

Stanisław RADWAŃSKI

Uwagi o facjalnym wykształceniu środkowosudeckiej kredy

WSTĘP

Środkowosudecka kreda górna obejmuje kredę niecki śródsudeckiej (czyli niecek Krzeszowa, Polic i Batorowa), zapadliska Kudowy, rowu Nysy, oraz kredę NE stoków Gór Bystrzyckich i Orlickich (fig. 1). Niecka policka znajduje się w zasadzie na terytorium ČSSR, a tylko najbardziej północno-zachodni jej skrawek należy do Polski; na odwrót — kreda NE stoków Gór Orlickich i Bystrzyckich jest rozprzestrzeniona w Polsce i ma tylko niewielki zasięg na obszarze czechosłowackim. Niniejszy artykuł dotyczy środkowosudeckiej kredy morskiej znajdującej się w granicach Polski.

Osady środkowosudeckiej kredy górnej powstawały w morzu, które w Sudetach pojawiło się w wyniku transgresji cenomańskiej. Należą one do cenomanu, turonu i koniaku, a wykształcone są w facji hercyńskiej. Materiał pochodził z okolicznych lądów, głównie z wyspy łużyckiej i lądu wschodniosudeckiego, okresowo z wyspy orlickiej (początkowo półwyspu lądu wschodniosudeckiego). Fauna w środkowosudeckim morzu kredowym nawiązuje do fauny prowincji północnoeuropejskiej, ma charakter kosmopolityczny, ale ze względu na lokalne warunki szczególnie płytkiego i przybrzeżnego morza odznacza się przewagą małżów i wydatnym zubożeniem głowonogów.

W obecnym stadium badań mamy już w ewidencji pełny profil środkowosudeckiej górnej kredy i znamy lokalne następstwo osadów (fig. 2). Równocześnie jednak wyłonił się szereg nowych zagadnień. Aktualna stała się potrzeba uzgodnienia profilu środkowosudeckiej kredy z profilami kredy saksońskiej i czeskiej (1), zastanowienia się czy uzyskany obraz lokalnych stosunków stratygraficzno-facjalnych może być bez zastrzeżeń włączony w obraz stosunków regionalnych (2), wreszcie zdania sobie sprawy czy facjalne wykształcenie lokalnych osadów jest takie, że co najwyżej pozwala na mniej lub więcej prawdopodobną korelację, czy też bezpośrednio może wpłynąć na ogólną znajomość górnokredowej formacji (3).

Niżej przedstawione uwagi o facjalnym wykształceniu środkowosu-deckiej kredy przyczynią się, być może, do wyjaśnienia wymienionych zagadnień. Na tym również miejscu dziękuję mgrowi S. Maciejewskiemu za pomoc przy petrograficznym opracowaniu badanych skał.

STRATYGRAFIA

CENOMAN

W Sudetach Środkowych osady cenomańskie odsłaniają się w zasadzie tylko w brzeźnych partiach synklin i rowów tektonicznych. Są to wyłącznie osady piaskowcowe, wykazujące litologiczne zróżnicowanie, które jest podstawą do ich podziału na trzy oddziały. Oddziały te można by korelować z trzema podpiętrami cenomanu wydzielonymi w klasycznym profilu cenomanu z Mans dep. Sarthe) we Francji (J. M. Hancock, 1959). Przewodnim poziomem są w tym przypadku piaskowce środkowego cenomanu wykształcone na całym obszarze w litofacji bezwapnistej piaskowca ciosowego. Wiek jego jest bezpośrednio określony na podstawie porównania z piaskowcem ciosowym cenomańskim, występującym w niecce północnosudeckiej i zawierającym liczne okazy *Acanthoceras rotomagense* (B r o n g n.), przewodniej skamieniałości środkowego cenomanu. Piaskowce leżące poniżej i powyżej piaskowca ciosowego są mało zwięzłe i mają ilasto-wapniste spoiwo. Można by sądzić, że głównym powodem dużej litologicznej różnicy między piaskowcami dolnego i środkowego cenomanu był odmienny układ stosunków paleogeograficznych, stanowiących rezultat przeciwstawnych kierunków transgresji morskich: słabej, resztkowej dolnocenomańskiej z niecki północnoczeskiej i silniejszej środkowocenomańskiej z basenu łużyckiego. W górnym cenomanie natomiast morze było tak płytkie, że dno basenu przeważnie znajdowało się na poziomie dolnej granicy działania fal i prądów, co było powodem ograniczenia sedymentacji do lokalnych przegłębień.

CENOMAN DOLNY

Piaskowce dolnego cenomanu (4÷10 m) występują w zapadlisku Kudowy, w niecce Batorowa i w przyległej do tej niecki części rowu Nysy (rejon Wolan). Są osadem wąskiej i płytkiej zatoki morskiej, źle przewietrzanej, na co wskazuje zawartość substancji bitumicznej w spoiwie, nadającej piaskowcom ciemne zabarwienie. Zatoka była wąska (około 7 km), ponieważ w stokach ostańczego wzgórza Mnich (na SE od Radkowa) bezpośrednio na podłożu permskim leżą już piaskowce środkowego cenomanu, a warstwy cenomańskie ani nie przekraczały uskoku brzeźnego dusznickiego, ani też nie sięgały do środkowych partii granitoidu Kudowy. Piaskowce osadzone w tej zatoce są ilasto-wapniste, fukoidowe i mają na całym obszarze występowania podobne wykształcenie litologiczne. Miejscami osad jest wyraźnie krzyżowo (soczewikowo) warstwowany, miejscami granice warstw są niewyraźne, a w skale wzrasta ilość rurkowych struktur, co sprawia wrażenie „odwarstwiającej” działalności zwierząt mułozernych. Działalność taka wskazuje na powolne tempo sedymentacji. Powolność sedymentacji wynika również z wystę-

powania glaukonitu w osadzie, a ponadto ze stanu zachowania muszli, który informuje, że miękkie części ciała małżów ulegały gniciu przed ostatecznym zagrzebaniem skorupki (S. Radwański, 1959, str. 10). Na podstawie występowania w piaskowcu ziarn mikroklinu i albitu, fragmentów kwarcytów i gnejsów, oraz urozmaiconego składu frakcji ciężkiej, m.in. granatu, staurolitu, rutyli, cyrkonu, tytanitu, można sądzić, że materiał pochodził ze skał krystalicznych. Istotnie mógł pochodzić zarówno z krystaliniku bystrzycko-orlickiego, jak też z metamorfiku kłodzkiego.

