935, Krach 1947, Alexandrowicz 1961; odosobnionym jest tu pogląd Kowalewskiego, 1958, o różnym wieku tych piasków na obu obszarach). Ostatnia obserwacja sugeruje pogląd, że pod względem paleogeograficznym strefa sedymentacji piasków heterosteginowych w północnej części Wyżyny Krakowskiej należy raczej do regionu miechowskiego niż krakowskiego. Tego typu okoliczności należy uznać za przyczynę kłopotów w paralelizacji piasków heterosteginowych Wielkiej Wsi — Korzkwi z innymi ogniwami litologicznymi dolnego opolu Wyżyny Krakowskiej.

Z powyżej przedstawionych faktów wynika, że w dolnym tortonie (opolu) na obszarze Wyżyny Krakowskiej była tylko jedna transgresja, z którą związane są wszystkie rozważane utwory litoralne i osady (wapienie ostrygowe i piaski heterosteginowe, a wyżej ily z *Pycnodonta cochlear*). Przebieg tej transgresji można wyobrazić sobie następująco.

Transgresja tortońska wkroczyła na obszar Wyżyny Krakowskiej w dolnym opolu, po okresie głównej fazy tektoniki nieciągłej. Faza ta nadała obszarowi Wyżyny Krakowskiej charakter zrębowy, stanowiący do dziś jej piętro krajobrazowe, gdzie strzaskaniu i tektonicznemu wydźwignięciu w formie zrębów uległy najczęściej utwory mezozoiczne — trias (w zachodniej części regionu), jura i kreda, oraz przykrywające je starsze utwory trzeciorzędowe, głównie wapień słodkowodny¹.

Transgresja postępowała głównie obszarami zapadliskowymi, ograniczonymi skalistymi i przeważnie stromymi brzegami elementów zrębowych. Na brzegach tych tworzyły się rozmaite struktury litoralne — powierzchnie abrazyjne, rumowiska bądź głazowiska, będące równocześnie miejscem bujnego rozprzestrzenienia rozmaitych skałotoczy. W tego typu środowiskach, zapewne wśród kamieni, na okresowo utrzymującym się osadzie drobnoklastycznym lub manglistym, żyły duże ostrygi oraz miejscami pąkle, których skorupy stanowiły najistotniejsze źródło materiału organodetrytycznego. Materiał ten był okresowo niszczony i zmiatany w podnóże klifowych ścian i tworzył ławice osadu ostrygowego. W głębsze partie zatopionych dolin materiał ten nie był już наносzony,

¹ W dyskusji prof. dr S. Dzulyński zwrócił autorowi uwagę, że istnieje możliwość wielofazowego powstania bądź też kilkakrotnego odmładzania poszczególnych form rozważanej tektoniki nieciągłej i to w bardzo długim, w sensie stratygraficznym, czasie. Przyjęcie takie posiada wprawdzie dużą dozę prawdopodobieństwa, ale stwierdzić należy, iż brak dotychczas oczywistych danych potwierdzających je. Ponieważ analiza rozpatrywanych w niniejszej pracy utworów litoralnych tortonu nie daje w tym przedmiocie żadnych sugestii, autor poprzestaje na przyjęciu jednej zasadniczej fazy tektoniki nieciągłej.

a osadzał się tam tylko drobny szlam ilasty, z którego powstały najniższe ławice iłów.

Linia brzegowa w tym czasie (dolny opol) była bardzo urozmaicona, miejsca intensywniejszej abrazji były szybko zastępowane przez spokojne, być może zamulone wybrzeża, gdzie skałotocze zasiedlić się nie mogły. Takie lokalne wykształcanie się struktur abrazyjnych może być jedną z przyczyn ich fragmentarycznego zachowania do dnia dzisiejszego.

Wykształcenie struktur litoralnych i występowanie wapienia ostrygowego tylko w partiach brzeżnych wyniesionych elementów zrębowych zdają się wskazywać, że wierzchowina tych elementów zalana przez morze wówczas nie była, stanowiąc obszary wyspowe bądź półwyspowe, podobnie jak to przypuszczał S. Dżułyński (1953), dostarczające lokalnie większych ilości materiału klastycznego, np. na północnych brzegach rowu krzeszowickiego (por. Bogacz 1967). Z obrazu paleomorfologii Wyżyny, naszkicowanego dla tego okresu przez S. Dżułyńskiego (1953), należy wyłączyć obecność dolinek, a zatem zrezygnować także z sugerowanych przez tego autora analogii z wyglądem dzisiejszych sungów na wyspach szelfu Sahul morza Arafura. Można natomiast zgodzić się z poglądem R. Gradzińskiego (1960) wyrażonym jednak dla całego opolu krakowskiego, że konfiguracja brzegów przypominała dzisiejsze wybrzeże Dalmacji. Podobieństwo to dotyczy jednak tylko wyglądu poszczególnych zatok czy cieśnin, gdyż cała Wyżyna Krakowska nie stanowiła bynajmniej w tym czasie wybrzeża typu dalmatyńskiego, jak to np. miało miejsce (Radwański 1967) na południowych stokach Gór Świętokrzyskich.

W obrazie tym interesująco przedstawia się sytuacja stanowisk utworów litoralnych w najbardziej zachodniej części Wyżyny, w okolicach Libiąża i Chełmka. Wszystkie te stanowiska, prócz Żarek, leżą w obrębie wyróżnianej przez S. Alexandrowicza (1963; 1964b, fig. 2) strefy osadów brakicznych dolnego opolu, tworzącej tutaj szeroką zatokę sięgającą aż po Oświęcim, a otwartą ku północy, gdzie poprzez obszar Trzebimii łączyła się ona ze strefą sedymentacji piasków heterosteginowych w północnej części Wyżyny. Stanowiska Chełmka i Libiąża Wielkiego (góra Grodzisko) leżą w centralnej części tej zatoki, Moczydła — w peryferycznej, zaś Żarek w ogóle poza zasięgiem strefy jakichkolwiek osadów dolnego opolu znaczonych przez S. Alexandrowicza (1964b, fig. 2). Zważywszy, że wszystkie te stanowiska, ze względu na obecność skałotoczy a także ostryg, nie różnią się od innych stanowisk utworów litoralnych w obrębie pełnomorskich stref dolnego opolu na Wyżynie Krakowskiej, Miechowskiej lub na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, wypada uznać, że obraz omawianej zatoki, naszkicowany przez S. Alexandrowicza (1963, 1964b), wymaga pewnych uzupełnień. Niewątpliwie obraz zasięgu osadów (Alexandrowicz 1964b, fig. 2) należy rozszerzyć nieco ku wschodowi, po stanowisko utworów litoralnych w Żarkach. Dyskusyjny jest też brakiczny charakter zatoki — bogaty rozwój skałotoczy zdaje się znamionować warunki pełnomorskie; wapienie ostrygowe tego rejonu i zawarta w nich fauna (Żareczny 1894, Friedberg 1907, Skoczylas-Ciszewska 1932) nie różnią się od stanowisk z okolic Krakowa. Wyraźniej wpływ warunków brakicznych widać natomiast w zespołach mięczaków opisywanych z kilku stanowisk tego rejonu (Skoczylas-Ciszewska 1932, Krach 1939, Alexandrowicz & Krach 1963). Na podstawie powyższych danych wy-

razić można pogląd, że w obrębie omawianej zatoki dość znaczny był jednak wpływ wód pełnomorskich, co szczególnie zaznaczyło się w rozwoju skałotoczy. Być może, wody te dostawały się także inną drogą, niż to sugeruje S. Alexandrowicz (1963, 1964b), a mianowicie poprzez Żarki, okolice Brodeł lub Czernichowa, od strony Tyńca, Bodzowa i najbliższych okolic Krakowa.

W porównaniu do rozważonych centralnych, południowych i zachodnich części Wyżyny Krakowskiej, nieco inaczej przedstawia się sytuacja w północno-wschodniej części Wyżyny, gdzie transgresja przyszła na obszar zbudowany zasadniczo z margli kredowych. Morfologia była tutaj daleko łagodniejsza, panował inny układ warunków hydrodynamicznych, a do zbiornika dostawał się, prócz drobnego detrytusu margli kredowych (Bukowy 1956) i wypłukanych otwornic kredowych (Alexandrowicz 1958), głównie allochtoniczny materiał piaszczysty, przyniesiony gdzieś z bardziej odległych obszarów. W tych warunkach nie wykształcały się typowe utwory litoralne, brak było skałotoczy, i szybko rozpoczęła się sedimentacja płasków heterosteginowych o dużym rozprzestrzenieniu geograficznym, ale w kierunku oddalającym od Wyżyny Krakowskiej, sięgając aż po obszar miechowski (region południowy w ujęciu Kracha 1947).

Uwzględniając postępującą na wierzchołkach erozję i stopniowe zapełnianie przez osady dolnego opolu obszarów zanurzonych, sądzić należy, że w tym czasie na obszarze Wyżyny Krakowskiej zaznaczały się większe różnice hipsometryczne, niż to ma miejsce obecnie. Pozostawilibyśmy tu w zgodzie z poglądem oczywistym już dla S. Zaręcznego (1894). Wydaje się, że obszary w tym czasie zanurzone odznaczały się gwałtowną cyrkulacją wód i dużą zmiennością warunków hydrodynamicznych, co tłumaczy zarówno różnorodność utworów litoralnych, większą lub mniejszą autochtoniczność ich elementów składowych oraz materiału ławic ostrygowych (por. także Krach 1960), jak również gwałtowność akumulacji umożliwiającą w ogóle zachowanie wszelkich utworów litoralnych (por. także Dżułyński 1950, Radwański 1959).

Z obserwacji utworów litoralnych wynika wniosek, że w czasie postępującej transgresji mogły zachować się bądź przybrzeżne rumowiska i głazowiska (obszar Chełmka — Libiąża), bądź też wyraźne powierzchnie abrazyjne z materiałem pokrywającym. Powierzchnie o urozmaiconej morfologii, pełne rozpadlin i uwieczonych głazów oraz pokryte mniej zniszczonym materiałem ostrygowym (Zwierzyniec) odpowiadają bardziej żywiołowemu okresowi abrazji i szybkiemu pogrzebaniu ich w osadzie. Powierzchnie o większej jednostajności, czy też wygładzeniu, pozbawione materiału głazowego i pokryte drobnodetrytycznym materiałem ostrygowym (Przegorzały, Bodzów), odpowiadają bardziej zaawansowanej abrazji, wyrównującej wybrzeże i usuwającej grubo materiał detrytyczny. Różnice te spowodowane były najprawdopodobniej odmiennym rozkładem warunków hydrodynamicznych, nie zaś kolejnymi okre-

sami stopniowego wyrównywania morfologii w wyniku bardziej długotrwałej abrazji. Mogły być one natomiast częściowo wywołane różną odległością od linii maksymalnego zasięgu morza.

