

STANISŁAW RADWAŃSKI

## FACJE OSADOWE I CHARAKTERYSTYKA FAUNISTYCZNA GÓRNEJ KREDY ŚRODKOWYCH SUDETÓW \*

(5 fig.)

### *Upper Cretaceous Facies and Faunas in the Central Part of the Sudety Mts. (Summary)*

(5 Figs.)

**Treść.** Autor omawia facjalne cechy kredowych osadów występujących w środkowych Sudetach. Przedstawia rozprzestrzenienie tych osadów, ich litologię i ogólne cechy zespołów faunistycznych, jakie w nich występują. Opisując następstwo zespołów faunistycznych podaje dla poszczególnych jednostek czasowych interpretację warunków środowiska morskiej sedimentacji.

#### WSTĘP

Osady kredowe Sudetów powstały w cenomanie, turonie, koniakum i santonie. Należą one do płytkowodnego środowiska morskiego i zazwyczaj są bogate w skamieniałości.

W Sudetach istnieje kilka obszarów występowania skał kredowych: dwa z nich znajdują się w północnych Sudetach — w niecce północno-sudeckiej, pozostałe zaś w środkowych Sudetach, mianowicie w niecce śródsudeckiej wraz z rowem Nysy, zapadliskiem Kudowy oraz Górami Orlickimi i Bystrzyckimi. Kreda niecki śródsudeckiej występuje w trzech odrębnych nieckach, mianowicie w nieckach Krzeszowa, Polic (głównie na terytorium ČSSR) i Batorowa. Obecna praca dotyczy znajdującej się na terytorium Polski części kredowego obszaru środkowych Sudetów.

#### ROZPRZESTRZENIENIE OSADÓW I ICH LITOLOGIA

Kredowe skały środkowych Sudetów są zasadniczym elementem budowy geologicznej zapadliska Kudowy, rowu Nysy i południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Starsze poziomy kredy są bezpośrednio dostępne w brzegach tych jednostek strukturalnych, a w ich środku z reguły tylko w wierceniach. Warstwy młodszych poziomów kredy są szerzej rozprzestrzenione. Powierzchniowe rozprzestrzenienie kredowych skał jest przeważnie ciągłe, są one jednak tylko resztką denudacyjną ograniczoną dziś do tektonicznych obniżeń — rowów i synklin. W rów Nysy przechodzi ku SE niecka śródsudecka; rowem jest ob-

\* Publikacja za zgodą dyrektora Instytutu Geologicznego.

nizienie Kudowy (przedłużenie rowu hronovsko-svatoňovického). Struktura znajdującej się w granicach niecki śródsudeckiej części dawnego basenu kredowego jest w pewnej mierze zależna od budowy przedkredowego podłoża, głównie zaś jest potektoniczna. Wymieniona część basenu jest bowiem zróżnicowana na trzy jednostki, które mają charakter synklin. Z tych jednostek niecka Krzeszowa jest od niecki polickiej oddzielona antyklina zbudowaną z utworów triasowych. Niecka Batorowa obejmuje Góry Stołowe i obniżenie Dusznik. W przyległej do tej niecki części Gór Orlickich i Bystrzyckich kreda jest niekiedy zredukowana do odrębnych płatów spotykanych bądź w partiach terenu obniżonych wzdłuż uskoków, bądź też w synklinach fałdów. Na geograficzny obszar Gór Bystrzyckich przedłuża się kreda rowu Nysy i jest tam szeroko rozprzestrzeniona, zwłaszcza na Równi Łomnickiej. W rowie Nysy profil warstw kredy jest dłuższy niż na pozostałym obszarze, mianowicie o stropowe warstwy turonu i warstwy koniackie.

W środkowych Sudetach osady cenomańskie mają małe rozprzestrzenienie i to nie tylko dlatego, że z reguły są ograniczone do wąskiego pasa w brzegach synklin i rowów tektonicznych, ale też dlatego, że jako skały o większej przepuszczalności od skał przyległych tworzą bardziej strome, a przez to węższe stoki. Osady cenomanu układają się w wyraźne poziomy litologiczne, które dają podstawę do wyróżnienia trzech podpięter: dolnego, środkowego i górnego. Szczególnym argumentem skłaniającym do zastosowania tego podziału jest litologiczna odrębność środkowego poziomu jednakowo w Sudetach wykształconego w postaci piaskowca ciosowego i w niecce północnosudeckiej ustalonego w czasie z uwagi na występowanie w nim przewodniej dla środkowego cenomanu skamieniałości *Acanthoceras rhotomagense* (B r o n g.). W obecnej pracy przyjęto więc, że seria morskich osadów, która w obniżeniu Kudowy i w niecce Batorowa leży bezpośrednio poniżej piaskowca ciosowego, należy do dolnego cenomanu, a warstwy cenomańskie występujące w niecce Krzeszowa powyżej piaskowca ciosowego należą do górnego cenomanu. Wszystkie osady cenomańskie są transgresyjne, piaskowcowe i przeważnie silnie glaukonitowe. W środkowym cenomanie osadzał się piaskowiec ciosowy jako jedyny typ osadu, natomiast w dolnym i górnym cenomanie powstawały facjalnie zmienne osady, które w przeciwieństwie do piaskowca ciosowego są mniej lub więcej silnie wapniste.

Morze kredowe weszło w Sudety w postaci zatok w dolnym cenomanie. W obszar środkowych Sudetów przedostało się z niecki północnoczeskiej drogą, którą J. Dvořák (1955) nazwał „bramą nachodską”. Wzdłuż zachodnich i północnych brzegów granitoidowego masywu kudowskiego powstały jasne wapniste piaskowce facji progowej (do 15 m), a w dalszej odległości od masywu w wąskiej zatoce sięgającej w obręb Gór Stołowych aż po okolice Wolan osadzały się ciemne, ilasto-wapniste, fukoidowe piaskowce (8—10 m), które są zasadniczym poziomem dolnego cenomanu.

W środkowym cenomanie nowa transgresja morska, tym razem idąca od północnego zachodu, z basenu łużyckiego, doprowadziła do przykrycia całego kredowego obszaru środkowych Sudetów grubą (do 20 m) serią jasnego ciosowego piaskowca. W górnym cenomanie na wielu obszarach nie doszło do osadzenia warstw. Jedynie w niecce Krzeszowa i w polskiej części niecki polickiej tworzyły się przeważnie ciemne, cienkowarstwowe, fukoidowe piaskowce (do 12 m) z węglanowym spoiwem: lokalnie w małej miąższości (ok. 4 m) występujące również w rowie Nysy w Ró-

zance. W zachodnim brzegu rowu Nysy osad kończący ku górze serię środkowocenomańską jest miejscami wzbogacony w żelazo; zjawisko to jednak nie jest tak powszechne, jak we wschodniej części niecki północnosudeckiej, gdzie dało podstawę do wywnioskowania przerwy sedymentacyjnej na granicy cenomanu i turonu (J. Milewicz, 1963), czyli w konsekwencji wskazuje, że tam również nie doszło do osadzenia górnocenomańskich warstw.

Dolnoturońskie skały wykształcone są niżej w postaci mułowców (w niecce Batorowa również w postaci drobnoziarnistych piaskowców), a wyżej w formie skrzemieniałych, częściowo spongiolitowych margli (do 40 m), wyjątkowo ilastych margli w niecce Krzeszowa. Wskazują one na stopniowe pogłębianie się morza, które równocześnie poszerzało się (facje przybojowe). Jedynie na małym obszarze obejmującym część niecki śródsudeckiej (rejon Studzienna) i rowu Nysy (rejon Chocieszowa i Szalejowa Górnego) w najwyższym dolnym turonie doszło do osadzenia piaskowca marglistego, w którym występują mniej lub więcej liczne okruchy redeponowanych margli. Osad ten informuje, że z końcem dolnego turonu poszerzyła się dźwigana część lądu wschodniosudeckiego i ruch podnoszący objął również przybrzeżną strefę basenu.

Środkowy turon jest regresyjny (z marglami zazębają się piaskowce sublitoralne). Środkowoturońskie osady mają największą widoczną miąższość (360 m) w rejonie Szczelińca w Górach Stołowych. Do tego obszaru dopływało szczególnie dużo materiału detrytycznego z lądu wschodniosudeckiego, a mniej z wyspy orlickiej. Natomiast wyspa łużycka była wówczas niezbyt obfitym źródłem osadu, ponieważ sublitoralny piaskowiec strefy I. lamarcki występujący w niecce Krzeszowa nie łączy się przez NW część niecki polickiej z podobnym piaskowcem osadzonym w pozostałej części niecki śródsudeckiej i w rowie Nysy. W górnym turonie na odwrót z wyspy łużyckiej transportowane były potężne masy piaskowcowego osadu, a ląd wschodniosudecki był znacznie mniej aktywny, ograniczając swój udział w sedymentacji do dostarczania piasku jako domieszki marglistych osadów.

W środkowych Sudetach najmłodsze (górnoturzańskie i koniackie) osady kredy są częściowo zagrzebane pod utworami czwartorzędowymi. Jakkolwiek pokrywa pokredowych osadów ma miejscami stosunkowo duże rozprzestrzenienie, to jednak poza jej obrębem występujące warstwy kredy są na ogół dobrze odsłonięte i można je wykorzystać dla odtworzenia głównych etapów ich historii, a przy tym niekiedy wnioskować o czynnikach oddziałujących na dawne życie reprezentowane przez skamieniałości zawarte w skałach.