Facjalną odmianą dolnocenomańskich piaskowców jest wapnisty piaskowiec Kudowy (do 15 m) opisany przez R. Michaela (1893). Jest to osad facji progowej występujący w północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu granitoidu Kudowy. Piaskowiec wapnisty jest szary (w części spagowej nawet ciemnoszary), glaukonitowy, zwięzły. Leży bezpośrednio na zwiertzałym granitoidzie Kudowy i blisko kontaktu z podłożem krystalicznym, zawiera duże okruchy skalenia i granitoidu. Jest przeważnie gruboławnicowy (0,5÷1,5), drobno- i średnioziarnisty, z mniej lub więcej obfitym węglanowym spoiwem o charakterze tła skalnego. W piaskowcu tym oprócz ziarn kwarcu widoczne są ziarna skalenia i blaszki biotyту. Na zachodnim krańcu Jerzykowic Wielkich zamiast wapnistego piaskowca występuje drobnoziarnisty zlepieniec (2÷3 m).

CENOMAN ŚRODKOWY

Zupełnie inne wykształcenie litologiczne mają piaskowce środkowego cenomanu. Są to jasne, drobno- lub średnioziarniste, glaukonitowe piaskowce kwarcowe o krzemionkowym spoiwie, z reguły grubo uławiczone, o dużej rozciągłości ławic. Nierzadko w kamieniołomie odsłania się kilka ławic po 3÷4 m miąższości, nie przedzielonych cieńszymi warstwami. Dotychczas nie zaobserwowano, aby transport materiału dającego piaskowiec ciosowy odbywał się w inny sposób niż przez przetaczanie go po dnie prądami dennymi. W czasie sedymentacji piaskowca ciosowego nie było wzrostu pochyła dna w brzeżnej strefie morza, ponieważ ani osady u brzegu nie narastały w formie stożków deltowych, ani dno w kierunku lądu nie ulegało dźwiganiu, a wręcz przeciwnie — transgresja zapewniała przestrzeń dla osadu piaskowcowego, który rozprzestrzeniał się na całym dnie stale płytkiego morza.

Gruboławicowy, typowy piaskowiec ciosowy nie leży nigdzie bezpośrednio na skałach podłoża. Na podłożu krystalicznym poprzedza go gruboziarnisty materiał (bardzo często zlepieniec podstawowy lub brekcja podstawowa), albo na odwrót — ilasty, silnie glaukonitowy osad, a wyżej ilasty, kruchy piaskowiec. Zależy to od reliefu zalewanego obszaru. Na skałach osadowych najpierw osadza się zlepieniec podstawowy albo cienkowiekowany, mało zwięzły piaskowiec, będący odznaką wstępnego stadium niszczenia brzegu przez nowotransgredujące morze.

W następnym stadium, gdy większe fale atakowały brzeg morski, osadzał się piaskowiec o grubym ziarnie (niekiedy z węglanowym spoiwem, bardziej zwięzły), a na nim dopiero typowy piaskowiec ciosowy. Teoretycznie rzecz biorąc miąższość podpiętra powinna zmniejszać się w miarę wzrostu odległości od strefy brzeżnej. Nie możemy tego stwierdzić w Su-