Osady postępującej transgresji dolnego opolu (wapienie ostrygowe i odpowiadające im w głębszych partiach iły; piaski heterosteginowe) nie wypełniły całkowicie zatopionych dolin, a morze najprawdopodobniej nie zalało wystających elementów zrębowych (vide fig. 9). Tłumaczy to fakt nieznaidowania nigdy dotąd jakichkolwiek osadów dolnego opolu na wierzchowinach walnych elementów zrębowych.

Zmiana warunków morfologicznych, hydrodynamicznych, sedymentacyjnych i tym samym warunków środowiskowych świata organicznego wyznacza granicę opolu dolnego z opolem górnym. Zmiana ta wywołana została przyczynami o bardzo szerokim zasięgu regionalnym, zaznaczającymi się równie wyraźnie i z identycznymi skutkami na obszarze miechowskim i świętokrzyskim. Próba wytłumaczenia tych przyczyn sygnalizowanych już przez S. Alexandrowicza (1959, 1964b) podana będzie w osobnej pracy.

Na obszarze Wyżyny Krakowskiej takie zmiany całokształtu warunków doprowadziły przede wszystkim do znacznego rozszerzenia zasięgu transgresji, osłabienia aktywności czynników hydrodynamicznych, ujednoczenia warunków facjalnych i rozpoczęcia sedymentacji grubego kompleksu ilastego, pozbawionego zróżnicowanego zespołu faunistycznego, tak charakterystycznego dla dolnego opolu. Odnosi się wrażenie, że Wyżyna Krakowska została szybko pogrążona w mętnych, nieco głębszych, aczkolwiek stale stosunkowo płytkich wodach, w których zaczęły osadzać się wielkie masy monotonnych iłów z *Pycnodonta cochlear*.

Rozszerzenie zasięgu wód morskich tego okresu (górnego opolu) widoczne jest w bezpośrednim ułożeniu iłów na podłożu, gdzie zmieniający się zasięg morza dolnego opolu nie docierał, w tym także na wapieniu środkowodnym. Morze przypuszczalnie pokryło większość obszarów zrębowych dotąd wynurzonych, umożliwiając sedymentację iłów na znacznych obszarach — oczywiście bardziej wydatną w zapadliskach, bądź innych przedtortońskich obniżeniach morfologicznych, zaś bardziej skąpą na elementach zrębowych, z czego zdawano zresztą już sobie sprawę od dawna (Zareczny 1894, Dżułyński 1953, Dżułyński et al. 1966). Najprawdopodobniej w wyniku tej sedymentacji doszło do silnego lub nawet całkowitego zlikwidowania różnic hipsometrycznych i pokrycia znacznej części Wyżyny Krakowskiej płaszczem osadów ilastych. Jak świadczy analiza późniejszej, pliocenско-czwartorzędowej sieci hydrograficznej Wyżyny Krakowskiej (Dżułyński et al. 1966), wypełniony został całkowicie nawet taki element zapadliskowy, jak rów krzeszowicki, który odgrzebany został dopiero u schyłku pliocenu lub nawet we wczesnym plejstocenie.

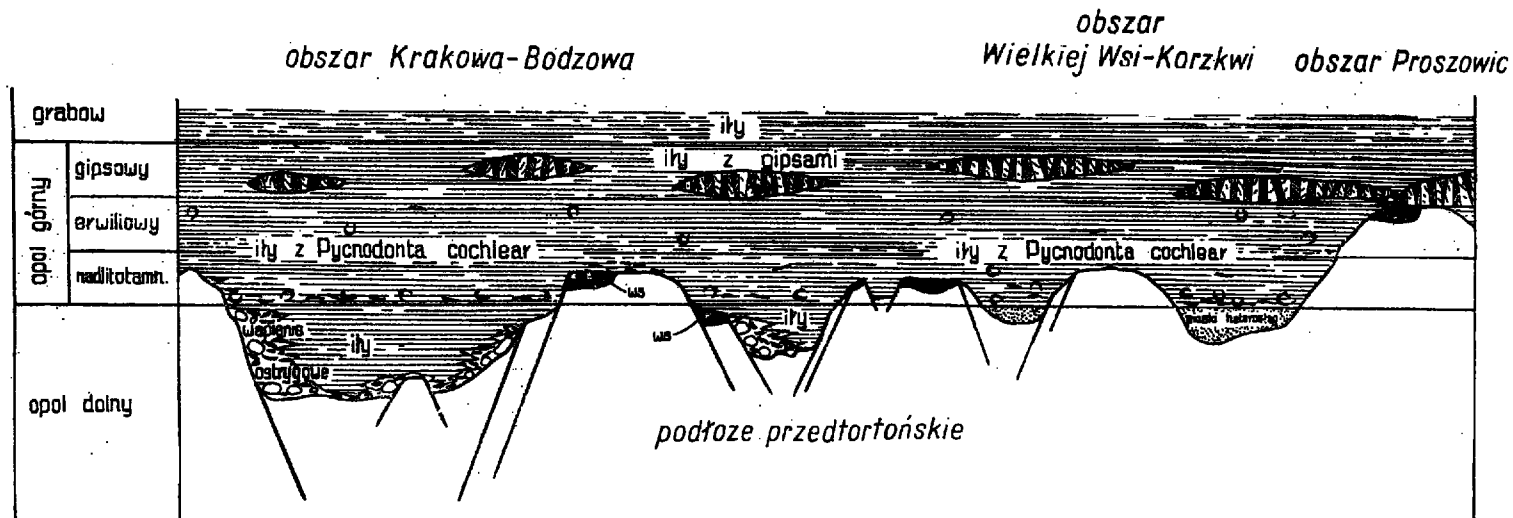


Fig. 9

Diagram ilustrujący stosunek poszczególnych ogniw stratygraficznych tortonu do podłoża na obszarze Wyżyny Krakowskiej. Diagram nie uwzględnia stosunków miąższościowych (wynikających także z subsydencji basenu sedimentacyjnego) oraz stosunków batymetrycznych panujących w czasie sedimentacji poszczególnych ogniw. Oznaczenia: *ws* wapień słodkowodny (helwet lub starszy miocen). Zestawienie na podstawie danych bibliograficznych (Zaręczny 1894; Bolewski 1935a, b; Krach 1947, 1956, 1960, 1962; Bukowy 1956; Alexandrowicz 1958, 1960, 1962, 1964a) oraz własnych obserwacji autora

Diagram showing individual stratigraphical horizons of the Tortonian in relation to the substratum in the Cracow Upland. The same presentation as fig. 2; *ws* denotes freshwater limestone (Helvetian or older Miocene); based on references and personal investigations

Sedymentacja ilów górnego opolu nie objęła natomiast wszystkich obszarów na północno-wschodnich krańcach Wyżyny, być może bardziej wtedy wyniesionych i nawet nie zalanych w czasie początkowego etapu rozszerzania transgresji, gdyż w okolicach Proszowic iły rozwinięte są lokalnie (np. Posąda — Bolewski 1935a, b, Krach 1947, Ney 1966), a często (np. inne stanowiska w Posądzie, Piotrkowice k. Niegardowa) bezpośrednio na starszym podłożu leżą dopiero osady poziomu gipsowego (Michalski 1884, Czarnocki 1932, Bolewski 1935a, b). Również i w tym okresie widać zatem na północnych krańcach Wyżyny sytuację podobną bardziej do obszaru miechowskiego (por. Krach 1947)) niż do pozostałych części Wyżyny Krakowskiej. Różnica natomiast w wykształceniu rozważanych ogniw górnego opolu, zarówno z Wyżyny Krakowskiej jak i Miechowskiej, w stosunku do regionu świętokrzyskiego polegała na tym, że w regionie świętokrzyskim równowiekowa sedymentacja ilasta tamtejszego poziomu nadlitotamniowego (patrz paralelizacja podana przez Alexandrowicza, 1965) nie przekroczyła stref sedymentacji dolnego opolu i nie dostarczyła zatem znamion stosunku przekraczającego do osadów dolnoopolskich.

Na obszarach Wyżyny Krakowskiej i Miechowskiej musiało natomiast nastąpić jakieś regionalne obniżenie całego terenu, co umożliwiło wydatne rozszerzenie stref sedymentacji, uznawane niejednokrotnie za dowód nowej transgresji (np. Czarnocki 1935; Kowalewski 1958; Alexandrowicz 1958, 1962; Gradziński 1960). Zdaniem autora, ciągłość sedymentacji wapieni ostrygowych dolnego opolu z ilami opolu górnego (Zaręczny 1894, Liszka & Panow 1935, Alexandrowicz 1960, Gradziński 1960, Krach 1960) świadczy wymownie, że o nowej transgresji nie może być mowy. W świetle poprzednio przedstawionej dyskusji, nierealne okazują się także inne przesłanki, na których poglądy o takiej transgresji zostały ustalone. Wszystkie natomiast stosunki widoczne w profilach dają się wytłumaczyć przyjętym rozszerzeniem dotychczasowych stref sedymentacji, wskazującym na wystąpienie morza z istniejących poprzednio brzegów.

Postępująca sedymentacja ilów z *Pycnodonta cochlear* górnego opolu zachodziła zatem na pewnych obszarach w kontynuacji z osadami dolnego opolu (wapieniami ostrygowymi i odpowiadającymi im spagowymi ogniwami ilów), na innych zaś — na starszym podłożu, nie przykrytym morskimi osadami dolnego opolu. W tym ostatnim przypadku spagowe ogniwka ilów górnego opolu zawierają lokalnie drobny materiał detrytyczny lub nagromadzenia skorup *Pycnodonta cochlear*, będące nadzwyczaj mizernym odpowiednikiem chwilowych stref litoralnych (por. Zaręczny 1894; Panow 1935; Gradziński 1955; Bukowy 1956; Alexandrowicz 1958, 1960, 1962). Ta mizerność stref litoralnych silniej zaznaczających się tylko na północnym brzegu rowu krzeszowickiego (por. Bogacz

1967), a w pozostałych rejonach podkreślona brakiem struktur przypominających rozważane utwory litoralne dolnego opolu, była wynikiem osłabienia aktywności czynników hydrodynamicznych, czyli po prostu znacznej stagnacji wód, co uwidacznia się także w charakterze monotonych osadów ilastych i zawartej w niej skąpej fauny. Analogiczne stosunki panują zresztą w równowiekowych ogniwach (poziom nadlitotamniowy) na Wyżynie Miechowskiej (por. Krach 1947) oraz w Górach Świętokrzyskich. Nie mogą one zatem być dowodem braku zróżnicowania morfologicznego Wyżyny Krakowskiej w tym czasie, jak to sądził R. Gradziński (1962; patrz poprzednia dyskusja w sprawie wieku tektoniki). Faktem jest natomiast, że niejednokrotnie rozważane osady górnego opolu leżą na niżej leżących osadach dolnoopolskich, zarówno w Górach Świętokrzyskich jak i na Wyżynie Krakowskiej (np. na piaskach heterosteginowych Wielkiej Wsi i Korzkwi — Bukowy 1956), bardzo ostrą granicą litologiczną. W przypadku stanowisk opisywanych przez S. Bukowego (1956) zaznacza się ona także obecnością drobnego żwiru nanieśionego niewątpliwie z lądu (margle kredowe i kwarc), podobnie jak w sąsiednich odsłonięciach, gdzie ły leżą na starszym podłożu; żwir ten zatem nie może świadczyć o transgresywnym rozmyciu piasków heterosteginowych, jak to S. Bukowy (op. cit., s. 62) interpretuje. Raptowność zmian warunków sedymentacji na tak dużych obszarach, podkreślona już przez S. Alexandrowicza (1958), a znacząca początek górnego opolu, jest natomiast cechą charakterystyczną tych wszystkich regionalnych przemian.