Środkowosudeckie osady kredy są morskie. Wyjątkowo w niecce Krzeszowa, w rejonie Wzgórzy Krzeszowskich morskie osady kredy leżą na niemorskich utworach kredowych (dólnocenomańskich, albskich?). W ogólności jednak odnosi się wrażenie, że środkowosudecka kreda reprezentuje lokalny morski obszar bardzo silnie zależny od otaczających go lądów. W historii tego obszaru można wyróżnić dwa zasadnicze okresy. W pierwszym okresie obejmującym dolny i środkowy turon oprócz wyspy łużyckiej i lądu wschodniosudeckiego istniała wyspa orlicka (w cenomanie połączona w formie półwyspu z lądem wschodniosudeckim i masami Czermny i Kudowy). W drugim okresie, od górnego turonu począwszy, nie mamy już danych wskazujących na istnienie wyspy orlickiej. Wskutek zaniku wyspy orlickiej — jako lokalnego źródła materiału — i zwiększonego przez to oddalenia przyległego do tej wyspy mor-

skiego obszaru od łądów możliwe było osadzenie się na tym obszarze tylko najdrobniej ziarnistych frakcji, tj. margli ilastych. W kierunku wyspy łużyckiej ilasty osad zazębia się z osadem piaskowcowym, a w niecce Krzeszowa jest już całkowicie zastąpiony przez piaskowiec. Nie możemy tego zjawiska obserwować w odniesieniu do łądu wschodnio-sudeckiego, ponieważ ku SE dzisiejszy zasięg warstw kredy jest zbyt mały. Niemniej można stwierdzić, że w górnym turonie z tego kierunku znacznie mniej dochodziło materiału niż z wyspy łużyckiej, ponieważ na E i SE zasadniczym składnikiem osadów nie są piaskowce, ale co najwyżej margle piaszczyste. Zgodnie z ilością dostarczonego materiału zmienia się miąższość górnoturońskich stref. Miąższość dolnej części górnego turonu, czyli strefy *I. glatziae* stopniowo zmniejsza się ku SE od ponad 180 m w Pstrążnej do około 90 m w Szalejowie Górnym i ponad 80 m w Gorzanowie, aby na SE od Bystrzycy Kłodzkiej ponownie wzrosnąć do około 110 m. W górnej części górnego turonu, czyli w strefie *I. schloenbachi*, której osady są dotychczas znane tylko z rowu Nysy, w dalszym ciągu na SE od Bystrzycy Kłodzkiej basen był głębszy (w Wilkanowie strefa ma 100 m miąższości) i spłycał się ku NW (w okolicy Polanicy strefa ma 10—15 m miąższości).

W wyższej części górnoturońskich margli rozwija się nowy element facjalny, mianowicie piaskowce występujące we wkładkach, początkowo nielicznych, a ku górze coraz bardziej częstych i nadających osadom fliszopodobny charakter. Fliszopodobne cechy osadu stały się szczególnie wyraźne w wyższej części koniaku, gdzie uzewnętrzniły się w rytmicznej naprzemianległości ławic piaskowców, iłowców i mułowców (margli), z pokryciem dolnej powierzchni ławic piaskowców przez charakterystyczne hieroglify. Seria warstw koniackich mających liczne typowe własności osadów fliszowych została nazwana „waliszowską” (Z. R a d w a ń s k a, 1961a) w odróżnieniu od niższej części koniaku (25—30 m), której osady nie wykazują jeszcze wyraźnej rytmiki. Widoczna miąższość warstw waliszowskich dochodzi do 90 m. Są one tylko „fliszopodobne”, gdyż reprezentujące je osady nie są geosynklinalne, niemniej mają cechy osadów fliszowych (S. D z u ł y ń s k i i A. S m i t h, 1964), są bowiem synrogeniczne, wyłącznie morskie i składane w stosunkowo głębokiej wodzie. Lokalną facją warstw waliszowskich są osady delty idzikowskiej (S. R a d w a ń s k i, 1961): jedyne w środkowych Sudetach morskie osady kredowe, w których występują otoczaki porfirów. Profil środkowosudeckiej kredy zamyka seria (5—40 m) zbudowana z ławic piaskowca, której wyższa część została już usunięta przez późniejszą erozję.

Nie jest nam znany czas zakończenia sedymentacji morskich osadów kredy w środkowych Sudetach. Utwory santonńskie występują tylko w niecce północnoczeskiej i w niecce północnosudeckiej. W ostatnim przypadku są brzeżną facją santonńskiego morza wycofującego się ku północnemu zachodowi (J. M i l e w i c z, 1959).

#### OGÓLNE CECHY ZESPOŁÓW FAUNISTYCZNYCH

Według nowszych materiałów okazało się, że podany przez H. A n d e r t a (1934) i częściowo przez H. S c u p i n a (1936) obraz dziejów kredy wymaga pewnych zmian i uzupełnień i do chwili obecnej nie jest jeszcze w szczegółach bez zastrzeżeń opracowany. Niemniej mamy już dziś w ewidencji pełną serię górnokredowych osadów w środkowych Sudetach. Celem ostatnio na tym obszarze prowadzonych prac jest próba

skompletowania stratygraficznie ważnych skamieniałości, które by usprawniły korelację lokalnego profilu ze standardowym następstwem górnokredowych osadów. Pożądanym byłby paleontologiczny dowód stratygraficznego następstwa cenomańskich osadów środkowosudeckiej kredy. Brak szczegółowego rozpoziomowania lokalnych wystąpień dolnego i środkowego turonu hamująco wpływa na ustalenie pełnego paleogeograficznego obrazu tych formacji w środkowych Sudetach. Niezależnie od ewentualnej realizacji tych i im podobnych usprawnień zastosujemy w obecnej pracy standardowe następstwo warstw górnej kredy według zestawienia podanego na tabeli 1.

Ogólnie znane jest zjawisko występowania w Europie dwu równoczesowych faun morskich w górnej kredzie: południowoeuropejskiej ciepłego morza Tetydy i północnoeuropejskiej chłodniejszego morza arktycznego. Śródkowosudeckie morze kredowe było raczej ciepłym morzem, mającym dużo cech upodabniających je do wód basenu paralicznego, zwłaszcza że sedymentacja w nim była przeważnie związana z działalnością rzek. Niemniej wydaje się, że w różnych okresach czasu powstające w tym basenie przegłębienia, znaczone silniejszym rozwojem facji marglistej i usprawniające łączność z otwartymi morzami, miały większe możliwości wymiany faunistycznej z prowincją północnoeuropejską. Mimo suponowania dolnocenomańskiej transgresji od południa nie jest dotychczas znana ze środkowosudeckiej kredy inna cenomańska fauna niż np. z kredy westfalskiej. Jedyny ślad bezpośredniej łączności z morzami południowymi znany nam jest z górnoturonońskiego marglu ze Szczytnej, w którym znaleziony został jeden niecałkowity okaz hipuryta (S. Radwański, 1959). Z drugiej jednak strony należy zważyć, że w środkowosudeckiej kredzie amonity są wyjątkowo słabo reprezentowane i w praktyce trudno z nich korzystać jako z powszechnie dostępnych skamieniałości przewodnich, jak w niektórych innych obszarach sedymentacji morskiej. Fauna jest niezmiennie bentoniczna i płytkomor ska. Większe różnice w głębokości morza są znaczone przez mniej lub bardziej liczne występowanie inoceramów. Można przy tym zauważyć stałe zjawisko, że ze wzrostem liczebności inoceramów maleje liczebność i różnorodność gąbek, ślimaków i ostryg. Klimat nie był tak ciepły, aby umożliwiał występowanie fauny rafowej. W środkowym cenomanie częste są wprawdzie ławice egzogyrowe (*Exogyra columba* Lam.), ale nie są to prawdziwe rafowe utwory.

W środkowosudeckiej kredzie koralce są wyłącznie pojedyncze, drobne i niezbyt częste. Mszywioly są rzadko spotykane. Jeżowce są na ogół nieliczne i nie wykazują zmienności zgodnej z ogólnie akceptowanymi granicami czasowymi. Największe wymiary zwierzęta te osiągają w górnoturonońskich marglach (*Micraster cortestudinarium* Sow.). Liliowców nie stwierdzono; z rozgwiadz tylko jedyny okaz (*Stellaster schulzei* Cotta et Reich.) został znaleziony w środkowoturonońskim piaskowcu (W. Petrascheck, 1903). Ramienionogi są lokalnie częste i reprezentowane we wszystkich warstwach, przeważnie jako formy należące do gatunku *Rhynchonella plicatilis* Sow. Od ramienionoga *Terebratula semiglobosa* Sow. pochodzi nazwa podstrefy obejmującej najmłodsze warstwy środkowego turonu. Zazwyczaj dużo jest ślimaków. Szczególnie jednak dobrze rozwinięte są małże. Wśród nich najliczniej występują drobne formy, jak *Nucula*, *Tapes*, *Leda*, *Venus*, etc. Lokalnie dużo pojawia się inoceramów. Gdy naraz występuje większa ich ilość, wówczas z reguły obserwuje się przewagę jednego, rzadziej dwu gatunków, np. w marglach

środkowego turonu *I. lamarcki* (Park.), w marglach górnego turonu *I. inconstans* (sensu And.) wraz z *I. glatziae* Fleg. lub *I. schloenbachi* Böhm, w deltowych osadach koniaku *I. geinitzianus* Stol., etc. Ze skałfitów masowo, zwłaszcza w górnym turonie występuje *Scaphites geinitzi* d'Orb. Bakulity są reprezentowane w turońskich i koniackich osadach przez dwa gatunki, a mianowicie *Baculites bohemicus* Fr. i *Hamites bohemicus* Fr. Belemnity są w nielicznych okazach notowane tylko z warstw podstrefy A. plenus z Lewina Kłodzkiego (zapadlisko Kudowy). Wiadomości o kręgowcach są skąpe; niezmiernie rzadko spotyka się zęby i łuski rekinów oraz koprolity.

#### NASTĘPSTWO ZESPOŁÓW FAUNISTYCZNYCH

Następstwo zespołów faunistycznych wraz z podaniem ważniejszych ekologicznych cech fauny jest przedstawione poniżej, w kolejności standardowych jednostek czasowych (tab. 1).