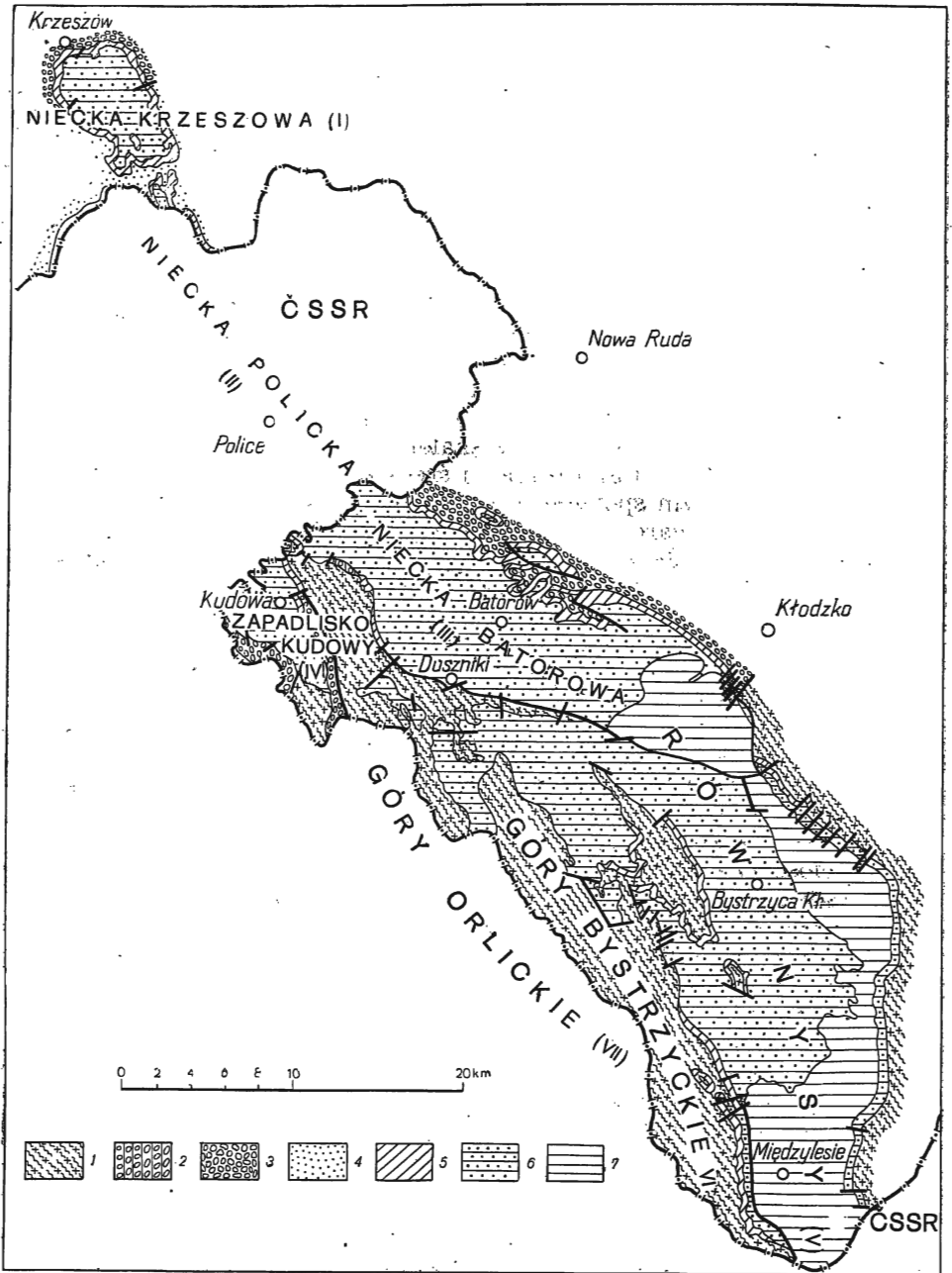


Fig. 1. Szkic geologiczny środkowosudeckiego obszaru kredowego (na podstawie zdjęć geologicznych G. Berga, J. Fistka, J. Gierwielanica, L. Wójcika, C. Żaka i autora)

geological sketch of the Middle Sudetic Cretaceous area (on the basis of geological surveys made by G. Berg, J. Fistek, J. Gierwielanec, L. Wójcik, C. Żak and by the present author)

detach Środkowych, gdyż nie dysponujemy wierceniami, lecz w niecce północnoczeskiej w ten właśnie sposób układają się stosunki miąższościowe (J. Soukup, 1963). Względne obniżenie podłoża nie było równie szybkie we wszystkich miejscach. Dlatego tylko lokalnie spotyka się zlepienie lub brekcje podstawowe w spągu piaskowca ciosowego. Na gnejsach NE stoku Gór Bystrzyckich spągowe warstwy piaskowca są zbudowane z gruboziarnistego, słabo wysortowanego materiału. Również w miarę zbliżania się do metamorfiku kłodzkiego pojawia się coraz więcej ławic gruboziarnistego, skaleniowego piaskowca. Na północ od Starego Waliszowa, w rejonie Piotrowic, w stoku fleksury wschodniego brzegu rowu Nysy występują w piaskowcu ciosowym nawet wkładki drobno- i średnioziarnistego zlepieńca, którego składnikami są otoczaki pochodzące z różnych skał metamorficznych występujących dziś w metamorfiku kłodzkim. Uwzględniając pogląd wypowiedziany przez J. Barrella (1925, str. 305), że żwiry morskie zazwyczaj nie rozciągają się na dalszą odległość od brzegu niż 5 km, szerokość zatoki środkowocenomanańskiego morza między górami Bystrzyckimi i metamorfikiem kłodzkim można by ocenić na około 13÷15 km.

Zatoka ta niewątpliwie poszerzała się ku NW, w kierunku bramy lubawskiej, gdzie znajdowała się główna, przelotowa trasa morska, biegnąca wzdłuż wschodniego brzegu wyspy łużyckiej. Na poszerzenie zatoki wskazuje litologiczne wykształcenie piaskowca ciosowego, występującego w niecce Krzeszowa, który jest tam bardzo drobnoziarnisty z megaskopowo niewidocznym skaleniem. Cechy te dowodzą, że obszary źródłowe musiały być dalekie. Istotnie, warstwy cenomańskie okolicy Krzeszowa są od skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy odległe o około 11 km. Być może, podobnie odległe były one od lądu wschodniosudeckiego, lecz wydaje się, że w tym drugim przypadku odległość ta malała w miarę zbliżania się do rowu Nysy. Wskazuje na to następująca obserwacja.

Piaskowiec ciosowy nie dochodzi do SE zbocza Czerwoniaka koło Krosnowic. W zamian na warstwach czerwonego spągowca leży tam wapnisty piaskowiec facji progowej, podobny do wapnistego piaskowca Kudowy. Na wapnistym piaskowcu leży mułowiec dolnoturoński. Zaobserwowane stosunki dowodzą, że w środkowym cenomanie ląd wschodniosudecki nie był zbyt odległy od dzisiejszego zasięgu cenomanu w okolicach Krosnowic.