Sedymentacja ilów z *Pycnodonta cochlear* na Wyżynie Krakowskiej rozpoczęła, jak wynika z całej cytowanej literatury, długotrwały okres sedymentacji ilastej górnego opolu, obejmującej poziom nadlitotamniowy i erwiliowy (ten ostatni wykształcony nietypowo — por. Czarnocki 1935; Krach 1947, 1956, 1962; Bogacz 1967) i trwającej aż do poziomu gipsowego (fig. 9), w którym pokryte osadami zostały także obszary dotąd nie objęte sedymentacją (wspomniane stanowiska w okolicach Proszowic), podobnie jak to ma miejsce w niektórych rejonach na południowych stokach Gór Świętokrzyskich i na Wyżynie Miechowskiej. Ilasty charakter mają też stropowe partie profilu krakowskiego tortonu, reprezentujące już torton górny (poziom IIIA — Alexandrowicz 1962, 1964a) i kończące historię miocenu Wyżyny Krakowskiej.

PODSUMOWANIE

Przedstawiony powyżej obraz rozwoju transgresji miocenijskiej (tor-tońskiej) na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej, znaczącej swój początek wykształceniem utworów litoralnych i prowadzącej do powstania zbiornika morskiego, w którym sedymentacja kończyła się osa-

dami gipsowymi bądź gipsowo-ilastymi, wykazuje uderzające prawidłowości i konsekwentne zmiany w porównaniu do obszarów sąsiednich, przede wszystkim do południowych stoków Gór Świętokrzyskich. Konsekwentność tych zmian widać już pomiędzy Wyżyną Krakowską a Miechowską, gdzie północno-wschodnia część Wyżyny Krakowskiej posiada wykształcenie tortonu identyczne jak południowa część Wyżyny Miechowskiej. Wyraża się to obecnością piasków heterosteginowych dolnego opolu, rozszerzeniem stref sedymentacji ilów z *Pyncnodonta cochlear* opolu górnego i wyraźnym wykształceniem osadów gipsowych spoczywających niejednokrotnie na starszym, przedtortońskim podłożu (margle senonu). Północna część Wyżyny Miechowskiej wykazuje natomiast daleko idące analogie do południowych stoków Gór Świętokrzyskich; brak tutaj piasków heterosteginowych, a cały dolny opol reprezentowany jest przez bardzo zmienne osady, w znacznej części węglanowe, niejednokrotnie typu litotamniowego. Górny opol w ostatnich obszarach występuje w tych samych strefach, co opol dolny i nie wykazuje rozszerzenia obszarów sedymentacji. Tutaj także w bardziej typowej postaci wykształca się poziom erwiliowy, zaś sedymentacja gipsowa osiąga najpełniejszy rozwój. W przeciwieństwie do powyższego obrazu, centralna, południowa i zachodnia część Wyżyny Krakowskiej wykazuje tendencje odwrotne — fragmentaryczne wykształcenie całego dolnego opolu, znaczne rozszerzenie stref sedymentacji ilów opolu górnego, słabe i efemeryczne wykształcenie osadów erwiliowych i gipsowych.

Powyższe konsekwentne zmiany w wykształceniu osadów tortonu idą w parze z zaznaczaniem się przedtortońskiej rzeźby terenu w czasie postępującej sedymentacji w utworzonym zbiorniku morskim. W całej centralnej, południowej i zachodniej części Wyżyny Krakowskiej wpływ tej rzeźby widać tylko w czasie sedymentacji dolnego opolu. Później następuje raptowna zmiana warunków prowadząca do całkowitego zanurzenia obszaru w toni morskiej i stopniowego przykrywania grubym płaszczem osadów ilastych. Fragmentaryczne oddźwięki utworów litoralnych znaleźć można tylko w samym spągu ilów z *Pyncnodonta cochlear*, gdy gwałtowne zanurzenie obszaru spowodowało wystąpienie wód morskich z dotychczasowych stref i wkroczenie ich na obszary dotychczas lądowe. W tym okresie cały urzeźbiony obszar, objęty miejscami odnogami morza opolu dolnego, znalazł się znacznie poniżej zwierciadła wód i stał się podłożem szybko postępującej sedymentacji ilastej (vide fig. 9).

W północno-wschodniej części Wyżyny Krakowskiej analogiczne rozszerzenie stref sedymentacji ilów górnego opolu zaszło na wyraźnie mniejszą skalę. Sedymentacja ilów z *Pyncnodonta cochlear* obejmowała stopniowo wyższe formy morfologiczne, być może zresztą nie wystające ponad zwierciadło wody, w wyniku czego na przedtortońskim podłożu spoczywają bezpośrednio dopiero wyższe ogniwa tych ilów bądź też osady gipsowe (Michalski 1884, Czarnocki 1932, Boléwski 1935a, b, Krach

1947, Ney 1966). Podobne stosunki panują także w południowej części Wyżyny Miechowskiej (por. fig. 2 oraz 9), gdzie nawet sedymentacja gipsów nie pokryła całkowicie starszych form morfologicznych (Krach 1947; vide także fig. 2). Zróżnicowana rzeźba podłoża na całym obszarze Wyżyny Miechowskiej, rozpoznana już przez A. Michalskiego (1884), uwidacznia się przez cały czas sedymentacji tortońskiej (fig. 2), jakkolwiek niewątpliwie zaznacza się ona dłużej w części południowej Wyżyny. W części północnej, stanowiącej obszar Zatoki Trzonowsko-Małoszowskiej, sedymentacja dolnego opolu wypełniła większość starszych zagłębień terenu, tak że sedymentacja opolu górnego ma już charakter bardziej ujednolicony (fig. 2). Spowodowane to było zapewne różnym stopniem przedtortońskiego rozcięcia obszaru Wyżyny, na której strefa trzonowsko-małoszowska stanowiła już przed transgresją tortońską większe obniżenie, posiadające szereg mniejszych, drugorzędnych deniwelacji. Podobne stosunki panują na stokach Gór Świętokrzyskich, gdzie np. szeroka Zatoka Korytnicka również posiadała na swym obszarze liczne drobniejsze elementy morfologiczne. I w tym przedmiocie zatem widać duże analogie pomiędzy północną częścią Wyżyny Miechowskiej a południowymi stokami Gór Świętokrzyskich.

Obszar świętokrzyski wykazujący bardzo urozmaicone wykształcenie tortonu, zwłaszcza swojej najniższej części — opolu dolnego, a także zróżnicowaną budowę jego podłoża, wykazuje też jednak w pewnych regionach analogie do południowej części Wyżyny Miechowskiej. Także i tutaj bowiem gdzieś tam dopiero osady górnego opolu spoczywają bezpośrednio na przedtortońskim podłożu. Ma to miejsce zwłaszcza w rejonie Buska, Stopnicy i Wiślicy, gdzie niejednokrotnie sedymentacja tortońska zaczyna się dopiero gipsami, które mogły nawet nie pokrywać całkowicie wierzchołków zatopionych wzgórz (np. Góra Owczarska k. Buska — vide Czarnocki 1939). Dokładniejsze przedstawienie tych ostatnich zagadnień przekracza jednak ramy niniejszej pracy.

Obecność przedtortońskiej morfologii, zaznaczającej się miejscami do czasów dzisiejszych, jest cechą charakterystyczną wszystkich omawianych obszarów. Na Wyżynie Miechowskiej obecność jej znana jest od dawna (Michalski 1884, Krach 1947), podobnie jak w północnej części Wyżyny Krakowskiej (Michalski 1884, Czarnocki 1932, Bolewski 1935a, b). Na obszarze południowych stoków Gór Świętokrzyskich zagadnienie to u dawniejszych autorów było wzmiankowane tylko marginesowo (np. Friedberg 1928, 1931; Kowalewski 1930, 1958; Czarnocki 1935, 1939). Pełniejszej dokumentacji faktów dostarczyły badania autora (Radwański 1964, 1965a, 1967), w wyniku których nie ulega wątpliwości fakt bardzo zróżnicowanej rzeźby przedtortońskiej i wykorzystania przez transgresję tortońską (dolnoopolską) szerokich obniżeń dolinnych (vide Radwański 1967). W świetle powyższych faktów obecność postulowa-

nej w niniejszej pracy przedtortońskiej rzeźby na całym obszarze Wyżyny Krakowskiej nabiera dużego prawdopodobieństwa i zdaje się znajdować swoje uzasadnienie także w szerszej, paleogeograficznie uzasadnionej motywacji. Nie wydaje się bowiem rzeczą prawdopodobną, aby ten ostatni obszar zachował się w czasach poprzedzających transgresję tortońską inaczej niż rozważane obszary sąsiednie. Mało prawdopodobne jest, aby Wyżyna Krakowska wchodząca w skład większego obszaru wyżyn Polski Środkowej, odznaczającego się w regionie świętokrzyskim, miechowskim a nawet proszowickim intensywną rzeźbą krajobrazu, mogła stanowić w momencie transgresji tortońskiej (dolnoopolskiej) obszar mniej więcej wyrównany, stanowiący jakieś wyżynne plateau, jak to wynika z argumentacji R. Gradzińskiego (1962), bądź też ogólnych założeń K. Bogacza (1967). Istnienie wyraźnej przedtortońskiej rzeźby całej Wyżyny Krakowskiej, aczkolwiek w znacznej części uwarunkowanej zjawiskami tektoniki nieciągłej, mieści się natomiast konsekwentnie w obrazie rozwoju rzeźby innych obszarów wyżynnych Polski Środkowej.

Zagadnienie przedtortońskiej rzeźby Wyżyny Krakowskiej jest jedynym, w którym pogląd autora odbiega diametralnie od przyjmowanych w literaturze lat ostatnich (Gradziński 1962, Bogacz 1967). Pogląd o obecności takiej rzeźby i zaznaczaniu się jej w morfologii dzisiejszej, znajduje jednak swoje uzasadnienie w przedstawionym materiale analitycznym. Ogólny obraz na tej podstawie uzyskany nie jest natomiast czymś zupełnie nowym, gdyż zbliża się bardzo do przedstawionych dawniej przez S. Zarecznego (1894) i S. Dżułyńskiego (1953).