#### Cenoman

Osady morskiego cenomanu (fig. 1) odsłaniają się z reguły tylko w brzeżnych partiach synklin i rowów tektonicznych wyróżnianych na środkowosudeckim obszarze kredowym. Brak tych osadów jest raczej wyjątkowym zjawiskiem, najczęściej wtórnym, spowodowanym szczególnym układem stosunków tektonicznych, jak np. na niektórych odcinkach brzegów rowu Nysy, rzadziej pierwotnym, jeśli głębokość basenu była zbyt mała lub dzisiejszy lokalny obszar był częścią lądu cenomańskiego.

Bardzo znamiennej cechą cenomanu jest duża liczba silnie gatunkowo zróżnicowanych pektenów. Względna łatwość znalezienia pektenów w warstwach cenomańskich zdaje się uzasadniać stosowaną dla całej fauny cenomańskiej nazwę „zespół *Pecten asper*”. Nazwa ta zadowalała, jak długo cenoman był przeciwstawiany turonowi, jako jednostkowa formacja reprezentowana w zasadzie przez piaskowiec ciosowy cenomański (W. Häntzschel, 1933). Wprawdzie już R. Michael (1893) uznał wapnisty piaskowiec Kudowy za starszy od piaskowca ciosowego poziomu górnej kredy, a E. Meister i G. Fischer (1942) w ten również sposób ocenili stanowisko ilasto-wapnistej piaskowca cenomańskiego występującego w niecce Batorowa, lecz poprzestając na tym geologowie ci nie dali koncepcji ogólnego podziału cenomanu na podpiętra. G. Berg (1938) obserwował górnocenomańskie warstwy w niecce Krzeszowa, lecz uważał je za facjalną odmianę osadów podstrefy A. plenus. Obecnie dokonany litologiczny podział środkowosudeckiego cenomanu na trzy podpiętra należałoby związać z następstwem trzech kolejno po sobie następujących zespołów faunistycznych. Zespoły te jednak będzie można wyznaczyć dopiero na podstawie przyszłych szczegółowych badań paleontologicznych. Dotychczas podawane spisy skamieniałości pochodzących z cenomańskich warstw obniżenia Kudowy (R. Michael, 1893), czy niekiedy Krzeszowa (G. Berg, 1912) dotyczą przypadkowych zbiorów, które nie oddają właściwego obrazu fauny cenomańskiej, nie zawierają — poza górnocenomańskim gatunkiem *Pecten asper* Lam. — żadnych form stratygraficznie ważnych i w związku z tym nie dają podstawy do ustalenia zespołu faunistycznego. Wydaje się jednak, że niełatwo będzie w środkowosudeckich osadach cenomańskich natrafić na stratygraficznie ważne skamieniałości. Warunki, w jakich gromadził się stale podczas transgresji przemieszczany materiał piaskowca ciosowego, nie sprzyjały

Table 1

KORELACJA GÓRNOKREDOWYCH OSADÓW ŚRODKOWYCH SUDETÓW

	Piętra, podpiętra	Strefy faunistyczne	Lokalne następstwo osadów	Mapy paleogeograficzne	
KONIAK	dolny	<i>Inoceramus involutus</i>	piaskowce grubotawicowe	fig. 5	
			osady fliszopodobne z kongrecjami sferosyderytowymi		osady deltowe
			margle ilaste z wkładkami piaskowców i z kongrecjami sferosyderytowymi		
Z	górny	<i>Inoceramus schloenbachi</i>	hiatus	margle ilaste	fig. 4
		<i>Inoceramus glatziae</i>	piaskowce ciosowe	margle ilaste, na SE również margle piaszczyste	
UR	środkowy	<i>Inoceramus lamarcki</i> z podstrefą <i>Terebratula semiglobosa</i> w części stropowej	hiatus	margle piaszczysto - krzemionkowe do ilasto - piaszczystych	fig. 3
			piaskowce ciosowe	margle piaszczysto - krzemionkowe	
T	dolny	<i>Inoceramus labiatus</i> z podstrefą <i>Actinocamax plenus</i> w części spągowej	margle spongiolitowe, w niecce Krzeszowa margle ilaste		fig. 2
			mutowce glaukonitowe, w niecce Batorowa również piaskowce glaukonitowe		
CENOMAN	górny	<i>Calycoceras naviculare</i>	piaskowce ilasto-wapniste	hiatus	
	środkowy	<i>Acanthoceras rotomagense</i>	piaskowce ciosowe		fig. 1
	dolny	<i>Mantelliceras mantelli</i>	piaskowce ilasto-wapniste w niecce Batorowa; piaskowce wapniste w obniżeniu Kudowy	hiatus	

ani różnicowaniu fauny, ani nie zapewniały dobrego stanu jej zachowania się. W piaskowcach cenomańskich spotykamy skorupki egzogyr, dużą ilość igieł jeżowców, miejscami liczniejsze skorupki ramienionogów. Do miejsca powstawania piaskowców dopływały ryby, których zęby są

stosunkowo często spotykane, oraz pekteny. Natomiast warunki środowiska musiały być wysoce ograniczające dla gąbek, ślimaków, amonitów, cienkoskorupowych małżów i innych zwierząt bentonicznych zwykłych żyć na bardziej mulistym dnie. Szczątki tych zwierząt spotyka się bowiem niezmiernie rzadko.

### Wnioski

Cenoman jest w środkowych Sudetach najmniej poznaną formacją. Dotychczasowe o niej wiadomości zazwyczaj ograniczały się do opisu piaskowca ciosowego cenomańskiego i stwierdzenia górnocenomańskiej transgresji. Nowe obserwacje dają inny obraz stratygrafii i paleogeografii cenomanu. Wskazują bowiem, że w środkowych Sudetach istnieją warstwy należące do wszystkich trzech podpięter cenomanu. Na ten ob-

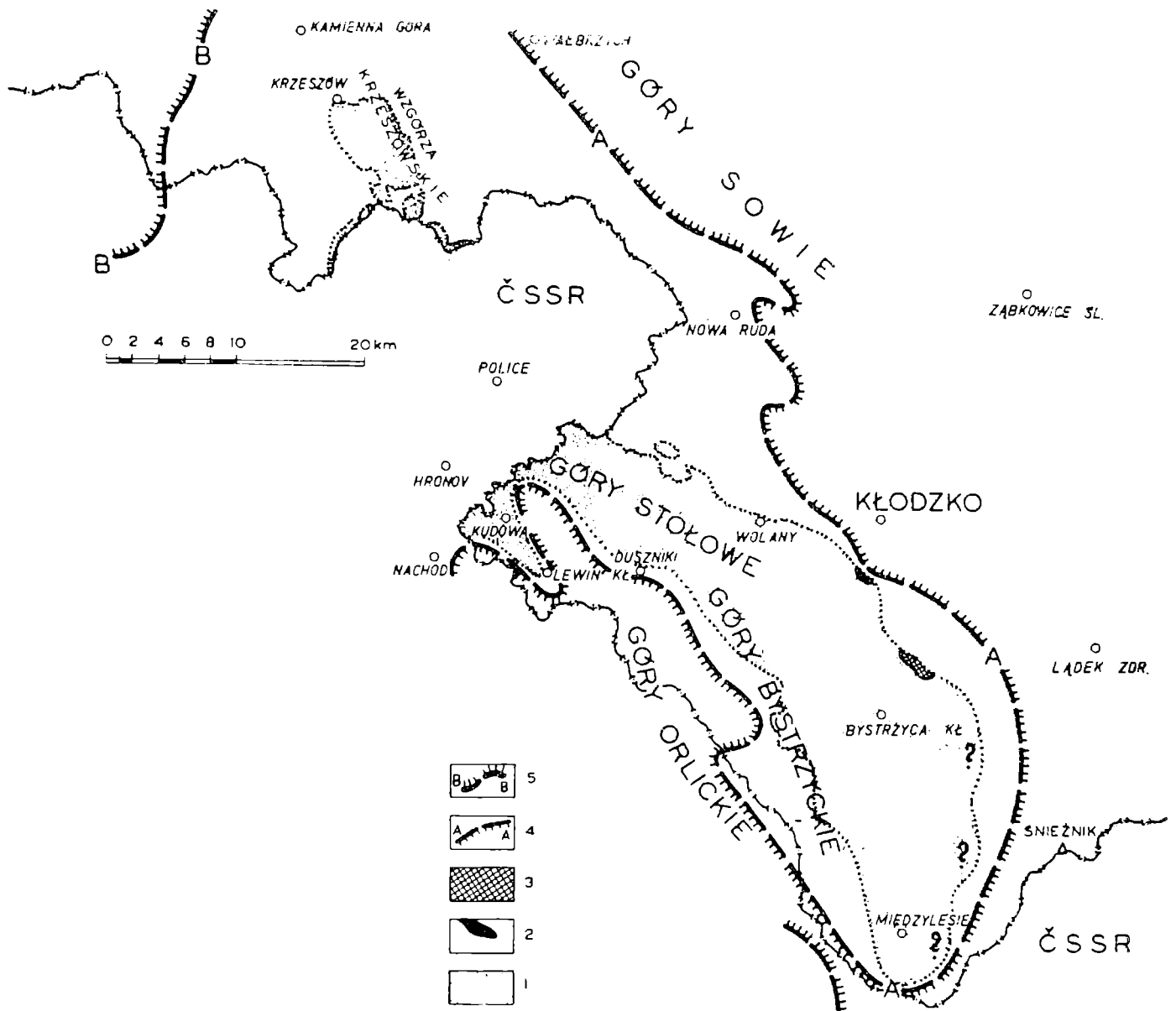


Fig. 1. Mapa paleogeograficzna środkowego cenomanu. 1 — piaskowce ciosowe; 2 — piaskowce wapniste facji progowej; 3 — piaskowce z wkładkami zlepieńców; 4 — ląd wschodniosudecki; 5 — wyspa łużycka

Fig. 1. Palaeogeographical map of the Middle Cenomanian. 1 — sandstones with distinct joints; 2 — calcareous sandstones; 3 — sandstones with intercalations of conglomerates; 4 — Eastern Sudety Land; 5 — Łużyce Island



szar transgredowało morze w dolnym cenomanie z niecki północnoczeskiej i ponownie w środkowym cenomanie z basenu łużyckiego. W górnym cenomanie sedymentacja była ograniczona do głębszych części basenu; górnocenomańskie warstwy udało się dotychczas wydzielić tylko w niecce Krzeszowa, w polskiej części niecki polickiej i w rowie Nysy (w Różance). W obecnym stadium badań podział środkowosudeckiego cenomanu nie ma jeszcze bezpośrednich dowodów paleontologicznych. Póki nie zostanie zebrana dostateczna do porównania ilość fauny z poszczególnych jego poziomów, trudno bliżej wejść w zagadnienie zróżnicowania następstwa zespołów faunistycznych występujących w osadach tego piętra.