CENOMAN GÓRNY

Górnocenomanańskie piaskowce (4÷12 m) są znane tylko z niecki Krzeszowa, z polskiej części niecki polickiej i z lokalnego występowania w rowie Nysy (kamieniołom koło kościoła w Różance). W typowym wykształceniu — w niecce Krzeszowa — są ciemne, drobno- i nierównościarniste, mało zwięzłe i szczególnie wyraźnie fułkoidowe. Mają ilasto-wapniste spoiwo, przełam gruzłowaty; są łatwo nasiąkliwe, a wówczas prawie czarne. Zawierają nieliczne, drobne blaszki muskowitu i nie mają megaskopowo widocznego glaukonitu, są niewyraźnie uławiczone (20÷40 cm)

1 — algonk (+ paleozoiczne granitoidy); 2 — karbon; 3 — perm; 4 — trias; 5—7 — kreda górna; 5 — cenoman, 6 — turon, 7 — koniak

1 — Alkonian (+ palaeozoic granitoids); 2 — Carboniferous; 3 — Permian; 4 — Triassic; 5—7 — Upper Cretaceous; 5 — Cenomanian, 6 — Turonian, 7 — Coniacian

	Piętra, podpiętra	Strefy faunistyczne	Lokalne następstwo osadów	Miaższość osadów w m	
KONIAK	dolny	<i>Inoceramus involutus</i>	piaskowce gruboławicowe	5 ÷ 40	
			osady fliszopodobne z kongrecjami sferosyderytowymi	osady deltowa	ok 90 (bez osadów deltowych)
			margle ilaste z wkładkami piaskowców i z kongrecjami sferosyderytowymi		20 ÷ 30
TURON	górnny	<i>Inoceramus schloenbachi</i>	hiatus	margle ilaste	10 ÷ 100
		<i>Inoceramus glatziae</i>	piaskowce ciosowe	łowce <i>Inoceramów</i> margle ilaste, na SE również margle piaszczyste	80 ÷ 180
TURON	środkowy	<i>Inoceramus lamarcki</i> z podstrefą	hiatus	margle piaszczysto-krzemionkowe do ilasto-piaszczystych	120 ÷ 360
		<i>Terebratula semiglobosa</i> w części stropowej	piaskowce ciosowe	margle piaszczysto-krzemionkowe	
TURON	dolny	<i>Inoceramus labiatus</i> z podstrefą <i>Actinocamax plenus</i> w części spagowej	margle spongiolitowe, w niecce Krzeszowa margle ilaste	30 ÷ 40	
			mutowce glaukonitowe, w niecce Batorowa również piaskowce glaukonitowe	20 ÷ 60	
CENOMAN	górnny	<i>Calycocheras naviculare</i>	piaskowce ilasto-wapniste	hiatus	12
	środkowy	<i>Acanthoceras rotomagense</i>	piaskowce ciosowe		20
	dolny	<i>Mantelliceras mantelli</i>	piaskowce ilasto-wapniste w niecce Batorowa, piaskowce wapniste w obniżeniu Kudowy	hiatus	8 - 15

Fig. 2. Korelacja górnokredowych osadów w Sudetach Środkowych
Correlation of the Upper Cretaceous deposits in the Middle Sudetes

i cienko warstwowane (2 ÷ 10 cm). Rurkowe struktury (fukoidy) są ułożone bezładnie, przeważnie proste, do 10 cm długości, o średnicy poniżej 1 cm, przekroju kolistym lub owalnym i powierzchni ciemniejszej od skały otaczającej. Wypełnione są bardzo drobnoziarnistym materiałem piaskowcowym. W ciemnym piaskowcu występuje w nieregularnych partiach szarozółtawy, bardziej zwięzły i nieco mniej fukoidowy piaskowiec.

Na warstwach ciemnego piaskowca leży ławica (0,8 m) jasnego, bez-fukoidowego piaskowca kwarcowego, o skąym ilastym spoiwie, składająca się z 2÷3 warstw. Miejscami piaskowiec jest szary, o spoiwie krzemionkowo-wapnistym, miejscami szarozółty. Większą zwięzłością i pionowym splekaniem różni się od niżej i wyżej leżących piaskowców, również szarozółtych.

Wyższa część (5 m) górnocenomańskiej serii zbudowana jest ze średniej miąższości (0,5÷1,0 m) ławic przeważnie cienkowarstwowanego, szarego, fukoidowego piaskowca o spoiwie ilasto-wapnistym. W partii spągowej dolne powierzchnie ławic są pokryte licznymi biohieroglifami. Miejscami zaznacza się oddzielność płytowa, która wyżej (1,0÷1,5 m nad spągiem) zanika. W partii stropowej piaskowiec jest bardziej drobnoziarnisty, zwięzły, ciemniejszy i bez wyraźnej granicy przechodzi w ciemnoszary mułowiec podstrefy *A. plenus*.

W górnym cenomanie środowisko sedymentacji było lekko redukcyjne — nie tyle sprzyjało tworzeniu glaukonitu, ile powstawaniu małych, ale niezbyt licznych konkrecji pirytowych.

Jeśli uwzględnimy, że górnocenomańskie piaskowce powstawały w przegłębionych partiach basenu, poza którymi dno znajdowało się powyżej podstawy falowania i nie było na nim osadzania, to warunki sedymentacji nie odpowiadały stosunkom transgresyjnym. W górnym cenomanie fale i prądy zużywały mało energii na niszczenie brzegu, a znacznie więcej na transport piaskowcowego materiału do głębszych części basenu. Należy przeto przyjąć, że gradacja dna pozostawała wówczas w równowadze z czynnikami środowiska sedymentacji. Zmiana nastąpiła dopiero wskutek wznowienia obniżenia dna i równoczesnego wznowienia transgresji. Zmiana ta nie tylko dotyczy różnicy w litologicznym wykształceniu osadów, ale też odnosi się do fauny zawartej w osadach i z tego powodu jest łączona z granicą między cenomanem i turonem. Zmiana faunistyczna jest bardzo wyraźna, co można zaobserwować np. w skarpie szosy między Gorzeszowem i Kochanowem, gdzie odsłonięte są graniczne warstwy cenomanu i turonu. W granicznych piaskowcach cenomańskich prawie nie spotyka się fauny, natomiast pierwszą odznaką przekroczenia górnej granicy cenomanu jest nagłe pojawienie się w osadzie niezwykle licznych ostryg i pektenów, wskazujące na zasadniczą zmianę warunków środowiska morskiej sedymentacji.