Z drugiej strony, ogólny obraz rozwoju transgresji tortońskiej i utworzonego w jej wyniku zbiornika morskiego, przedstawiony w niniejszej pracy, wydaje się konsekwentnie tłumaczyć szereg faktów będących dotychczas przedmiotem bardzo rozbieżnych interpretacji, a obejmujących tak istotne zagadnienia jak ilość transgresji, ich wiek, wykształcenie poszczególnych ogniw litologicznych i ich paralelizację z obszarami sąsiednimi. Zważywszy, że obraz ten uzyskany został na podstawie analizy utworów litoralnych, które nie były dotychczas dokładniej rozpatrywane, traktować go można jako rezultat zastosowania odmiennej metodologii w badaniach polskiego miocenu. Obraz ten zdaje się tłumaczyć wszystkie dokonane przez autora obserwacje i znane dotychczas w literaturze fakty, co może przemawiać za jego realnością. Nie można jednak wykluczyć możliwości, że z chwilą uzyskania nowych danych niektóre poglądy wyrażone w niniejszej pracy będą wymagały mniejszej lub większej rewizji.

Jak powyżej zasygnalizowano, przy porównywaniu obszarów Wyżyny Krakowskiej, Miechowskiej i południowych stoków Gór Świętokrzyskich prześledzić można konsekwentne następstwa nie tylko w budowie podłoża tortonu, zaznaczania się starszej rzeźby podczas sedymen-

tacji w kolejnych ogniwach stratygraficznych, lecz także w wykształceniu poszczególnych osadów. Niektóre z nich ograniczają się tylko do rozważanych obszarów Wyżyny Krakowskiej i Miechowskiej, jak np. bardzo urozmaicona sedymentacja opolu dolnego, prowadząca się w szeregu rejonach do obecności tylko jednego ogniwia litologicznego (wapienie ostrzygowe, piaski heterosteginowe), co podważa zasadność wydzielenia na tych obszarach dwóch poziomów stratygraficznych. Inne z kolei prawidłowości prześledzić można aż po południowe stoki Gór Świętokrzyskich, jak np. coraz bardziej typowe wykształcanie się poziomu erwiliowego i coraz obfitsza sedymentacja gipsowa. Ostatnia prawidłowość zdaje się zresztą wskazywać na istnienie jakiejś zależności pomiędzy wykształceniem się osadów erwiliowych a gipsowych, co może zezwolić na znalezienie związku przyczynowego pomiędzy nimi. Szersze omówienie tych zależności, podobnie jak wskazanie przyczyn pozostałych rozważanych prawidłowości regionalnych, możliwe będzie jednak dopiero po szczegółowej analizie stosunków panujących w tortonie (zwłaszcza w tortonie dolnym, opolu) południowych stoków Gór Świętokrzyskich, którą autor przedstawi w osobnej publikacji.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w sierpniu 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S. 1958. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-kraakowskiego (Outline of microfaunistic stratigraphy of the Silesian-Cracovian Miocene). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 1. Warszawa.
- 1960. Budowa geologiczna okolic Tyńca (Geological structure of the vicinity of Tyniec, Cracow region). — *Biul. I. G.* (Bull. Inst. Géol. Pol.) 152. Warszawa.
- 1961. Poziomy mikrofaunistyczne dolnego tortonu w okolicach Miechowa i Działoszyce. — *Spraw. Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie, lipiec-grudzień 1961.* Kraków.
- 1962. Zarys stratygrafii miocenu okolic Krakowa. — *Ibidem, lipiec-grudzień 1962.*
- 1963. Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim (Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian Basin). — *Prace I. G.* (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 39. Warszawa.
- 1964a. Stratygrafia mikropaleontologiczna ilów miocenijskich na obszarze Krakowa. — *Spraw. Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie, lipiec-grudzień 1964.* Kraków.
- 1964b. Przejawy tektoniki miocenijskiej w Zagłębiu Górnośląskim (Miocene tectonics in the Upper Silesian Basin). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 2. Warszawa.
- 1965. Das stratigraphische Profil des Untertorton in Działoszyce und sein Verhältnis zur Aufteilung des Miozäns im Wiener Becken. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13, no. 1. Varsovie.

- ALEXANDROWICZ S. & KRACH W. 1963. Dolny torton w Przeciszowie koło Oświęcimia (*Le Tortonien inférieur à Przeciszów près d'Oświęcim*). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 33, z. 4. Kraków.
- BIEDA F. 1931. Przyczynek do znajomości wąsonogów (*Cirripedia*) miocenu polskiego (*Contribution à la connaissance des Cirripèdes du Miocène de la Pologne*). — *Ibidem*, t. 7.
- BOGACZ K. 1959. New data on the geological structure of the Krzeszowice graben. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr.*, vol. 7, no. 3. Varsovie.
- 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego (*The geological structure of the northern border of the Krzeszowice graben*). — *Prace Geol. PAN, Oddz. w Krakowie (Geol. Transact.)*, nr 41. Kraków.
- BOLEWSKI A. 1935a. Sprawozdanie z badań złoża siarki w Posądzu, wykonanych w roku 1934 (*C.-R. des recherches sur le gisement de soufre à Posądz, exécutées en 1934*). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 42. Warszawa.
- 1935b. O złożu siarki w Posądzu (*Über das Schwefellager in Posądz*). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 8, z. 3. Warszawa.
- BUKOWY S. 1956. Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią (*Geology of the area between Cracow and Korzkiew*). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 108. Warszawa.
- CZARNOCKI J. 1932. Badania geologiczne w okolicy Proszowice (*Recherches géologiques dans la région de Proszowice*). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 32. Warszawa.
- 1933a. Helwet w okolicach Krakowa (*Helvétien des environs de Cracovie*). — *Ibidem*, nr 35.
- 1933b. Przewodnie rysy stratygrafii i paleogeografii miocenu w południowej Polsce (*Traits fondamentaux de la stratigraphie et de la paléogéographie du Miocène de la Pologne méridionale*). — *Ibidem*, nr 36.
- 1935. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu (*Die wichtigsten stratigraphischen und paläogeographischen Probleme des polnischen Tortons*). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 8, z. 2. Warszawa.
- 1939. Poszukiwania ropy naftowej w okolicach Wójczy i na obszarach sąsiednich po obu stronach Wisły w r. 1929—31. — *Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 18. Warszawa.
- DOKTOROWICZ-HRIBNICKI S. 1954. Anksuze: Katowice, Chrzanów, Oświęcim, Alwernia (*Mapa geologiczna górnośląskiego zagłębia węglowego*). Warszawa.
- DZUŁYŃSKI S. 1950. Sposzczenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic (*Littoral deposits of the Middle Jurassic south of Krzeszowice*). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 19, z. 2. Kraków.
- 1953. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej (*Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland*). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 3, no. 3. Warszawa.
- DZUŁYŃSKI S. & ZABIŃSKI W. 1954. Ciemne wapienie w jurze krakowskiej (*Dark limestones in the Cracovian Jurassic sediments*). — *Ibidem*, vol. 4, no. 1.
- DZUŁYŃSKI S., HENKIEL A., KLIMEK K. & POKORNY J. 1966. Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej (*The development of valleys in the southern part of the Cracow Upland*). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 36, z. 4. Kraków.
- FRIEDBERG W. 1907. Młodszy miocen Galicji zachodniej i jego fauna. — *Spraw. Komis. Fizjogr. A. U.*, t. 40. Kraków.
- 1912. Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski.

- Część II (Miocän in Europa und die jetzigen Versuche der Einteilung des Miocäns von Polen, Teil II). — Kosmos, nr 4—6. Lwów.
- 1928. Studia nad formacją mioceńską Polski. Część IV (Études sur le Miocène de la Pologne, Partie IV). — Kosmos A, t. 53, z. 2/3. Lwów.
- 1931. Uwagi nad nowszymi próbami podziału naszego miocenu (Bemerkungen über neue Versuche der Stratigraphie des Miocäns von Polen). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 7. Kraków.
- 1933. Przyczyńki do znajomości miocenu Polski. Część I, II (Beiträge zur Kenntniss des Miocäns von Polen, I, II Teil). — Ibidem, t. 9.
- 1934, 1936. Mięczaki mioceńskie ziem polskich (Mollusca miocaenica Poloniae), część II — Małże, z. 1—2 (pars II — Lamellibranchiata, fasc. 1—2). Kraków.
- GRADZIŃSKI R. 1955. Przyczyńki do znajomości miocenu okolic Krakowa (Contributions to the knowledge of the Tertiary from the Cracow area). — Acta Geol. Pol., vol. 5, no. 1. Warszawa.
- 1960. Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Warszawa.
- 1962. Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Origin and development of subterranean Karst in the southern part of the Cracow Upland). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 32, z. 4. Kraków.
- 1963. Sedymentacja wapieni słodkowodnych w okolicach Krakowa. — Spraw. Pos. Komis. PAN, Oddz. w Krakowie, styczeń—czerwiec 1963. Kraków.
- KOWALEWSKI K. 1930. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich (Stratigraphie du Miocène des environs de Korytnica en comparaison avec le Tertiaire des autres territoires du Massif de Ste-Croix). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 6, z. 1. Warszawa.
- 1958. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Miocene stratigraphy of Southern Poland with special attention paid to the southern margin of the Święty Krzyż Mountains). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 1. Warszawa.
- KRACH W. 1936. Miocen z okolic Książa Wielkiego (Das Miocän der Umgebung von Książ Wielki). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 12. Kraków.
- 1939. Badania nad miocenem śląsko-krakowskim (Études sur le Miocène silésien et cracovien). — Prace Geol. Śląskie, nr 7. Kraków.
- 1947. Miocen okolic Miechowa (Miocene of the neighbourhood of Miechów, Central Poland). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 43. Warszawa.
- 1956. Materiały do znajomości miocenu Polski. Część I (Matériaux pour la connaissance du Miocène de Pologne, I partie). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 25, z. 2. Kraków.
- 1960. Materiały do znajomości miocenu Polski. Część II (Matériaux pour la connaissance du Miocène de Pologne, II partie). — Ibidem, t. 30, z. 2.
- 1962. Zarys stratygrafii miocenu Polski Południowej (Esquisse de la stratigraphie du Miocène de la Pologne méridionale). — Ibidem, t. 32, z. 4.
- KUŹNIAR W. & ZIELECHOWSKI W. 1927. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. — Przegląd Gór.-Hutn., t. 19. Dąbrowa Górnicza.
- LISZKA S. & PANOW E. 1935. Nowe stanowisko wapienia ostrygowego w Tyncu koło Krakowa (Sur un nouvel affleurement des calcaires à hûîtres à Tyniec près de Cracovie). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 11. Kraków.
- MAŁECKI J. 1952. Mszywioły piasków heterosteginowych na obszarze krakowsko-miechowskim (Les Bryozoaires des sables à Hétérostegines aux environs de Cracovie et Miechów). — Ibidem, t. 21, z. 2.