#### Turon

W środkowych Sudetach można obserwować pełny profil stratygraficzny turonu. Dolna granica piętra jest umownie położona w miejscu, w którym piaskowce górnego cenomanu przechodzą ku górze w mułowce podstrefy A. plenus.

#### Turon dolny

Dolnoturońskie osady (fig. 2) były kształtowane w okresie początkowo silnej, a następnie słabnącej transgresji morskiej. Morze pogłębiało się i poszerzało, przy równoczesnym zmniejszaniu dopływu materiału terygenicznego. Nie był to proces równomiernie przebiegający, lecz niekiedy zwalniany lub nawet przerywany, na co wskazują zjawiska okresowego występowania czertów (w wyższej części serii mułowcowej) lub wzbogacania osadów w glaukonit (ławice glaukonitowe). Osady powstawały przy współdziałaniu prądów zawieszinowych, wyjątkowo w niecce Krzeszowa margle były osadzone w spokojnej wodzie. Na dnie morskim, na którym osad jest przemieszczany przez silne prądy, nagromadzenia fauny są przypadkowe i ograniczone do lokalnych nisz. Trudno w tym przypadku spodziewać się ciągłości paleontologicznego następstwa na dłuższych odcinkach stratygraficznego profilu. Uderzający jest jednak, na całej zresztą powierzchni ziemi obserwowany kosmopolityzm większości dolnoturońskich bezkręgowych zwierząt, a w szczególności inoceramów.

W środkowych Sudetach równoległe z rozwojem transgresji i litologiczną zmianą osadów od piaskowców cenomańskich przez mułowce do margli turońskich idzie zmiana zespołów faunistycznych. Wzrost głębokości morza i mulistości dna stwarza coraz dogodniejsze warunki życia dla cienkoskorupowych małżów i amonitów, które są już bardziej częste w marglach dolnego turonu. W dolnoturońskich marglach występuje zespół *Inoceramus labiatus*. W tym nowym zespole faunistycznym zdecydowaną przewagę mają inoceramy; inne formy są nieliczne i w żadnym miejscu nie dają pełnego zestawu. Utarł się jeszcze przez H. B. Geinitza (1839—1842) wypowiedziany pogląd, że gatunek *I. labiatus* (Schloth.) odznacza się wyjątkowo dużą zmiennością i obejmuje formy krótkie i wysokie do krańcowo długich i niskich o ostrym lub tępym wierzchołku. Zagadnienie tej nieprawdopodobnie dużej zmienności wymienionego gatunku pozostaje poza zakresem obecnej pracy. Tu można jedynie nadmienić, że obserwacje wskazują na dużą różnicę w zespołach inoceramowych niższych i wyższych warstw marglu. W niższych warstwach zespół inoceramowy składa się prawie wyłącznie z długich (do 15 cm) „językowatych” osobników o ostrym wierzchołku. Natomiast dopiero w wyższych warstwach pojawiają się formy należące do gatunków *I. hercynicus* Petr. i *I. opalensis* Böse. Ostatnio wymieniony ga-

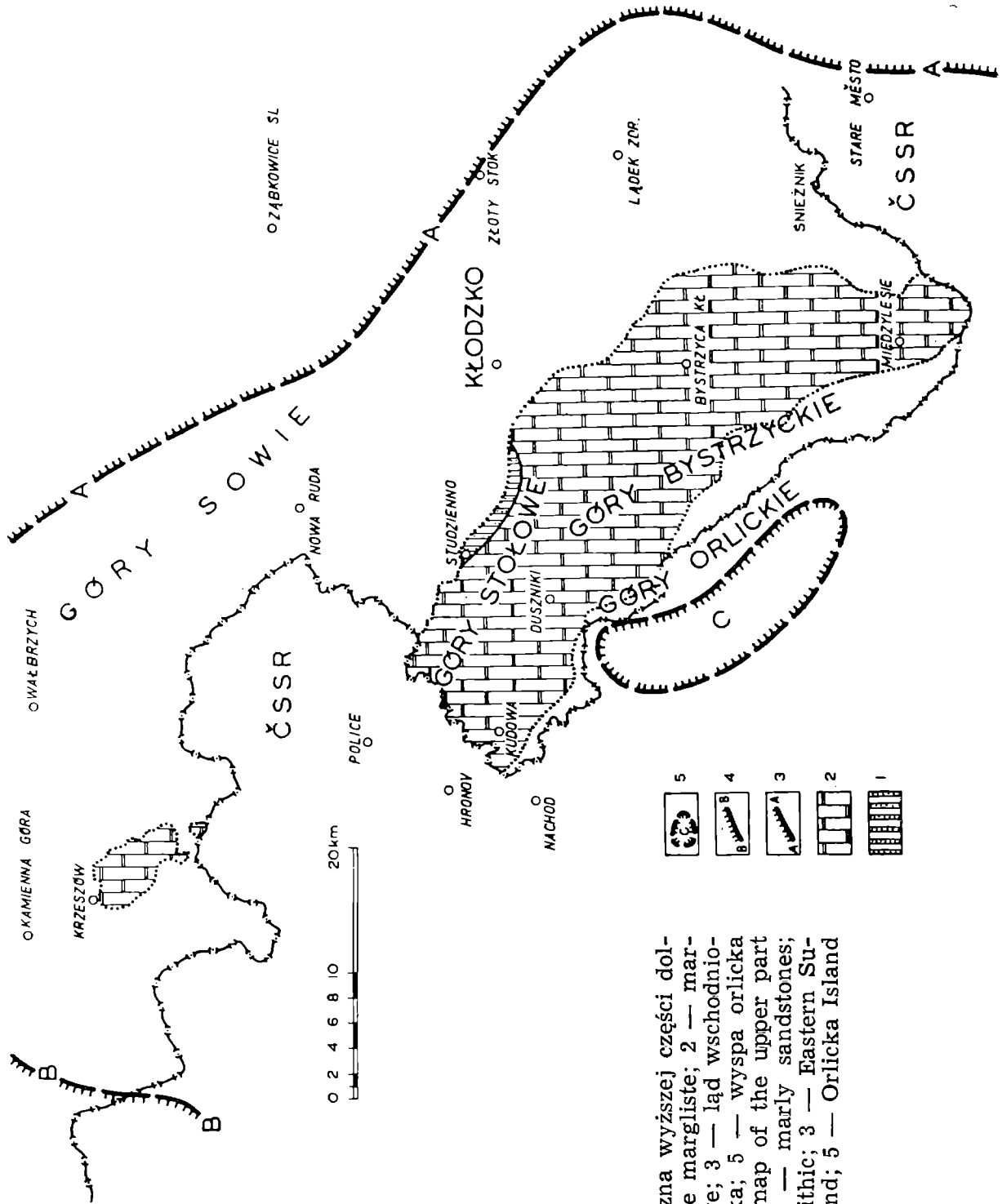


Fig. 2. Mapa paleogeograficzna wyższej części dolnego turonu. 1 — piaskowce margliste; 2 — margle przeważnie spongiolitowe; 3 — łańcuch wschodniosudecki; 4 — wyspa łużycka; 5 — wyspa orlicka

Fig. 2. Palaeogeographical map of the upper part of the Lower Turonian. 1 — marly sandstones; 2 — marls mainly spongiolitic; 3 — Eastern Sudety Land; 4 — Łużyce Island; 5 — Orlicka Island

tunek jest częsty w lokalnie występującym piaskowcu marglistym stropowej części dolnego turonu.

#### Turon środkowy

Środkowoturońskie osady (fig. 3) są w środkowych Sudetach szeroko rozprzestrzenione i łatwe do rozpoznania. Są to margle i piaskowce, w których zawarta fauna należy do zespołu *Inoceramus lamarcki*. Piaskowce te mają wyraźne cechy piaskowców sublitoralnych i wskazują, że wraz ze środkowym turonem wkroczyliśmy w zupełnie odmienny okres historii górnej kredy — okres zwięzienia basenu i podnoszenia zaplecza basenu. Silnie dźwigana była północnozachodnia część lądu wschodniosudeckiego i wyspa orlicka, natomiast znacznie słabiej wyspa łuzyccka. Olbrzymie więc masy materiału piaskowcowego dochodziły do basenu od NE i od SW. Wskutek tego w ogólnym kierunku NE—SW basen uległ znacznemu zwięzieniu, a wydłużony był w kierunku NW—SE. Otwarta była wówczas „brama nachodska” i dlatego w zapadlisku Kudowy nie osadzały się piaskowce.