TURON

Przystępując do zestawienia najważniejszych cech sedymentacji środkowosudeckiego turonu, musimy najpierw uzgodnić podział stratygraficzny, który będzie podstawą dla formułowania naszych wniosków. Potrzeba wyboru podziału turonu wynika z faktu, że A. d'Orbigny (1847, str. 270) wprawdzie wyodrębnił turon, lecz nie podał typowego profilu, a tylko rejon: la Touraine. W tym rejonie, jak wykazał M. G. Leconte (1959), można podzielić turon na dolny, środkowy i górny. W środkowosudeckiej kredzie też wyróżniamy trzy podpiętra turonu, lecz w przeciwieństwie do geologów francuskich do turonu górnego zaliczamy również strefę *I. schloenbachi* (= dolną część strefy *Barroisiceras haberefellneri*). Uznajemy, że strefa *I. schloenbachi* obejmuje lokalny czas trwa-

nia gatunku *I. schloenbachi*. Zdajemy sobie sprawę, że zgodnie z poglądem wypowiedzianym przez R. A. Reymonta (1956) istnieją wątpliwości czasowego zaliczenia strefy *I. schloenbachi* na podstawie amonitów, lecz inoceramy wskazują raczej na przynależność tej strefy do turonu.

Dolną granicę turonu przeprowadzamy w stropie strefy *Calycoceras naviculare*. Górną granicę natomiast na podstawie pierwszego pojawienia się konkrecji sferosyderytowych w osadach, czyli bezpośrednio poniżej warstw zaliczanych do strefy *I. involutus*.

Głównymi osadami turonu są piaskowce, mułowce i margle. Inne skały, jak ilowce, czerty, glaukonitowce, wapienie, zlepieńce są tylko lokalnie reprezentowane. Zważyć należy, że środkowosudecki basen turoński rozwinął się z dawnego basenu cenomańskiego, powstałego między łądem wschodniosudeckim, wyspą orlicką i wyspą lużycką. Obszary źródłowe są więc znane. Rzecz w tym, że dostarczanie materiału było ilościowo zmienne, uwarunkowane lokalną tektoniką. Droga do oceanu była daleka, niemniej bliższa ku NW (przez bramę lubawską i nieckę północnosudecką) niż ku SW (przez nieckę północnoczeską i bramę regensburską).

TURON DOLNY

Cechy sedymentacyjne osadów dolnego turonu kształtowały się w warunkach transgresji morskiej. Był to okres poszerzania basenu sedymentacyjnego. Osady tego basenu są dziś resztką denudacyjną, niemniej ich cechy pozwalają wnioskować o transgresji dolnoturońskiego morza, zwłaszcza na obszar Gór Orlickich i Bystrzyckich, który w owym czasie był wyspą z żywym klifem na północno-wschodnim brzegu. Na odcinkach brzegu o stromym klifie platforma abrazyjna była zapewne mało wyraźna. Na stromy klif wskazują lokalnie zachowane zlepieńce przybojowe, należące do podstrefy *A. plenus*, np. w miejscowości Spalona (Góry Bystrzyckie). Wykształcenie zlepieńców przybojowych, których ziarno niejednokrotnie jest bardzo grube, wydaje się dowodzić, że brzeże było silnie rozwinięte, musiało obfitować w liczne zatoki, ostrogi, występy i inne formy litoralne. Nadmorska wysokość poziomów przybojowych zlepieńców jest różna ze względu na nierównomierność transgresji i pokredową tektonikę. Osady podstrefy *A. plenus* wykształcone w facji przybojowej, występują również w zapadlisku Kudowy, mianowicie w Lewinie Kłodzkim. Prócz nich występują osady facji progowej, np. piaskowce polimiktyczne w dolnej części NE stoku Gór Orlickich lub piaskowce wapniste u podnóża Gór Bystrzyckich na SW od Boboszowa.

Poza litorałem osady podstrefy *A. plenus* są z reguły mułowcowe, a w niecce Batorowa również piaskowcowe. Poza niecką Krzeszowa mułowce są skrzemieniałe. Młodsze mułowce zawierają liczne gniazda i przerosty czertów. Na granicy mułowców i margli występuje ławica czertowa (2 m) lub miejscami warstwa glaukonitytu (w niecce Krzeszowa pośrodku serii mułowca występuje jeszcze druga, nawet wyraźniejsza ławica glaukonitytu).

Osadami wyższej części podpiętra są głównie margle spongiolitowe (igły gąbek są w nich przeważnie skalcytyzowane), a lokalnie margle ilaste (w niecce Krzeszowa) lub piaskowce margliste (w stropie podpiętra na odcinku między Studziennem i Górnym Szalejowem — na NE

granicy zasięgu warstw). Ciekawe jest konwolutive warstwowanie dolnoturońskich mułowców, zwłaszcza w niecce Krzeszowa, i margli, szczególnie tych, które występują w obrębie Gór Bystrzyckich i Orlickich i w ich bliższej okolicy oraz w NE stoku Gór Stołowych. Warstwowanie to wskazuje, że w owym czasie sedymentacja odbywała się w warunkach burzliwego prądowania.

Osady podstrefy *A. plenus* są silnie glaukonitowe, co jest zrozumiałe, ponieważ ich sedymentacja była powolna i morze transgredowało na obszar zbudowany ze skał krystalicznych. Margle strefy *I. labiatus* są wyraźnie glaukonitowe tylko w stropowej części podpiętra i tylko w nielicznych, powierzchniowo ograniczonych miejscach. W starszych marglach przygodnie występują nieliczne, małe konkrecje pirytowe.