- MICHALSKI A. 1884. Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej gubernii Kieleckiej. Pam. Fizyogr., t. 4. Warszawa.
- NEY R. 1966. Uwagi w sprawie warstw baranowskich w tortonie przedpola Karpat (Remarques concernant les couches de Baranów dans le Tortonien de l'avant-pays des Carpathes). — Zesz. Nauk. AGH, nr 123, Geologia nr 7. Kraków.
- PANOW E. 1935. W sprawie wieku miocenijskiego wapieni ostrygowych z okolic Krakowa (Sur l'âge des calcaires à Ostrea des environs de Cracovie). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 11. Kraków.
- RADWAŃSKI A. 1959. Struktury litoralne w lasie w Dolince Smytniej (Littoral structures, cliff, clastic dikes and veins, and borings of Potamilla, in the high-tatric Lias). — Acta Geol. Pol., vol. 9, no. 2. Warszawa.
- 1964. Boring animals in Miocene littoral environments of Southern Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 12, no. 1. Varsovie.
- 1955a. Additional notes on Miocene littoral structures of Southern Poland. — Ibidem, vol. 13, no. 2.
- 1965b. Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitycznych (Pitting processes in clastic and oolitic sediments). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 35, z. 2. Kraków.
- 1967. Problematyka miocenijskich struktur litoralnych na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (Problems of Miocene littoral structures on the southern slopes of the Holy Cross Mts., Central Poland). — Ibidem, t. 37, z. 2.
- RICHTER R. 1928. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. — Palaeont. Z., Bd. 9. Berlin.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961. Arkusz Miechów (Region świętokrzyski. Materiały do przeglądowej mapy geologicznej Polski, wydanie B zaktualizowane). Warszawa.
- SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K. 1932. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1931 nad fauną i wykształceniem miocenu na wsch. od Przemszy, między Oświęcimiem a Libiążem (Compte-rendu des recherches faites en 1931 sur la faune et le faciès du Miocène à l'E de la Przemsza, entre Oświęcim et Libiąż). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 33. Warszawa.
- VOIGT E. 1965. Über parasitische Polychaeten in Kreide-Außern sowie einige andere in Muschelschalen bohrende Würmer. — Paläont. Z., Bd. 39, H. 3/4. Stuttgart.
- WILK Z. 1958. Z badań nad tektoniką wzgórz libiążskich (Investigations on the tectonics of the Libiąż Hills, Upper Silesia). — Zesz. Nauk. AGH, nr 15, Geologia nr 2. Kraków.
- ZARĘCZNY S. 1894. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu trzeciego. Wydawn. Komis. Fizyogr. A. U. Kraków.

A. RADWAŃSKI

LOWER TORTONIAN TRANSGRESSION ONTO THE MIECHÓW AND CRACOW UPLANDS

(Summary)

ABSTRACT: The problems are presented of the Lower Tortonian (Opollan substage) littoral structures in the Miechów and Cracow Uplands of southern Poland. Particular littoral structures are described giving i.a. detailed characteristics of various lithophags. The impor-

tance is pointed out of these structures for the reconstruction of pre-Tortonian morphology and for the palaeogeography of the Tortonian transgression onto the Miechów and Cracow Uplands. The development of the marine basin which resulted from this transgression in both areas is presented.

The present work is a summing up of the writer's investigations of the Tortonian transgressive deposits of the Miechów and Cracow Uplands in southern Poland. The starting point of these researches was an analysis of various littoral structures of the Tortonian sea and a study of the conditions of their development. On that basis an attempt was made to reconstruct the pattern of the Tortonian transgression, the environmental conditions of individual lithostratigraphical members and their relation to the substratum. It was found that the Tortonian transgression overflowed an area of a diversified morphology, primarily invading valley depressions and then covering the denivelations by sediments. Various littoral structures had formed during the first phase of the transgression, mainly abrasion surfaces (figs. 3—6; pls. II, III, VI—VIII), cliff rubbles (figs. 3, 5, 7) and cliff conglomerates (fig. 8; pl. IX). Most of these structures are densely bored by various lithophags belonging to sponges, polychaetes and pelecypods. The characteristics and the taxonomic discussion of their borings have previously been presented (Radwański 1964, 1965a).

The particular localities where the Tortonian littoral structures crop out are distributed all over the area of both Uplands. The most typical ones were described in earlier papers (Radwański 1964, 1965a). Others, a part of which is only fragmentarily preserved, show similar features. In the present paper which is regional in character, these localities are described in the Polish text in connection with the data so far obtained and with the various interpretations concerning the development of the Tortonian in this area. For readers abroad the phenomenological aspect of the littoral structures, illustrated by figs. 1, 3—8 and pls. I—X, may be the most interesting one. The most important occurrence of the Tortonian littoral structures in the Miechów Upland is that at Małoszów (cf. fig. 1, pl. I, and description by Radwański 1965a). Analogically, the best outcrop of such structures in the Cracow Upland is that of Zwierzyniec, within the area of the Cracow city (cf. figs. 3—5, pls. II—V, and description by Radwański 1964), also of Bodzów (cf. fig. 6, pls. VI—VIII, and description by Radwański 1965a) and of Chełmek (cf. fig. 8; pl. IX; pl. X, fig. 1; and description by Radwański 1965a). Out of other localities attention may be paid to the occurrence of cliff rubbles around small, rocky hills at Żarki near Libiąż, which are the relics of rocky islands that stretched along the Libiąż Hills during the Tortonian transgression (cf. fig. 7). The lithophag assemblages, i.e. lithophocoenoses (Radwański 1964), which occur in particular localities of the Tortonian littoral structures are mentioned in the Polish text, in the order of frequency of the individual species of these animals.

Pre-Tortonian morphology of the investigated areas allowed the development of the littoral structures during the first phases of the Tortonian transgression. This morphology had also affected the development of the individual stratigraphical links in the lower members of the Lower Tortonian (= Opolian substage in the Polish Miocene stratigraphical scheme — cf. Krach 1962, Alexandrowicz 1965), more accurately in the Lower Opolian horizon (cf. figs. 2 and 9). Later on, at the beginning of the Upper Opolian, owing to major regional changes in land and sea configuration and to the general lowering of the area, a monotonous argillaceous sedimentation started there. It ended in the Miechów Upland in the development of gypsum deposits (fig. 2), whereas, in the Cracow Upland, gypsum deposits are less distinctly developed (fig. 9) and sedimentation lasted till the lowermost members of the Upper Tortonian (= Grabovian substage in the Polish stratigraphical sche-

me — cf. Krach 1962, Alexandrowicz 1965). Hence the Tortonian deposits in the Miechów Upland comprise one full sedimentary cycle from the littoral structures of the lowermost Tortonian up to the gypsum deposits of the uppermost Lower Tortonian. In the Cracow Upland this cycle lasted slightly longer and the gypsum deposits do not so distinctly terminate the Tortonian series. An explanation of these regional differences and a comparison of the discussed areas with the southern slopes of the Holy Cross Mts. in central Poland, which were the northern shores of the marine basin under investigation, will be the subject of a separate paper.

The expansion of the Upper Opolian sedimentation resulting from the lowering of the whole area caused deposition in places so far intact by the sea or in places emerging as islands. Hence, in many places, but Upper Opolian sediments rest directly on the older substratum (figs. 2 and 9). The accumulating sediments covered higher and higher parts of the inundated areas, where the successive stratigraphical horizons rest directly on the older substratum. Thus, in the northern part of the Cracow Upland, the gypsum deposits rest locally on the substratum (fig. 9). The situation is similar in the Miechów Upland where, in places, the gypsum deposits did not cover the highest parts of the hills (fig. 2). Hence, the latter were not inundated during that time (Krach 1947).

The pre-Tortonian morphological surfaces, remodelled by Tortonian abrasion, are even now observable in some places in the morphology of the hills (cf. fig. 8 and pls. II, VI, VIII). On the basis of that morphology, and by tracing the relation of the Tortonian deposits to the substratum, the course of the marine seashores can be reconstructed over some parts of the area. It may be stated that many today's morphological features have persisted from the time preceding the Tortonian transgression. The pre-Tortonian morphological features have been preserved until now thanks to the covering by the Tortonian deposits and to subsequent erosion, which still continues to uncover the older part of the landscape from under a weak Tortonian cover. A similar situation is observable on the southern slopes of the Holy Cross Mts. (Radwański 1964, 1965a, 1967). During the Tortonian transgression the latter area exhibited seashores of a typical Dalmatian character (Radwański 1967).

All the littoral structures dealt with in the present paper are connected with the Lower Opolian deposits and such is the age of the transgression, with which the development of these structures is connected. Contrary to the opinions of various authors, it was the only transgression onto the discussed Uplands during the Tortonian. It caused the development of the basin and of various successive deposits (figs. 2 and 9), which comprise the whole history of the marine Miocene in the Miechów and Cracow Uplands.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, August 1967*

OBJASNIENIA DO PLANSZ I—X

DESCRIPTION OF PLATES I—X

PL. I

- 1 — Ogólny widok odsłonięcia (Diabli Dół) w Małoszowie k. Książa Wielkiego. Utwory litoralne w postaci głazów pociętych przez skałotocze występują w najniższej części profilu piaszczystych margli dolnego tortonu (dolnego opolu) — por. fig. 1 w tekście.

General view of outcrop in Diabli Dół („Devil's ravine”) at Małoszów near Książ Wielki. Littoral structures — boulders bored by lithophags — occur at bottom of Lower Tortonian (Lower Opolian) sandy marls (comp. fig. 1 in the text).

- 2 — Senoński jeżowiec, jakiś echinokorys, wydarty z podłoża (margle senonu) przez tortońską abrazję i spoczywający w spągu piaszczystych margli Diabiego Dołu w Małoszowie. Widoczne wydrążenia tortońskich skałotoczy — wieloszczetów *Polydora ciliata* (Johnston) i małżów *Gastrochaena* sp., przecinających skorupę jeżowca i jej senońskie wypełnienie (ośródkę). Nieco zmniejszone.

Senonian echinoid, an echinocorys, torn out of the substratum (Senonian marls) by Tortonian abrasion, bored by lithophags and deposited at bottom of Tortonian marls at Małoszów. Borings of Tortonian lithophags — polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston) and pelecypods *Gastrochaena* sp. cut the shell and Senonian infilling (core), Sl. red.

- 3 — Wydrążenie małża *Jouannetia semicaudata* (des Moulins) z zachowaną ośródką muszli. Szyjka bez osłonki syfonalnej, wypełniona detrytycznym marglem tortońskim. Wydrążenie w głazie margli senońskich z Diabiego Dołu w Małoszowie. W. n.