Morze nie uległo jeszcze wydatniejszemu spłyceciu, ale zmieniły się cechy osadu, mianowicie do wapiennych mułów strącanych w wodzie morskiej, zawierającej pewną ilość wolnej krzemionki, zaczął z lądów dopływać piaszczysty materiał, wskutek czego powstawały margle piaszczysto-krzemionkowe. Silniejsza również była działalność prądów idących od wyspy orlickiej. Wskazuje na to kilkakrotnie w spągowej części środkowoturońskich warstw rejonu Dusznik powtarzana erozja dna. W powstałych rynnach erozyjnych gromadził się fałjalnie odmienny osad bogaty w rynchonelle i limy, miejscami ponadto w jeżowce i ostrygi. Z kolei dostarczanie grubiej ziarnistego materiału do basenu przewyższyło siłę transportową fal i prądów. W basenie zaczął się gromadzić piaskowcowy osad. Osad ten nie dochodził do głębszych części basenu, w którym powstawały margle. Na obwodzie tych przegłębień piaskowce zazębiały się z marglami. W marglach owych zazębień obserwujemy bujny rozwój bentonicznej, płytkowodnej fauny.

Nieco odmiennie stosunki panowały na obszarze występowania dolnoturońskiego piaskowca marglistego. Osad ten, nieco grubiej ziarnisty w części wyższej, sięga do dolnej granicy środkowoturońskiego piaskowca bez pośrednictwa marglu piaszczysto-krzemionkowego. W tym przypadku trudno jest dokładnie wyznaczyć granicę między dolnym i środkowym turonem. Z punktu widzenia kartografij wygodniej jest położyć ją bezpośrednio poniżej dolnej granicy piaskowca.

Najmłodszy turon środkowy jest ponownie marglisty. W marglu stropowej jego części pojawiają się przerosty czertowe, a miejscami margiel przechodzi ku górze w wapień. Z kolei następuje wzbogacenie osadu (marglu lub wapienia) w glaukonit, przeważnie prowadzące do utworzenia tzw. „ławicy glaukonitowej”. Ławica glaukonitowa powstawała w okresie wybitnie zwolnionej sedymentacji (zmiany obszarów źródłowych) i wraz z bezpośrednio wyżej leżącymi warstwami (około 3—5 m) jest zaliczana do podstrefy *Terebratula semiglobosa*. W podstrefie tej dokonuje się powolna zmiana litofajalna spowodowana wzrostem zawartości składników ilastych w osadzie, natomiast ubytkiem węgla wapnia. Wynikiem tego procesu jest powstanie górnoturońskich margli ilastych, które łatwo można odróżnić od niżej leżących skał megaskopowo podobnych do typowych margli środkowego turonu. Warstwy podstrefy *T. semiglobosa* kończą ku górze sedymentację środkowego turonu.

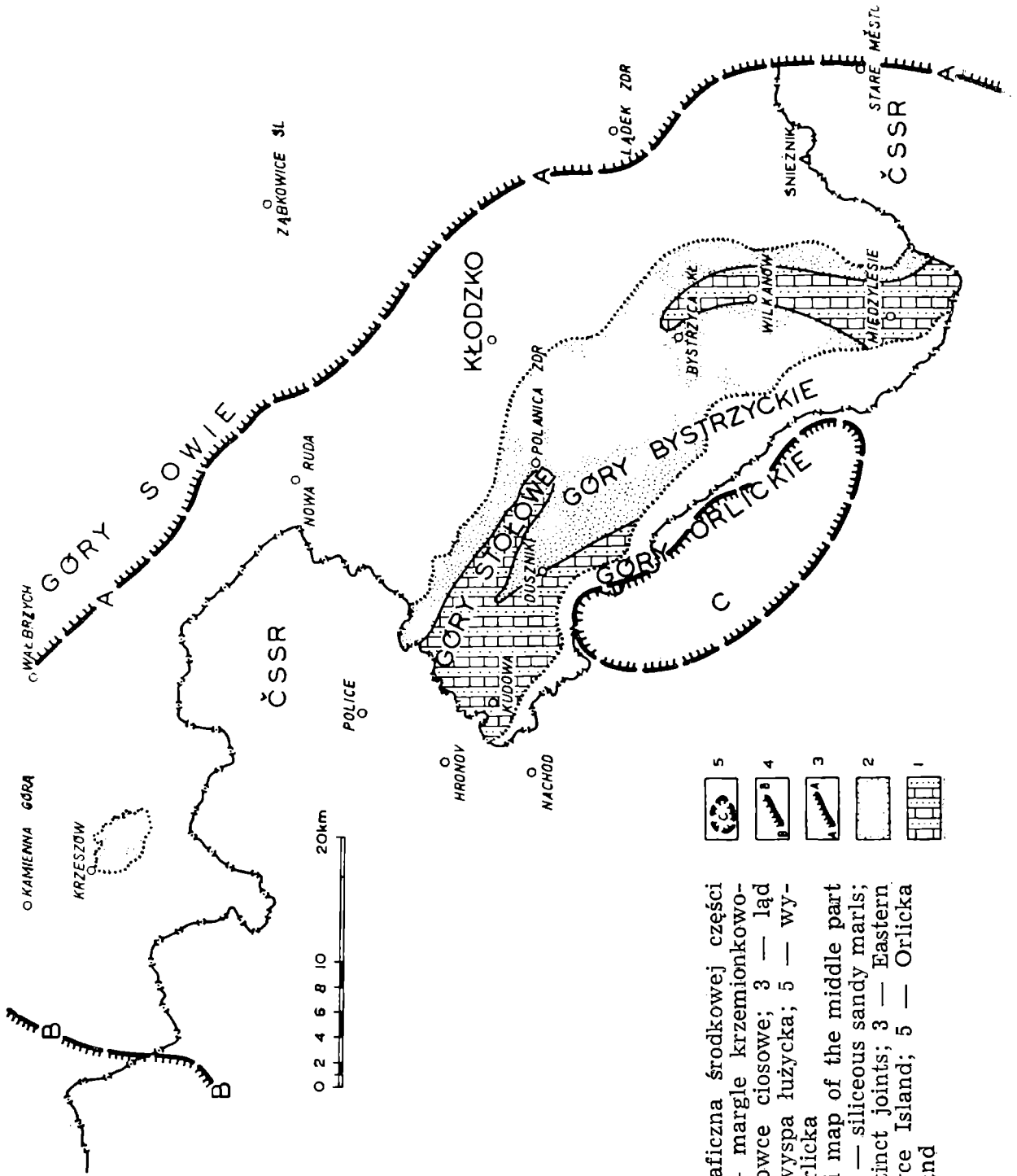


Fig. 3. Mapa paleogeograficzna środkowej części środkowego turonu. 1 — margle krzemionkowo-piaszczyste; 2 — piaskowce ciosowe; 3 — łąd wschodniosudecki; 4 — wyspa łużycka; 5 — wyspa orlicka

Fig. 3. Paleogeographical map of the middle part of the Middle Turonian. 1 — siliceous sandy marls; 2 — sandstones with distinct joints; 3 — Eastern Sudety Land; 4 — Łużyce Island; 5 — Orlicka Island

W obecnym stanie badań środkowosudeckiej kredy możemy na podstawie fauny z grubsza rozpoznać tylko najstarsze i najmłodsze osady środkowego turonu. W pierwszym przypadku w zespole *I. lamarcki* występują liczne okazy *I. inaequalis* Schlüt. i *I. egregius* Heinz, a w drugim liczne okazy *I. cuvieri* Sow. Podział litologiczny podawany z obszaru zazębiana się piaskowców z marglami nie daje się zastosować do profilu złożonego wyłącznie z margli, ponieważ litologiczne różnicowanie margli w pionie jest mało wyraźne.

Ogólny aspekt fauny występującej w środkowoturońskich marglach jest wyraźnie odrębny w porównaniu z fauną pozostałych podpięter turonu. Dzieje się to za sprawą „strefowej fauny” inoceramów z grupy *I. lamarcki*, następnie amonitów, jak *Collignonicerias carolinus* i *C. woolgari*, jeżowców, jak *Hemiaster plebeius* i *Micraster michaelini*, wreszcie różnorodnych małżów z charakterystyczną *Lima elongata* na czele. Typowa bentoniczna fauna występująca np. w marglach z Karłowa (niecka Batorowa) składa się głównie z małżów (ponad 50%), ślimaków (około 20%) i głowonogów (około 10% ogółu gatunków) stanowiących łącznie ponad 90% całości zespołu. Najmniej liczne są gąbki, korale, mszywioly, łódkonogi i stawonogi, nieco więcej jest jeżowców, pierścienic i zębów ryb.

W piaskowcach fauna jest gatunkowo uboga i nierównomiernie rozłożona; miejscami masowo występują małże (głównie egzogyry i limy) lub ramienionogi (rynchonelle).

#### Turon górny

Górny turon jest okresem, w którym kierunki głównego transportu są całkowicie zmienione w stosunku do kierunków widocznych w środkowym turonie. W niższej części podpiętra (fig. 4) zasadniczym źródłem osadów była wyspa łużycka, a znacznie mniej materiału dostarczał ląd wschodniosudecki. Ponieważ wyspa łużycka znajdowała się na kierunku podłużnej osi basenu, więc wzdłuż tej osi droga do transportu materiału była otwarta. Klina piaskowca pochodzącego z wyspy łużyckiej sięgają daleko poprzez nieckę policką i nieckę Batorowa („piaskowiec ze Skalniaka”) aż do Gorzanowa w rowie Nysy. W niecce Krzeszowa górnoturoński piaskowiec leży bezpośrednio na utworach środkowego turonu, lecz dalej ku SE pośrednim osadem są już margle ilaste („margle ze Szczytnej”) jako drobniej ziarnista frakcja osadu. Od Gorzanowa do Bystrzycy Kłodzkiej w profilu dolnej części górnego turonu występują wyłącznie margle ilaste. Od Bystrzycy Kłodzkiej ku wschodowi i południowemu wschodowi margle ilaste przekładają się z iłowcami i marglami piaszczystymi, a przygodnie (w stropowej części poziomym) też z czertami występującymi w cienkich, nieregularnie rozmieszczonych pokładach. Źródłem materiału ostatnio wymienionych elementów facjalnych był ląd wschodniosudecki.