*
* *

Przy obecnym stopniu rozeznania seria warstw nazywana strefą *Actinocamax plenus* — jako odrębny poziom stratygraficzny — zaliczana jest przez jednych geologów (np. W. Petraschka, 1900; A. Seiferta, 1955; H. Dietzego, 1959) do cenomanu, a przez innych (np. W. Häntzschela, 1933, geologów czeskich, anglosaskich i francuskich) do turonu. W przeciwieństwie K. Pietzsch (1962, str. 389) uważa, że „...odnośnie wieku strefy plenus nie zostało jeszcze osiągnięte żadne ogólnie uznane rozstrzygnięcie...“, wobec czego strefę tę uznaje za „...cenomańsko-turońską strefę przejściową“. Z tych sprzecznych poglądów wynika, że w kredzie sudeckiej problem jest trudny do rozwiązania. Rzecz polega na tym, że na obszarach, na których górna kreda wykształcona jest w facji hercyńskiej, obserwuje się wprawdzie dużą zmianę warunków środowiska sedymentacyjnego na przejściu od cenomanu do warstw strefy *A. plenus*, ale trudno w warstwach tej strefy natrafić na skamieniałości strefowe turonu. Warstwy strefy *A. plenus* występujące w południowej Anglii (Dorset) są porównywane (E. Neaverson, 1955, str. 518) ze znaną z zachodniej Europy (np. z basenu paryskiego) strefą *Metoicoceras whitei* (= *M. pontieri*), w której „...*I. labiatus* występuje począwszy od spągu“ (F. Dalbiez, 1959, str. 861). Jednak w mułowcach, które w Sudetach Środkowych są osadami strefy *A. plenus*, nie znaleziono dotychczas okazów *I. labiatus*. Sądzę, że brak ich można jednak wytłumaczyć. Należy zważyć, że najstarsze, tj. mułowcowe osady turońskie Sudetów Środkowych są osadami niestałego środowiska morskiej sedymentacji, przesuwanego w miarę postępu transgresji morskiej. Transgresja, którą rozpoczyna się turoń, została spowodowana obniżeniem podstawy falowania, co dało przestrzeń dla gromadzenia się osadów. Jeśli — rozumując teoretycznie — w głębszym morzu nie należałoby oczekiwać dużych zmian litologicznych w profilu pionowym, ze względu na stałą drobnoziarnistość osadów, to w kierunku ładu zmiany te stają się coraz wyraźniejsze z uwagi na wzrost średnicy ziarna osadu. W najstarszym turonie, tj. bezpośrednio po wznowieniu transgresji, cały dziś widoczny obszar środkowosudeckiej kredy znajdował się w stosunkowo bliskiej odległości od łądów. Na tym obszarze, na piaskowcach cenomańskich, osadzały się mułowce lub zależnie od konfiguracji brzegu morskiego mułowce zalegające się z piaskowcami (w niecce Batorowa). Wskutek przesuwania się brzegu w głąb ładu, na

mułowcach zaczął osadzać się margiel, mianowicie tam, gdzie doszło do pogłębienia morza i ustaliły się warunki odpowiadające tej głębokości. W ten sposób kompleks osadowy leżący między piaskowcami cenomańskimi a marglami dolnoturońskimi uzyskuje cechy pozwalające na wyodrębnienie go jako poziomu. Ale migracja nowych inoceramów w kierunku brzegu basenu opóźnia się, ponieważ zależy od głębokości dna. W tym przypadku granica litologiczna między mułowcami i marglami nie jest dokładnie zgodna z granicą czasową — jest granicą facjalną. Z punktu widzenia kartografii wydzielenie poziomu mułowców jest słuszne. Z punktu widzenia stratygrafii najwygodniejszym w praktyce (ale nie w pełni poprawnym) rozwiązaniem zagadnienia wydaje się uznanie tego poziomu za podstrefę *A. plenus*.

TURON ŚRODKOWY

Przechodząc do omówienia cech osadów środkowego turonu warto zastanowić się nad znaczeniem niektórych teoretycznych sformułowań (F. J. Pettijohn, 1957). Wiadomo, że o zasięgu dawnego morza można wnioskować jedynie na podstawie facji brzeżnych. Jeśli nie znamy facji brzeżnych, pozostaje opis facji zgrupowanych w ich naturalnych regionach i na tej podstawie bardzo ostrożne formułowanie wniosków. Występowanie facji nerytycznych i organodetrytycznych wskazuje na morze epikontynentalne. W takim morzu sedymentacja w dużej mierze zależy od przebiegu prądów morskich, ale bodaj ważniejszym w tym przypadku czynnikiem sedymentacji jest tektonika. Jest to bowiem „... czynnik kontrolujący strukturę i skład facji. Diastrofizm jest procesem powodującym nieregularności powierzchni i zjawiska gradacji. Jako taki wpływa na rodzaj sedymentacji i sedymentacyjnych produktów. Szybkość sedymentacji jest funkcją tektoniki. Stosunek między dostarczaniem i obniżeniem określa, czy materiał będzie osadzany powyżej czy poniżej podstawy falowania. Diastrofizm jest epizodyczny i morski profil równowagi ulega ciągłej zmianie (cyklicznej)“ — F. J. Pettijohn, 1957, str. 638. Szybkie podnoszenie ładu wiąże się z szyką sedymentacją i powoduje regresję. Jeśli natomiast dno basenu szybko jest obniżane, a sedymentacja jest powolna, wówczas następuje transgresja.

Środkowy turon w Sudetach Środkowych jest regresyjny. W tym okresie do basenu zostały doprowadzone olbrzymie masy materiału piaskowcowego, pochodzącego z ładu wschodniosudeckiego i z wyspy orlickiej. Znacznie mniej materiału dawała wyspa lużycka.