Boring of pelecypod *Jouannetia semicaudata* (des Moulins) in a boulder of Senonian marls at Małoszów. Core of shell preserved in the boring; the neck without siphonal lining, filled with detrital marl. Nat. size.

- 4 — Wydrążenie małża *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) z zachowaną ośródką muszli. Widoczna bardzo gruba osłonka syfonalna, stopniowo się nawarstwiająca i wyścielająca szyjkę wydrążenia. Wydrążenie w głazie margli senońskich z Diabiego Dołu w Małoszowie. W. n.

Boring of pelecypod *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) in a boulder of Senonian marls at Małoszów. Core of shell preserved in the boring; thick siphonal lining, with growth lamellae visible in the neck. Nat. size.

PL. III

Ogólny widok odsłonięcia struktur abrazyjnych i osadów litoralnych (wapień ostrygowy) wzdłuż koryta Wisły pod klasztorem Norbertanek na Zwierzyńcu w Krakowie. J_g górnojurajski wapień skalisty; M_w dolnotortoński (dolny opol) wapień ostrygowy. Linia kontaktu wyznacza dolnotortońską powierzchnię abrazyjną. Ponadto widoczne są fragmenty powierzchni abrazyjnej odsłaniające się spod darni na obszarze powierzchni wapienia skalistego nie przykrytego wapieniem ostrygowym. Fragmenty te, pocięte przez skałotocze, obwiedzione są czarną linią

General view of outcrop along the Vistula bed in Cracow-Zwierzyniec

J Upper Jurassic butty limestone, *M* Lower Tortonian (Lower Opollan) oyster limestone. The contact line shows the Lower Tortonian abrasion surface. Fragments of the same surface, but without oyster-limestone cover, also visible higher up the hill. These fragments, bored by lithophags, are framed in black

PL. III

Fragment powierzchni abrazyjnej ze Zwierzyńca, wykazujący drobne nierówności i nadzwyczaj gęsto drążony przez wieloszczety *Polydora ciliata* (Johnston). Ilość wydrążeń dochodzi do 15–20 na 1 cm². Widoczne także głęboko zabradowane, pojedyncze wydrążenia małżów *Lithophaga* sp. należące do jakiegoś starszego zespołu skąlotoczy; niektóre z nich wypełnione drobnym materiałem ostrygowym w. n.

Fragment of the Lower Tortonian abrasion surface from Cracow-Zwierzyniec, very densely bored by polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston), 15–20 borings per sq cm. Single borings of pelecypods *Lithophaga* sp., deeply abraded and partly filled with fine-detrital material of oyster shells also visible nat. size

PL. IV

Fig. 1

Fragment powierzchni abrazyjnej ze Zwierzyńca, drążony przez liczne małże *Lithophaga* sp., widziany „od spodu”. Aby ukazać kształt wydrążeń, usunięto częściowo podłoże (wapień skalisty), w którym małże drążyły. Wydrążenia *Lithophaga* sp. silnie zabradowane i wypełnione drobnodetrytycznym materiałem ostrygowym. Widoczny wyraźnie przebieg wydrążeń w różnych kierunkach od powierzchni abrazyjnej (górną brzeg figury) w. n.

Fragment of the abrasion surface from Cracow-Zwierzyniec, bored by numerous pelecypods *Lithophaga* sp., visible from its „downside”. Substratum (butty limestone) partly removed to show the shape of borings filled with oyster detritus. The borings strongly abraded, variously directed from the abrasion surface (upper margin of figure) nat. size

Fig. 2

Jeden z otoczków wapienia skalistego tkwiących w zagłębieniach i rozpadlinach powierzchni abrazyjnej na Zwierzyńcu. Otoczek stosunkowo mało ogładzony, drążony przez liczne wieloszczety *Polydora ciliata* (Johnston) i pojedyncze drobne małże (? małe okazy *Lithophaga* sp.) w. n.

A cobble of the butty limestone, lying in a broad cleft of the abrasion surface in Cracow-Zwierzyniec. The cobble faintly rounded, bored by numerous polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston) and single pelecypods (? small individuals of *Lithophaga* sp.) nat. size

PL. V

Fragment dużego zlepu pąkli, *Balanus tintinnabulum* (L.), z wapieni ostrygowych na Zwierzyńcu. Widoczne agregaty szeregu zrastających się osobników oraz obfity detrytus skorup. Okaz z kolekcji Katedry Paleontologii AGH w. n.

Fot. J. Małecki

Fragment of a big cluster of acorn barnacles *Balanus tintinnabulum* (L.) in oyster limestone, Cracow-Zwierzyniec. Specimen in the Collection of Palaeontological Department, High School of Mining and Metallurgy in Cracow nat. size

PL. VI

Fig. 1

Ogólny widok odsłonięcia dolnotortonńskich (dolnoopolskich) struktur abrazyjnych na południowym krańcu wsi Bodzów, na NW stokach Wzgórz Bodzowskich. Widoczna powierzchnia abrazyjna rozciągająca się po stoku wzgórza; jeden z fragmentów, wskazany młotkiem, pokazany jest w zbliżeniu na następnej figurze

General view of outcrop of the Lower Tortonian (Lower Opolian) abrasion surface on the NW slopes of the Bodzów Hills

Fig. 2

Zbliżenie fragmentu powierzchni abrazyjnej widocznej na fig. 1 (młotek w tym samym miejscu). Widoczne silnie zabradowane wydrążenia małżów — *Aspidopholas* sp. oraz *Lithophaga* sp.

Close-up view of a fragment of the abrasion surface from Bodzów (hammer placed as in fig. 1). Strongly abraded borings of *Aspidopholas* sp. and *Lithophaga* sp. visible

PL. VII

Fig. 1

Dalszy fragment powierzchni abrazyjnej w Bodzowie, przy południowym skraju domku ukazującego się na brzegu fig. 1 z pl. VI. Widoczne nachylenie powierzchni abrazyjnej zgodne z dzisiejszą powierzchnią wzgórza, oraz wyraźne nierówności powierzchni abrazyjnej (vide następna figura). Na lewo od fragmentu powierzchni abrazyjnej sypie rumosz grubodetrytycznego wapienia ostrygowego przykrywający niewielkimi płytami całą powierzchnię abrazyjną po stoku wzgórza — por. fig. 6 w tekście

Another part of the abrasion surface at Bodzów (near the end of the house visible in pl. VI, fig. 1). Left, a patch of coarse-detrital oyster limestone covering the abrasion surface on the slope of the hill (comp. fig. 6 in the text)

Fig. 2

Zbliżenie fragmentu powierzchni abrazyjnej z poprzedniej figury (młotek w tym samym miejscu). Widoczne głęboko zabradowane duże wydrążenia małżów (*Aspidopholas* sp. i *Lithophaga* sp.). Mniej wyraźnie widoczne są pojedyncze wydrążenia wieloszczetów *Polydora hoplura* (Claparède) i w drobnych zagłębieniach — gąbek *Citona celata* Grant.

Close-up view of the abrasion surface from the preceding figure (hammer in the same place), showing strongly abraded borings of pelecypods *Aspidopholas* sp. and *Lithophaga* sp. Also, single borings of polychaetes *Polydora hoplura* (Claparède), and in small crevices — of sponges *Citona celata* Grant.

PL. VIII

- 1 — Fragment powierzchni abrazyjnej z Bodzowa pocięty przez stosunkowo rzadko i nierównomiernie występujące wydrążenia dużych małżów (*Aspidopholas* sp. i *Lithophaga* sp.). Wydrążenia są przeważnie silnie zabradowane i wypełnione drobnodetrytycznym materiałem ostrygowym; w kilku z nich gnieździły się po okresie życia skałotoczy jakieś inne małże, których muszle widoczne są w zabradowanych przekrojach (w jednym z takich wydrążeń widoczne są trzy muszle tych małżów). W niektórych mniej zabradowanych wydrążeniach zachowały się ośrodki muszli drażących małżów. (górną brzeg zdjęcia — vide następną figurę). W. n.

Fragment of the abrasion surface from Bodzów bored by pelecypods *Aspidopholas* sp. and *Lithophaga* sp. Borings strongly abraded and filled with fine-detrital oyster material. In some borings other pelecypods dwelled after the life time of lithophags (their shells visible as sections); in one of the borings there are three such shells. In less strongly abraded borings there occur cores of lithophag shells (top of photo, see next figure). Nat. size.

- 2 — Fragment powierzchni z poprzedniej figury. Ujęcie z boku — widoczne ośrodki małżów *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) z lewej oraz *Lithophaga lithophaga* (L.) z prawej strony, zachowane w prawie nie zniszczonych przez abrazyję wydrążeniach (zabradowane zostały tylko ujścia i szyjki wydrążeń). W. n.

Fragment of same specimen, in side view. The cores of shells of *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) at left, and of *Lithophaga lithophaga* (L.) at right, preserved in the borings whose apertures and necks have been truncated by abrasion. Nat. size.

- 3 — Wydrążenie małża *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) w powierzchni abrazyjnej z Bodzowa. Ośrodek muszli usunięta, aby pokazać cementacyjną osłonę jednej ze skorup (prawej). W. n.

Boring of pelecypod *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) in the abrasion surface at Bodzów. The core of shell removed to show the cementing cover of valves (the right one is figured). Nat. size.

PL. IX

Wydrążenia skałotoczy w materiale glazowiska litoralnego dolnego tortonu (dolnego opolu) odsłaniającego się na zachodnim stoku wzgórza Skała w Chełmku

Borings of lithophags in psefific material of the Lower Tortonian (Lower Opolian) cliff conglomerates cropping out on the Skała hill at Chełmek

- 1 — Puste wydrążenie małża *Lithophaga* sp., z bardzo niewielką ilością drobnodetrytycznego materiału ostrygowego. Widoczna dobrze zachowana osłonka syfonalna. W. n.

Empty boring of pelecypod *Lithophaga* sp. with well preserved siphonal lining. Boring partly filled with fine-detrital oyster material. Nat. size.

- 2 — Dwa wydrążenia małżów *Gastrochaena* sp. z zachowanymi fragmentami muszli, silnie przylegającymi do ścianki wydrążeń. Od brzegu glazu widoczne drobne wydrążenia wieloszczetów *Polydora ciliata* (Johnston). W. n.

Two borings of pelecypods *Gastrochaena* sp.; fragments of shells strongly fixed to the wall of borings. Small borings of polychaetes *Polydora ciliata* (Johnston) penetrate from the edge of the boulder. Nat. size.

- 3 — Inne wydrążenie małża *Gastrochaena* sp., częściowo wypełnione drobnodetrytycznym materiałem ostrygowym. W. n.

Another boring of pelecypod *Gastrochaena* sp., partly filled with oyster detritus. Nat. size.