Fauna w osadach niższej części górnego turonu należy do zespołu *I. glatziae* (Z. Radwańska, 1963). Jest to fauna bentoniczna, wybitnie małżowa; małże zajmują około 70% ogółu gatunków. W marglach ilastych jest ona w porównaniu z fauną zespołu *I. lamarcki* uboższa w gatunki, lecz znacznie obfitsza w osobniki. Uderza w niej prawie zupełny brak gąbek, korali i ramienionogów. Inoceramy wykazują duże różnicowanie, natomiast z amonitów częsty jest tylko *Placenticerias orbignyanum* (G e i n.).

W piaskowcach spotyka się egzogyry, limy i inoceramamy. W dużych partiach piaskowce są całkowicie pozbawione fauny. Takie stanowiska

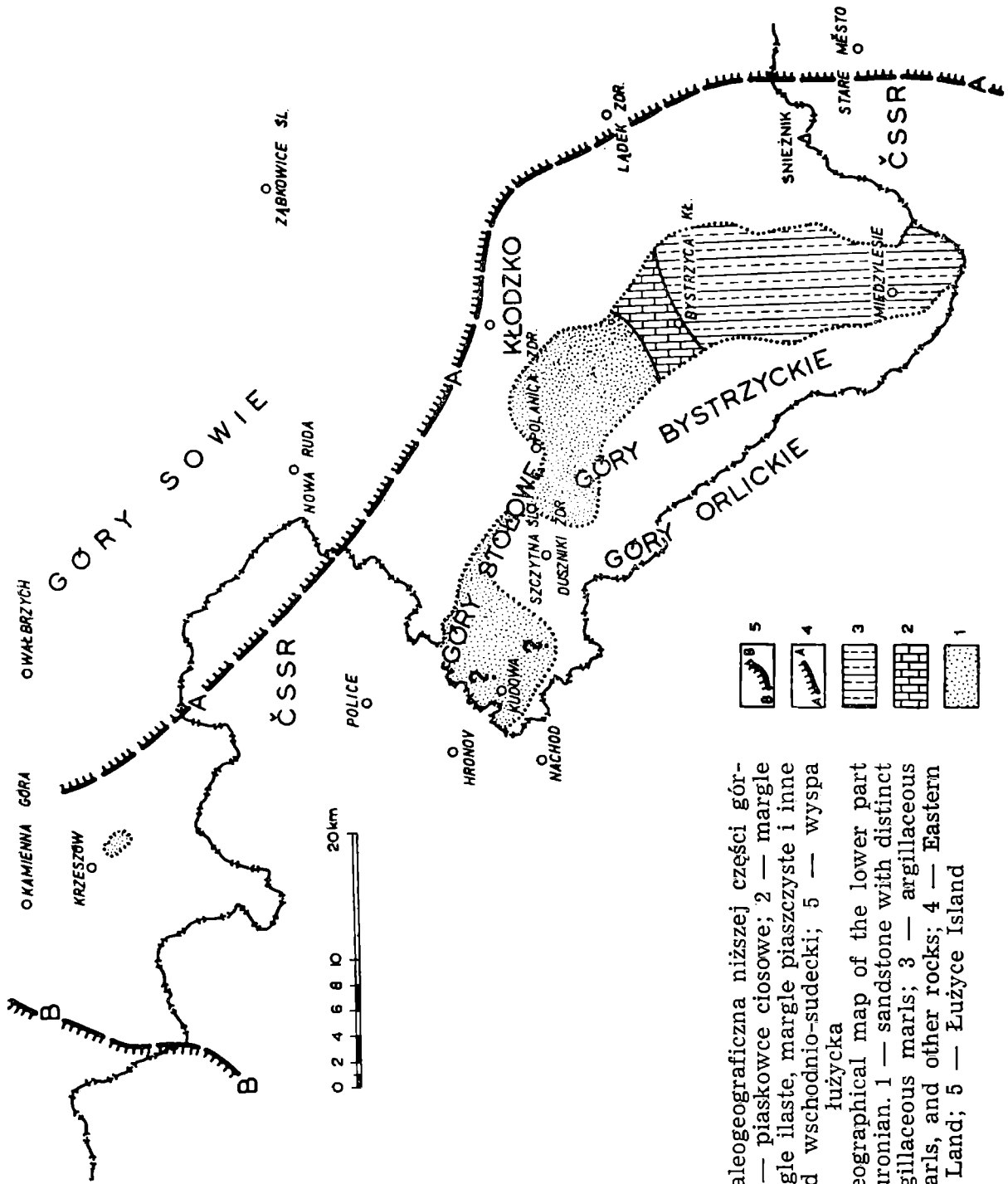


Fig. 4. Mapa paleogeograficzna niższej części gór-  
nego turonu. 1 — piaskowce ciosowe; 2 — margle  
ilaste; 3 — margle ilaste, margle piaszczyste i inne  
skały; 4 — ląd wschodnio-sudecki; 5 — wyspa  
łużycka

Fig. 4. Palaeogeographical map of the lower part  
of the Upper Turonian. 1 — sandstone with distinct  
joints; 2 — argillaceous marls; 3 — argillaceous  
marls, sandy marls, and other rocks; 4 — Eastern  
Sudety Land; 5 — Łużyce Island

fauny, jak kamieniołom „Sowie skały” w SW stoku Gór Stołowych (stanowisko znane od czasów K. Flegela 1904) lub kamieniołom w W stoku Czerwoniaka w Krosnowicach są raczej wyjątkowe.

Osady wyższej części górnego turonu zostały dotychczas stwierdzone jedynie w rowie Nysy. Profil ich rozpoczyna się serią łąkowców inoceramowych, która jest charakterystycznym poziomem korelacyjnym. Wyżej leżą warstwy margli ilastych megaskopowo podobnych do margli niższej części górnego turonu. Zmienia się zespół fauny. Fauna w łąkowcach inoceramowych (Z. Radwańska, 1962) należy do zespołu *I. schloenbachi*. W typowym wykształceniu zespół ten jest małżowy, odpowiadający głębszej części strefy nerytycznej. Masowo są w nim reprezentowane inoceramowy należące do gatunku *I. schloenbachi* Böhm i *I. inconstans* (sensu Anderl). Okazy inoceramów są duże, dobrze rozwinięte co świadczy o dogodnych dla życia tych zwierząt warunkach środowiska morskiego. łąkowce inoceramowe przechodzą ku górze w margle ilaste. Wydaje się, że zmiana osadu była w tym przypadku związana z wypełnianiem basenu sedymentacyjnego. Warunki głębszej wody były bowiem lokalne, ograniczone głównie do środkowej części rowu Nysy, poza którą basen się spłycał. Na spłykanie się basenu wskazuje szybkie zmniejszanie się miąższości wypełniających go osadów, widoczne w miarę oddalania się od środkowej części rowu. Ogólne cechy zespołu faunistycznego występującego w marglach strefy *I. schloenbachi* są podobne do tych, jakie wykazuje fauna niższej części górnego turonu. Ścisła łączność faunistyczna między obu ogniwami górnego turonu jest widoczna na przykładzie inoceramów. Liczne, typowe dla górnego turonu gatunki inoceramów, jak *I. frechi* Fleg., *I. inconstans* (sensu And.), *I. hoepeni* Heinz, i in. przechodzą z niższej do wyższej części górnego turonu i zanikają dopiero z końcem podpiętra. Sukcesywnie pojawiające się boczne ich odgałęzienia, jak *I. schloenbachi* Böhm, *I. planus* Münst., i in. również nie przekraczają górnej granicy turonu. Dodatkowych cech paleontologicznych w rozpoznaniu obu ogniw górnego turonu dostarczają amonity, z których takie gatunki, jak *Peroniceras westphalicum* (Schlüt.) i *P. tricarinatum* (d'Orb.) nowo pojawiają się w strefie *I. schloenbachi*.

### Wnioski

W ogólnym obrazie turonu zaznaczają się wyraźnie trzy zdarzenia: 1 — dolnoturońska transgresja, dająca maksymalny zasięg kredowego morza w Sudetach; 2 — spowodowane przez środkowoturońską regresję wydłużenie basenu sedymentacyjnego w kierunku NW—SE, czyli poprzecznie do kierunku głównego dostarczania zwięzających basen mas piaskowcowego materiału; 3 — zasadnicza, na granicy środkowego i górnego turonu zaistniała zmiana obszarów źródłowych, która wskutek prawie jednostronnego dostarczania materiału spowodowała zróżnicowanie stosunków batymetrycznych w basenie i w konsekwencji rozdział osadów basenu na osady piaskowcowe lub piaskowcowe i margliste w jego północno-zachodniej i środkowej części i margliste w jego południowo-wschodniej części.

Początek regresyjnego cyklu sedymentacyjnego sięga najmłodszych warstw dolnego turonu. Autor obecnej pracy uważa, że cykl ten nie został przerwany na dolnej granicy górnego turonu. Interpretując lokalne stosunki sedymentacyjne skłonny jest przyjąć, zgodnie z poglądem przedstawionym przez J. D. Searsa, C. B. Hunta i T. A. Hendricksa (1941), że obniżanie dna basenu i względna szybkość dostarczania mate-

riału decydują o facjalnej zmianie osadów basenu, natomiast nie sądzi, aby sedymentacja górnoturońskich margli ilastych była dowodem daleko siężnej transgresji morskiej na ląd wschodniosudecki, jak to przyjmował H. Scupin (1936).

### Koniak

Osady koniackie występują jedynie w rowie Nysy (fig. 5). Należą do strefy *I. involutus*. Jako najmłodsze osady w profilu górnej kredy rowu Nysy mogłyby szeroko przykrywać starsze od nich warstwy kredy. Sytuację taką faktycznie obserwujemy, ale tylko w okolicy Międzylesia, gdzie dno rowu jest szczególnie silnie obniżone. Na pozostałym obszarze do głosu dochodzi asymetria rowu. Wskutek asymetrii rowu obszar występowania osadów koniackich został ograniczony do stosunkowo wąskiego pasa ciągnącego się wzdłuż wschodniego brzegu rowu.