Głównymi osadami w środkowym turonie są piaskowce ciosowe i margle piaszczysto-krzemionkowe; wyjątkowo występują wapienie, piaskowce wapniste i margle piaszczyste. W głębszych częściach basenu piaskowce zazębiają się z marglami. Obserwując te zazębienia możemy uznać każde nakładanie się drobnoziarnistego osadu (margli) na gruboziarnisty osad (piaskowiec) za transgresję. Następstwo warstw w profilu pionowym wskazuje natomiast, że brzeżne osadzanie w środkowoturońskim basenie przez długi czas było obfite i hamowało każde aktywniejsze przesuwanie się linii brzegowej w głąb ładu. W płytszych częściach basenu (np. w niecce Krzeszowa) piasek był rozprzestrzeniony jednakowo w całym basenie.

Piaskowce ciosowe środkowego turonu wskazują na pierwsze, po długiej przerwie, regionalne dźwiganie sudeckich masywów krystalicznych. W Sudetach Środkowych bardzo charakterystyczną cechą tego tektonicznego zjawiska była większa intensywność podnoszenia podłużnych ram basenu. Z podłużnych ram, czyli od NE lub SW szło znacznie więcej materiału piaskowcowego niż z kierunków przeciwnych, tj. od NW lub SE. W konsekwencji basen uległ dużemu zwężeniu na odcinku między wyspą orlicką i lądem wschodniosudeckim, tudzież wydatnemu ograniczeniu od północnego wschodu na odcinku widocznym w niecce Batorowa (i niecce polickiej). Prócz tego doszło do indywidualizacji basenu wskutek zróżnicowania jego topografii. Piaskowcowy materiał był gromadzony w postaci stożków deltowych, które w kierunku do środka basenu rozpląszczały się i bocznie się łączyły. W ten sposób w osi basenu dno było najgłębsze, a ku brzegom wzrastało nachylenie nasypów litoralnych. Zależnie od ilości dostarczanego materiału silniejsze było obniżenie dna i większa miąższość osadów. Zmiany w intensywności ruchu zapleczka były powodem powstawania zążeń piaskowca z marglem. Materiał piaskowcowy był transportowany przez prądy trakcyjne, a okresowo przez prądy zawiesinowe. Prądy zawiesinowe brały udział zwłaszcza w transporcie materiału, z którego jest zbudowany najniższy i najdłuższy z trzech klinów piaskowca pochodzącego z wyspy orlickiej, oraz odpowiadający mu klin piaskowca pochodzącego z ładu wschodniosudeckiego.

Piaskowce należące do tych klinów, zarówno w rejonie Złotna (obniżenie dusznickie), jak też w rejonie wzgórza Jastrząbek (Góry Stołowe), wykazują warstwowanie łączone. Obserwuje się tam bowiem kilkakrotne przekładanie się kompleksu warstw o strukturze frakcjonalnej z kompleksem warstw o strukturze krzyżowej. Warstwy o strukturze frakcjonalnej mają po 1÷2 m miąższości; warstwowanie frakcjonalne należy do typu warstwowania frakcjonalnego przerywanego (M. Książkiewicz, 1954). Warstwy o strukturze krzyżowej są natomiast cienkie (4÷10 cm). Oba kompleksy biorą udział w budowie „grzybów“ skalnych, charakterystycznych dla krajobrazu Gór Stołowych (S. Radwański, 1959, str. 27).

Działalność prądów zawiesinowych nie ogranicza się do transportu materiału dającego piaskowce ciosowe. Silne prądy wirowe idące od wyspy orlickiej powodowały liczne wymycia w spągowej części środkowoturonińskich margli rejonu Dusznik oraz konwolutive warstwowanie tych margli.

Wapień pojawia się w środkowym turonie dwukrotnie: raz jako wapień piaszczysty wypełniający niektóre erozyjne zagłębienia utworzone w marglach okolicy Dusznik, a drugi raz jako szary, wzbogacony w glaukonit wapień, biorący miejscami udział w budowie tzw. „glaukonitowej ławicy kontaktowej“, uważanej przez A. Friča (1889) za najniższy oddział warstw teplickich. Pozostałe erozyjne zagłębienia widoczne w Dusznikach i ich najbliższej okolicy są wypełnione piaskowcem wapnistym, który miejscami (np. według obrazu, jaki daje ściana skalna koło starej papierni w Dusznikach) został osadzony na częściowo zerodowanej ławicy marglu piaszczystego i przykryty inną ławicą marglu piaszczystego.

W środkowym podobnie jak i w dolnym turonie spotykamy się więc ze znacznym zróżnicowaniem litofacjalnego wykształcenia osadu. Sedymentacja była szybka i w niewielu miejscach obserwuje się ławice marglu

bardziej zasobnego w węglan wapnia. Środkowoturońskie margle są z reguły bogate w bezpotaciową krzemionkę.

*
*
*

Osady podstrefy *T. semiglobosa* powstawały w okresie, w którym dokonała się zmiana lokalnych warunków morskiego środowiska sedymentacji, spowodowana zmianą stosunków tektonicznych. Środkowoturoński kierunek NE—SW głównego źródła dostarczania osadu został zmieniony na granicy środkowego i górnego turonu na kierunek NW—SE. W górnym turonie, zależnie od ilości dostarczanego materiału i długości transportu, zazębia się w basenie frakcja grubiejsza (piaskowiec, margiel piaszczysty) z frakcją drobniejszą (marglem ilastym). W częściach basenu znajdujących się w większej odległości od źródła osadu piaszczysto-krzemionkowy margiel środkowego turonu przechodzi ku górze w margiel ilasty górnego turonu. Osad przejściowy, powstający do czasu stabilizacji nowych warunków środowiska i pojawienia się nowej, górnoturońskiej fauny, został zaliczony do podstrefy *T. semiglobosa*. W częściach basenu znajdujących się blisko źródła osadu, mianowicie w niecce Krzeszowa, gdzie jeszcze nie doszło do powstania drobniejszamiętej frakcji osadu, na silnie wapnistym marglu środkowego turonu bezpośrednio leży górnoturoński piaskowiec ciosowy. Istniejąca w tym przypadku niezgodność erozyjna (brak podstrefy *T. semiglobosa*) wskazuje, że wyspa lużycka była w owym czasie silnie podnoszonym obszarem, dostarczającym szczególnie dużych ilości materiału detrytycznego.