- 4 — Fragment skorupy małża *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) silnie przywartej do ścianki wydrążenia. W. n.

Fragment of shell (hinge part) of *Aspidopholas rugosa* (Brocchi) strongly fixed to wall of the boring. Nat. size.

- 5 — Widok „od spodu” wierzchniej partii głazu gęsto drażonego przez małże. Widoczne fragmenty muszli silnie przywarte do ścianek wydrążeń i przekryształizowane sekrecyjnym kalcytem. Większość wydrążeń jest pusta, niektóre są częściowo wypełnione drobnodetrytycznym materiałem ostrygowym. Dwa wydrążenia (prawy dolny brzeg figury) wypełnione całkowicie, co umożliwiło utworzenie wyraźnej ośrodkii (wystającej z okazu wraz z fragmentem muszli); jest to *Aspidopholas rugosa* (Brocchi). Pozostałe wydrążenia przeważnie również należą do tego gatunku, niektóre zaś do *Gastrochaena* sp. W. n.

„Downside” view of the superficial part of a boulder densely bored by lithophags. Fragments of shells strongly fixed to borings and cemented by secondary calcite. Most borings empty, some are partly filled with fine-detrital oyster material. Two borings (bottom, right) completely filled enabling the formation of core and preservation of shell *Aspidopholas rugosa* (Brocchi). Other borings belong mostly to the latter species, a few — to *Gastrochaena* sp. Nat. size.

PL. X

Fig. 1

Ogólny widok głazowiska dolnego tortonu (dolnego opołu) na zachodnim stoku wzgórza Skała w Chełmku. Głazowisko zaznacza się wyraźną wyniosłością opadającą zgodnie z powierzchnią stoku zbudowanego z marglistych dolomitów retu i rozmaitych wapieni dolnego wapienia muszlowego — por. fig. 8 w tekście. Zachodnia część głazowiska (po lewej stronie) zniszczona przez sztuczną eksploatację.

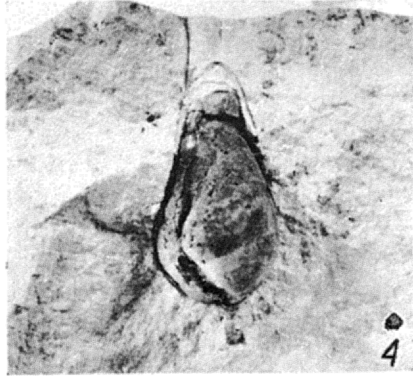
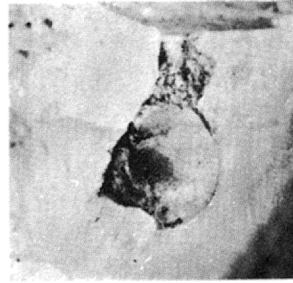
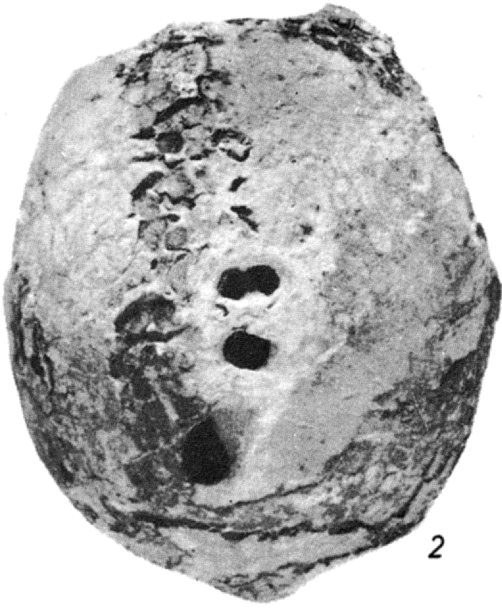
Wcięcie drogi (ulica Stroma) dochodzi do spągowej powierzchni głazowiska

Situation of Lower Tortonian (Lower Opolian) cliff conglomerates on the western slope of the Skała hill at Chełmek. A patch of the conglomerates spreads over the slope of the hill (comp. fig. 8 in the text); the road-cut reaches the bottom of cliff deposits. Western part, at left, destroyed by small quarry, now abandoned

Fig. 2

Lej krasowy w wapieniu skalistym wypełniony rumowiskiem lądowym (? zboczowym) przypuszczalnie przedtortonńskiego wieku; odsłonięcie na zachodniej ścianie kamieniołomu w Krzeszowicach-Rzeczkach

Karst shaft filled with terrestrial rubble, probably pre-Tortonian in age; quarry of Upper Jurassic butty limestone at Krzeszowice-Rzeczki