### Oddział dolny

Najstarszym koniackim osadem są warstwy z Karwina (Z. Radwańska, 1962a). Są to margle ilaste (podrzędnie iłowce), z nielicznymi wkładkami szarych, drobnoziarnistych, zwięzłych piaskowców i konkrekcjami sferosyderytowymi (występowanie konkrekcji sferosyderytowych jest ważną cechą pozwalającą w warunkach polowych odróżnić osady koniackie od górnoturońskich). Margle ilaste (wraz z iłowcami) tworzą monotonną serię (25—30 m) złożoną ze stosunkowo krótkich (2—5 m) i niezbyt grubych (5—30 cm) warstw; dużą długość mają jedynie wkładki piaskowców. Osady tej serii przechodzą ku górze w warstwy waliszowskie, od których różnią się niezmiennie małą zawartością materiału detrytycznego, dużą jednolitością wykształcenia teksturalnego i prawie całkowitym brakiem laminacji. Wymienione cechy wskazują na mało zmienną sedymentację w warunkach stosunkowo dużej równowagi między podnoszeniem zaplecza i gromadzeniem osadów w basenie. Podstawowy skład zawartego w warstwach z Karwina zespołu faunistycznego prawie nie różni się od pospolicie spotykanego składu górnoturońskiej fauny. Bardziej wnikliwe obserwacje wskazują jednak, że niemal bezpośrednio powyżej górnej granicy turonu pojawiają się w osadzie pierwsze, jakkolwiek bardzo jeszcze nieliczne okazy involutnych inoceramów należących do gatunku *I. involutus* Sow. (Z. Radwańska, wiad. ustna). O ile więc litofacjalne wykształcenie najstarszych warstw koniackich może być użyte jako wskaźnik ich stratygraficznej odrębności, o tyle paleontologiczne dane dowodzą ich przynależności, wraz z warstwami waliszowskimi, do strefy *I. involutus*.

### Oddział środkowy

Z uwagi na wykształcenie litologiczne warstwy waliszowskie (około 90 m) są wyraźnie odrębnym kompleksem osadów koniackich. Są one szeroko rozwinięte, zwłaszcza w okolicy Międzylesia, między Idzikowem a Nowym i Starym Waliszowem oraz między Starkowem i Wielisławiem a Krosnowicami. W okolicy Idzikowa są wykształcone w facji deltowej. Na pozostałym obszarze są przeważnie wykształcone w „subfacji” marglistej lub mułowcowej, a w rejonie Międzylesia przechodzą ku górze w piaskowce górnego oddziału koniaku. Tylko w nielicznych przypadkach (Pisary, Nagodźnice) udało się w odsłoniętych seriach warstwowych zaobserwować jednakie miąższości ławic piaskowców, mułowców i margli (lub iłowców). Z reguły istnieje ilościowa przewaga ławic pelitycznych osadów nad ławicami lub pakietami ławic piaskowców. Występujące



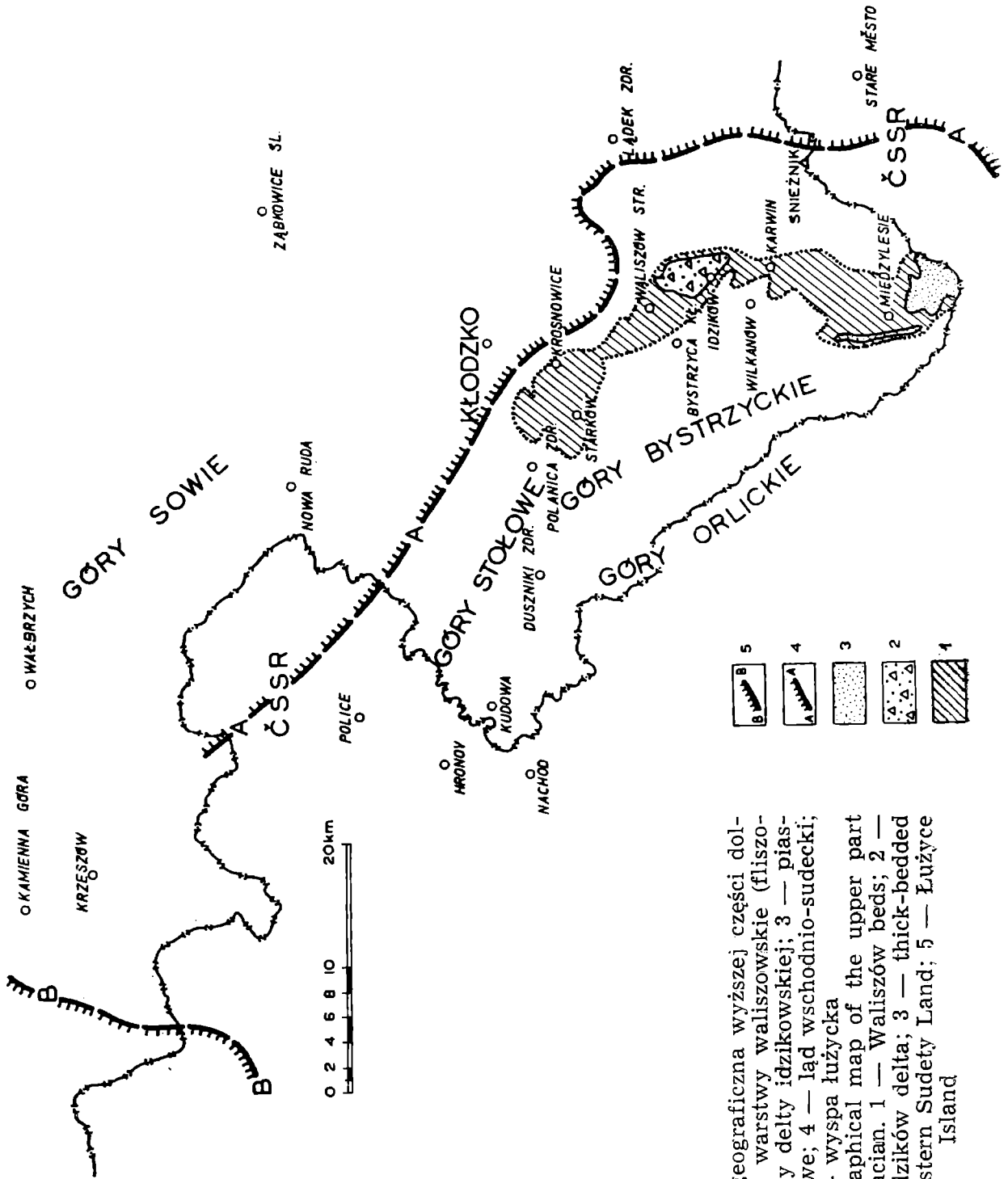


Fig. 5. Mapa paleogeograficzna wyższej części dolnego koniacu. 1 — warstwy waliszowskie (fliszopodobne); 2 — osady delty idzikowskiej; 3 — piaskowce gruboławicowe; 4 — łąd wschodnio-sudecki; 5 — wyspa łużycka

Fig. 5. Palaeogeographical map of the upper part of the Lower Coniacian. 1 — Waliszów beds; 2 — sediments of the Idzików delta; 3 — thick-bedded sandstones; 4 — Eastern Sudety Land; 5 — Łużyce Island

w warstwach waliszowskich konkrecje sferosyderytowe są duże (do 30 cm średnicy), szeregowo ułożone i występują w licznych, bezpośrednio nadległych poziomach. Fauna w warstwach waliszowskich jest na ogół mniej liczna niż w starszych warstwach kredy, niemniej miejscami pojawia się w stosunkowo dużych nagromadzeniach. Szczególnie w osadach delty idzikowskiej występuje bogaty zespół faunistyczny. Poza deltą idzikowską fauna w warstwach waliszowskich jest prawie wyłącznie ograniczona do margli i mułowców. Mułowce są typowo wykształcone na wschodnim krańcu Starego Waliszowa. Nie tylko łatwo je tam skorelować na podstawie cech litologicznych, ale ponadto zawierają stosunkowo liczne, nawet całkowite okazy *I. involutus* S o w. Prócz małżów głównymi składnikami zespołu faunistycznego z warstw w Starym Waliszowie są ślimaki i głowonogi. Gąbki, jeżowce, łódkonogi, stawonogi i kręgowce są reprezentowane przez jednostkowe gatunki. Szczególnie bogate w osobniki są małże należące do rzędów Taxodonta i Dysodonta. Dotychczas stwierdzono w tym zespole ogółem 65 gatunków zwierząt. Znacznie więcej gatunków zwierząt, mianowicie 112, zauważono w osadach delty idzikowskiej (Z. R a d w a ń s k a, 1962 a). Z ekologicznego punktu widzenia ciekawe są niejednokrotnie w piaskowcach deltowych spotykane nagromadzenia złożone wyłącznie z pojedynczych skorupek *I. geinitzianus* S t o l. Środowisko deltowe było więc miejscem ożywionej działalności prądów morskich. Charakterystyczny dla młodszej części delty idzikowskiej jest osad typu „coquina”.

#### Oddział górny

Przejście od typowo wykształconych warstw waliszowskich do wyżej leżącej serii osadowej zbudowanej z piaskowca (5—40 m) jest najlepiej widoczne w okolicy Międzyzlesia. Warstwy przejściowe są przeważnie drobno- i średnioziarniste, ale na SE od Dworek koło Międzyzlesia niżej występuje drobnoziarnisty zlepieniec, wyżej zaś gruboziarnisty, litoklastyczno-kwarcowy piaskowiec. W zlepieńcu, a zwłaszcza w gruboziarnistym piaskowcu fauna jest bardzo liczna. Fauna ta w piaskowcu ma szczególne cechy. Składa się z ośródek jeżowców, raków, licznych, często gruboskorupowych i dużych małżów i olbrzymich, wysoko stożkowatych ślimaków. Ośródki ślimaków (*Glaukonina undulata* D r e s c h.) są całkowicie pokryte przez małe i średniej wielkości egzogyry (*Exogyra cornuarietis* N i l s s.). Większe muszle małżów są obrośnięte przez mszywioły, krasnorosty i inne drobne organizmy inkrustujące; mają też ślady uszkodzeń spowodowane przez wierzące małże i drapieżne ślimaki. Stan zachowania fauny (pojedyncze muszle, masowo występujące fragmenty szczy piec raków, brak dalej posuniętego ogładzenia skorup, itp.) wskazuje na stosunkowo szybki transport. Była to zatem litoralna fauna ciepłego morza, przez dłuższy czas eksponowana na dnie morskim, a następnie względnie szybko przemieszczona, gdy uruchomiony został materiał piaskowcowy pochodzący z nowo dźwiganej partii ładu wschodniosudeckiego, leżącej prawdopodobnie na SE od Międzyzlesia.

Gruboziarnisty piaskowiec szybko przechodzi ku górze w średnio- i drobnoziarnisty, lecz gruboławicowy piaskowcowy osad. Seria zbudowana z ławic piaskowca, stanowiąca górny oddział warstw koniackich wyraźnie zaznacza się morfologicznie: na SE od Międzyzlesia w postaci progu denudacyjnego, a od Kamieńczyka do północnego końca Różanki (wzdłuż zachodniego brzegu rowu Nysy) w postaci grzbietu międzydolinnego. W piaskowcu tym fauny prawie się nie spotyka, natomiast częste są zwię-

glone ułamki łądyg i pni drzew, a miejscami w większej ilości pojawiają się liście roślin okrytozalążkowych.

### Wnioski

W koniacu rowu Nysy dużą rolę odgrywały obszary źródłowe umiejscowione na lądzie wschodniosudeckim. Ląd ten został w owym czasie znacznie poszerzony ku południowemu zachodowi, na co wskazują otoczaki porfirów występujące w osadach delty idzikowskiej. Profil koniackich warstw jest trójczęściowy, z facją marglistą w części dolnej, „fliszopodobną” w części środkowej i piaskowcową w części górnej. Sekwencja ta jest wynikiem wzmagających się na zapleczu basenu ruchów tektonicznych fazy subhercyńskiej. Otaczający basen ląd był zalesiony — w osadach koniackich udział szczątków roślin drzewiastych jest wielokrotnie większy niż w osadach turońskich. Las jednak obumierał; mechaniczna erozja pozbawionych lasu powierzchni lądu umożliwiała odprowadzanie żelaza z gleb laterytowych, jakie na tym lądzie uprzednio powstawały. Dlatego w koniackich osadach rowu Nysy występują konkrecje sferosyderytowe. Konkrecje te mają dużą praktyczną wartość jako wskaźnik stratygraficzny. Faktycznego jednak dowodu wieku dostarczają inoceramidy należące do gatunku *I. involutus* Sow. Stwierdzony ich zasięg pionowy wskazuje, że strefa *I. involutus* jest jednostkową strefą dolnego koniacu.

Katedra Geologii Stratygraficznej  
Uniwersytetu Wrocławskiego

### WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Andert H. (1934), Die Fazies in der sudetischen Kreide unter besonderer Berücksichtigung des Elbsandsteingebirges. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd 86, pp 617—637, Berlin.
- Berg G. (1912), Geol. Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Landeshut. I. Aufl, Berlin.
- Berg G. (1938), Geol. Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Landeshut. II. Aufl, Berlin.
- Dvořák J. (1955), Příspěvek k poznání křídového útvaru v okolí Velkého Dřeviče. *Sbor. UUG, sv. XXI — 1954 — odd. geol. — 1 díl.*, Praha.
- Dźułyński S., Smith A. J. (1964), Flisz jako facja (Flysch Facies). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, z. 1—2, pp. 245—266, Kraków.
- Flegel K. (1904), Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Diss. Breslau.
- Geinitz H. B. (1839—1842), Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden-Leipzig.
- Häntzschel W. (1933), Das Cenoman und die Plenus-Zone der sudetischen Kreide. *Preuss. Geol. Landesanst N.F.H.* 150, Berlin.
- Meister E., Fischer G. (1942), Erläuterungen zu den Bl. Glatz, Königshein, Reichenstein und Landeck, Lief. 343. *Reichsamt Bodenforsch.*, Berlin.
- Michael R. (1893), Cenoman und Turon in der Gegend von Kudowa in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd 45, Berlin.
- Milewicz J. (1959), Die stratigraphische Einteilung der Kreideablagerungen der nordsudetischen Mulde. *Z. angew. Geol.* H. 6, Berlin.
- Milewicz J. (1963), Die faziellen Verhältnisse in der Nordsudetischen Kreide. *Ber. Geol. Ges. DDR.* Bd 8, H. 2, pp. 130—140, Berlin.

- Petrascheck W. (1903), Zur Geologie des Heuscheuergebirges. *Verh. K. K. geol. R.-A.* pp. 259—266, Wien.
- Radwańska Z. (1962a), Fauna spągowych warstw strefy Inoceramus schloenbachi z Wilkanowa. *Z badań geol. na Dolnym Śląsku*. 10 *Biul. Inst. Geol.* 173, Warszawa.
- Radwańska Z. (1962b), Sprawozdanie z badań paleontologicznych wykonanych w 1961 r. *Arch. Stacji Dolnośl. Inst. Geol.* Wrocław.
- Radwańska Z. (1963), Die Grenze zwischen dem Turon und dem Coniac in der Innersudetischen Mulde und im Neissegraben. *Ber. Geol. Ges. DDR*. Bd 8, H. 2, pp. 163—170, Berlin.
- Radwański S. (1959), Budowa geologiczna obniżenia dusznickiego i wschodniej części Gór Stołowych. *Biul. Inst. Geol.* 146, Warszawa.
- Radwański S. (1961), Deltowe osady koniakku w okolicy Idzikowa *Kwart. geol.* Wyd. Geol. 5, nr 1, Warszawa.
- Scupin H. (1936), Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres *Z. Dtsch. Geol. Ges.* Bd 88, H. 5, Berlin.
- Sears J. D., Hunt C. B., Hendricks T. A. (1941), Transgressive and regressive Cretaceous deposits in southern San Juan basin, New Mexico. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 193-F, pp. 101—121.

## SUMMARY

The Upper Cretaceous sediments of the central part of the Sudety Mountains have been deposited in a sea following the Cenomanian transgression. The sediments were mainly detritical and derived from the neighbouring lands, predominantly from the Łużyce Island and from the Eastern Sudety Land, and also, during a certain time, from the Orlicka peninsula, which later became an island. The fauna in this sea was distinctly connected with the faunas of the Northern European province. This mediterranean sea communicated freely with an open sea, but the local conditions favoured the predominance of pelecypods and the impoverishment of ammonoids assemblages. The made observations concerns the features of the fauna and sediments. It were a base for succession of the fauna assemblage. The fauna assemblage are described in the following of the standard time scale succession.

The Lower Cenomanian sea invasion coming from the south-west formed a narrow, shallow bay spread southward from the Kudowa graben into the Stołowe Mountains together with the adjoining Nysa graben. In the Middle Cenomanian the area covered by the sea increased following the sea invasion coming from the north-west. The thickness of the Upper Cenomanian sediments is substantial only in the Krzeszów syncline. The Cenomanian sandy sediments were succeeded in the Lower Turonian by the deposition of siltstone and gray shale. The Eastern Sudety Land and the Orlicka Island were at this time the main sources of sedimentary material. A regresion occurred in the Middle Turonian, and sublittoral sandstones and shales further from the shore were deposited. The regresion continued in the Upper Turonian, the Łużyce Island being the main source of sedimentary material. The Coniacian sediments are preserved exclusively in the Nysa graben. They are mainly "flysch-like", locally deltaic, and reflect the increasing intensity of positive movements in the

Table 1

STAGES		ZONES	DEPOSITS	Palaeogeographical maps	
CONIACIAN	LOWER	Inoceramus involutus	thick-bedded sandstones	Fig. 5	
			flysch-like sediments with sphaerosiderite concretions		deltaic sediments
			argillaceous marls with intercalations of sandstones and with sphaerosideritic concretions		
TURONIAN	UPPER	Inoceramus schloenbachi	hiatus	argillaceous marls	Fig. 4
		Inoceramus glatziae	ashlar sandstones	argillaceous marls, to the SE sandy marls	
	MIDDLE	Inoceramus lamarcki & the subzone of Terebratula semiglobosa in the uppermost part	hiatus	sandy and siliceous to argillaceous and sandy marls	Fig. 3
			ashlar sandstones	sandy siliceous marls	
	LOWER	Inoceramus labiatus & the subzone of Actinocamax plenus in the lowermost part	spongiolithic marls (in the Krzeszów syncline argillaceous marls)		Fig. 2
			glaucinitic mudstones (in the Batorów syncline also glauconitic sandstones)		
GENOMANIAN	UPPER	Calycoceras naviculare	argillaceous calcareous sandstones	hiatus	
	MIDDLE	Acanthoceras rotomagense	ashlar sandstones		Fig. 1
	LOWER	Mantelliceras mantelli	argillaceous calcareous sandstones (Batorów syncline) calcareous sandstones (Kudowa graben)	hiatus	

Eastern Sudety Land. Only the Lower Coniacian is represented. These deposits are last of the Upper Cretaceous which preserved in the central part of the Sudety Mountains.

Department Stratigraphic Geology  
 Wrocław University  
 Wrocław, June 1965