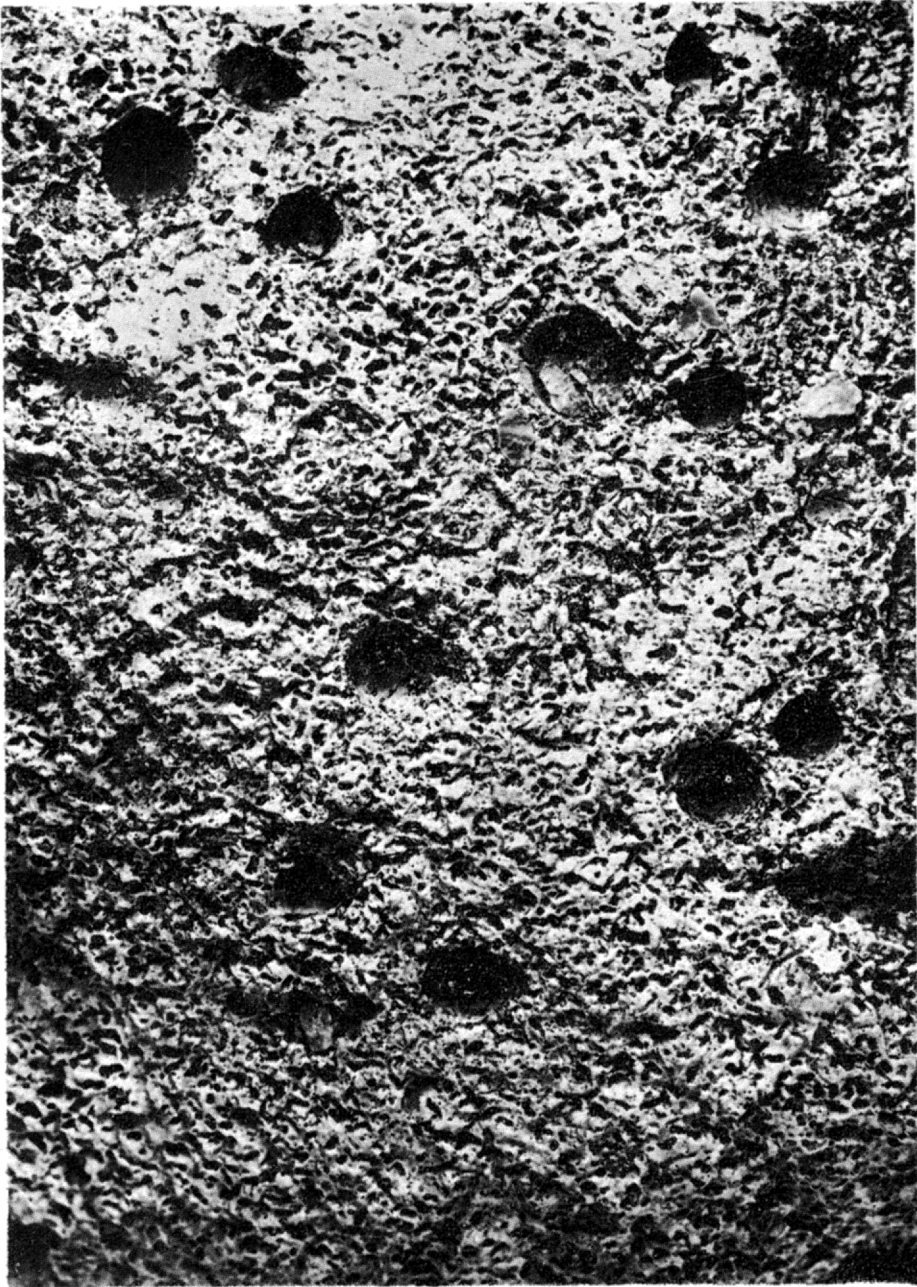




Fig. 1



Fig. 2





Fig. 1

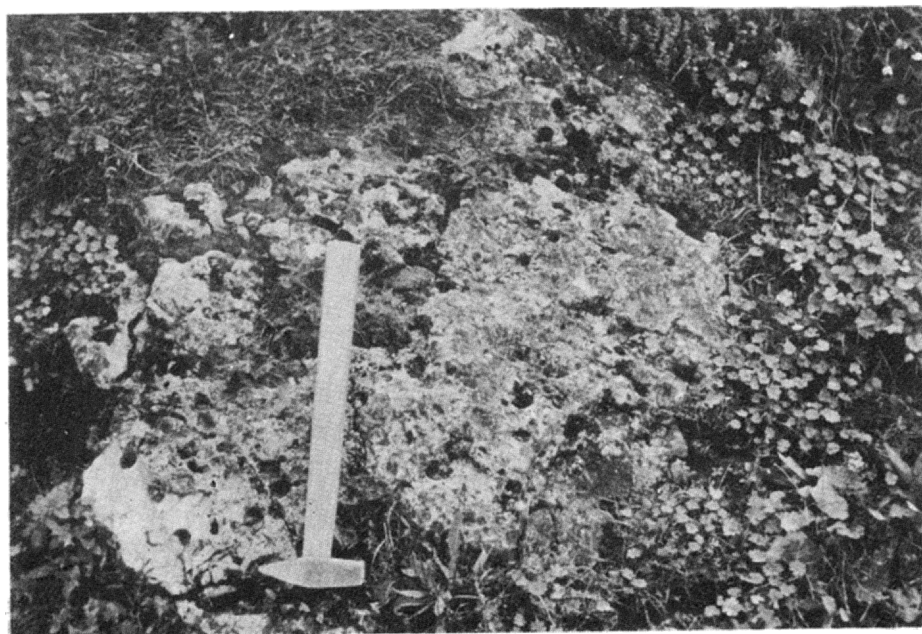


Fig. 2



Fig. 1

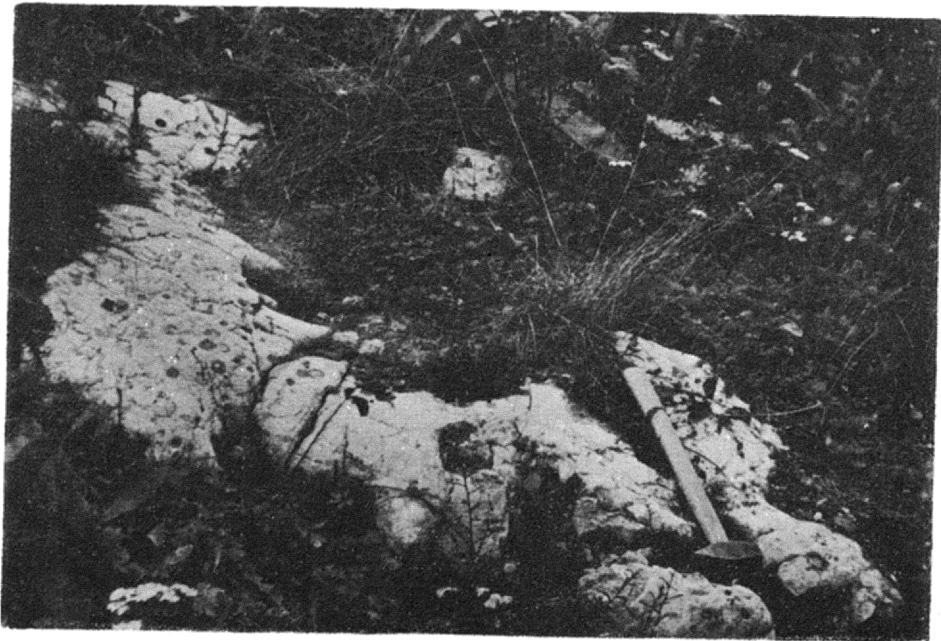
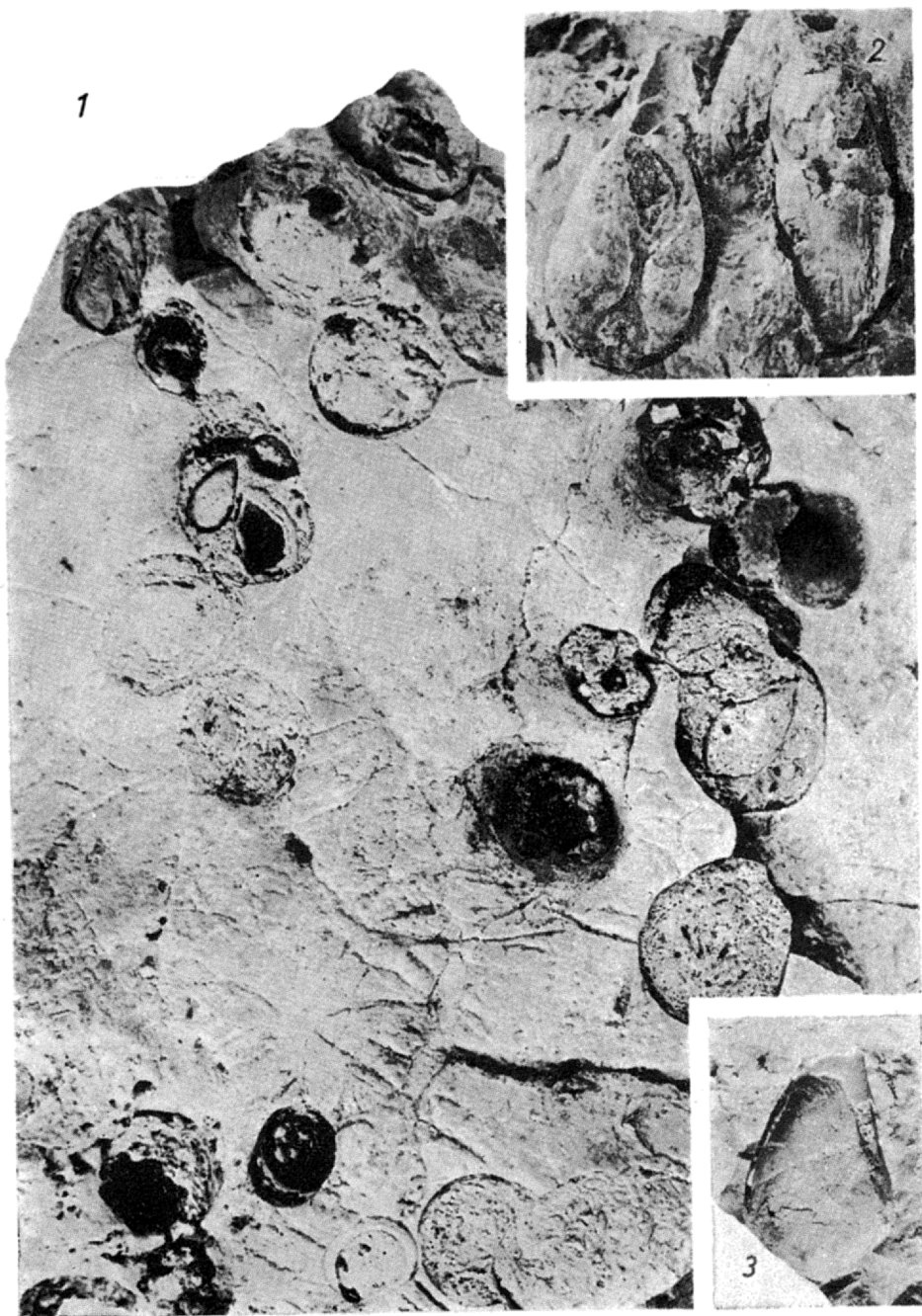
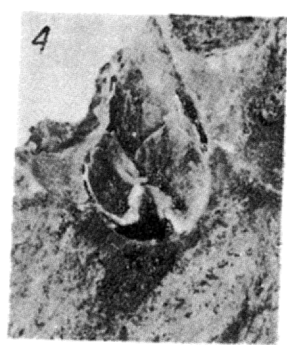
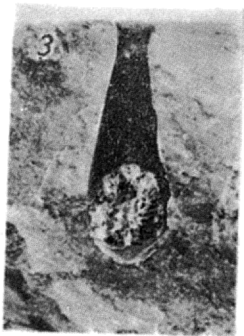
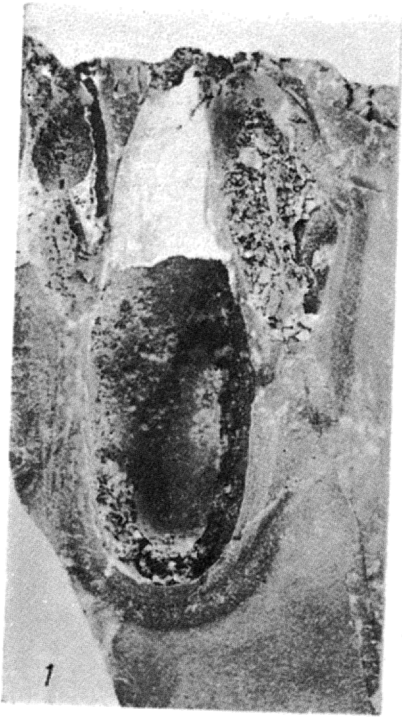


Fig. 2





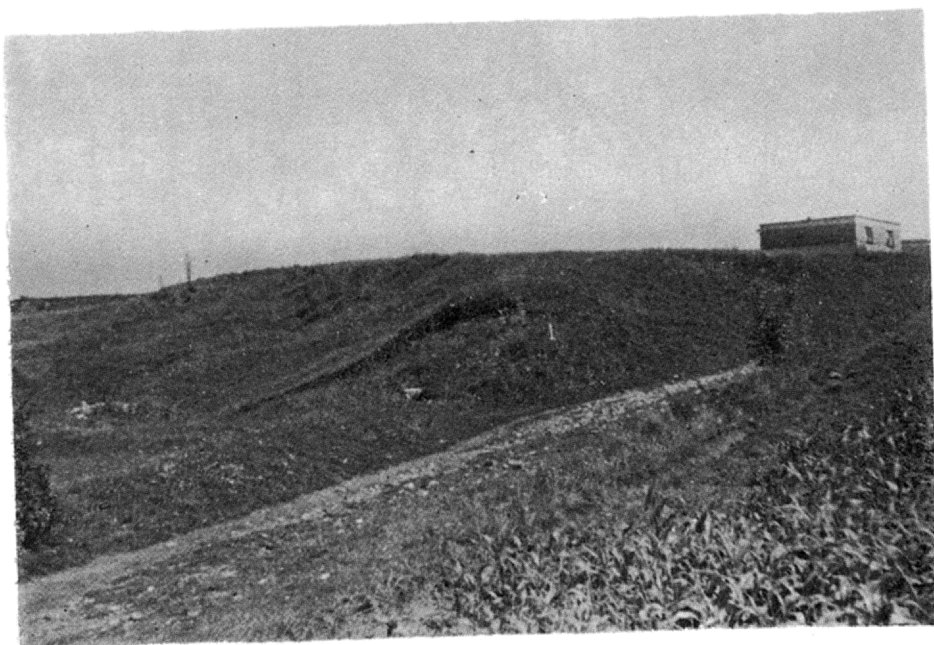


Fig. 1

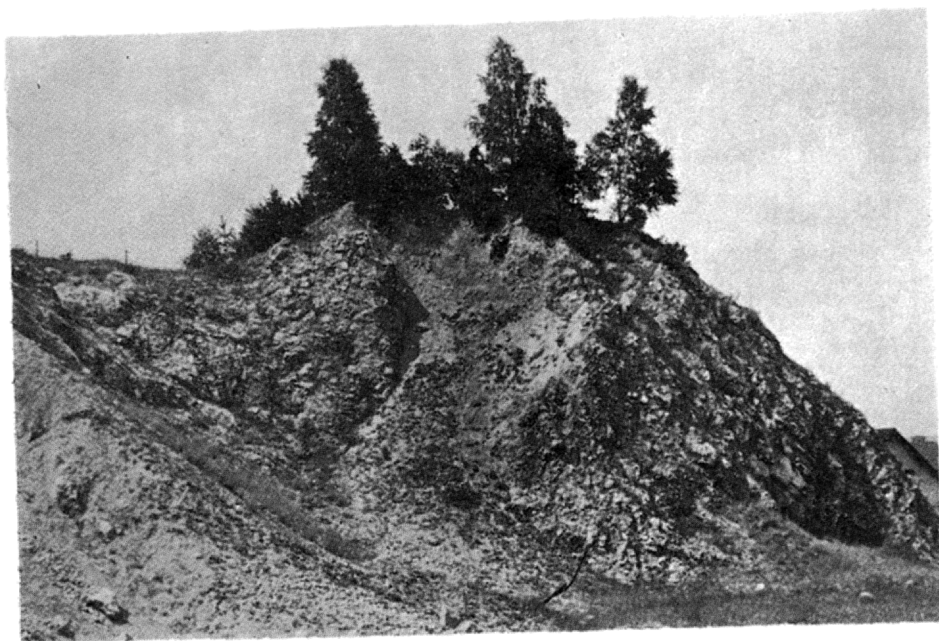


Fig. 2