Przejście od margli piaszczysto-krzemionkowych do margli ilastych jest powolne. Zgodnie z danymi przedstawionymi przez A. Friča (1889, str. 15) dokonuje się ono w trzech poziomach, z których najniższy (1÷2 m) zbudowany jest z marglu lub wapienia wzbogaconego w glaukonit, środkowy (2÷2,5 m) z marglu podobnego do typowego marglu środkowoturońskiego, lecz zawierającego znaczny dodatek składników ilastych i wkładki drobnopiaszczystego materiału z liczną fauną, m.in. z okazami *T. semiglobosa*, górny (1÷2 m) z ciemnoszarego, piaszczysto-ilastego marglu, zawierającego liczne drobne „terebratule“ i rynchonelle. Dolna granica górnego turonu jest umownie przeprowadzona w miejscu, gdzie w osadzie zaczynają przeważać składniki ilaste.

Wyżej podana interpretacja podstrefy *T. semiglobosa* wyjaśnia stanowisko przynależnego do niej kompleksu warstwowego w profilu stratygraficznym. Wskazuje ponadto, że uznanie tych warstw (= warstwy ciepłokie J. Krejčiego, 1877 i A. Friča, 1889, = piętro Xabc Č Zahálki, 1915) za górny turon (F. Katzer, 1892, i in.) wynikało z pierwotnej niezajomości pełnego następstwa warstw, pominięcia warstw strefy *I. glatziae* przez A. Friča, i in.

TURON GÓRNY

O ile osady dolnego i środkowego turonu powstały głównie przy współdziałaniu prądów zawieszinowych, to w górnym turonie działają zwyczajne (trakcyjne) prądy denne. Wyspa orlicka zanikła na granicy środkowego i górnego turonu. Wskutek zaniku tego lokalnego źródła osadu, a równocześnie szczególnie intensywnego wzrostu materiału dostarczo-

nego z wyspy łużyckiej, doszło w górnym turonie do specyficznego układu stosunków batymetrycznych w basenie kredowym. W miarę gromadzenia się coraz większych mas osadu pochodzącego z wyspy łużyckiej strefa głębszej wody była odsuwana ku SE. W wyższej części górnego turonu, tj. w strefie *I. schloenbachi*, sedymentacja była już prawie całkowicie ograniczona do rejonu Wilkanowa (rów Nysy), gdzie znajdowała się głębsza część basenu. W tym rejonie strefa *I. schloenbachi* ma około 100 m miąższości i szybko cienieje do 10÷15 m w kierunku Roztok Bystrzyckich i Bystrzycy Kłodzkiej.

Przesuwanie się przegłębionej strefy basenu uwarunkowane jednostronnym wzrostem dostarczonego materiału jest zjawiskiem lokalnym i nierównoznacznym z regionalnym obrazem transgresji morskiej. Ogólnie górny turon ma charakter regresyjny. Głównymi skałami są piaskowce i margle, w mniejszej ilości występują iłowce i wapień, a tylko przygodnie czerty i skały glaukonitowe.

Pozostałością środkowoturońskiego okresu było wydłużenie basenu kredowego ogólnie o kierunku NW—SE i taki był właśnie kierunek głównego dostarczania materiału w strefie *I. glatziae*. Od NW — z wyspy łużyckiej — materiał był doprowadzony w różnych ilościach. Można sądzić, że największa masa osadu piaskowcowego została z tej wyspy dostarczona w środkowej części strefy *I. glatziae*. Wówczas klin piaskowca sięgnął aż po Gorzanów w rowie Nysy. Piaskowiec ten jest znany w niecce śródsudeckiej pod nazwą „piaskowca ze Skalniaka“ i jest najmłodszym z górnokredowych osadów, które się tam zachowały. Ziarno piaskowca grubieje w kierunku wyspy łużyckiej. W niecce Krzeszowa w niektórych ławicach piaskowiec zawiera nawet dużą ilość żwiru pochodzącego z przesortowania piedmontowych otoczków, ogólnie zaś ma wygląd piaskowca mało wysortowanego, rozsypliwego, przeważnie krzyżowo warstwowanego, wykształconego w facji litoralnej. W niecce Batorowa jest to już piaskowiec typowo sublitoralny, drobnoziarnisty, miejscami z krzemionkowym spoiwem. W rowie Nysy piaskowiec ten stopniowo ścienia się i wreszcie zanika w rejonie Gorzanowa. Tak więc piaskowce górnoturzańskie powstawały wskutek przeróbki osadów piedmontowych, które za pośrednictwem piasków rzecznych przechodziły bocznie w piaski litoralne, następnie sublitoralne i wreszcie w morskie margle ilaste. Można by sądzić, że górnoturzańskie piaskowce Sudetów Środkowych upodabniają się pochodzeniem do opisanego przez E. M. Spiekera (1949) piaskowca Castlegate formacji Price River z Utah i Colorado (USA).

Między Gorzanowem a Bystrzycą Kłodzką margiel strefy *I. glatziae* zawiera najmniej składników detrytycznych. W tej części basenu należałoby spodziewać się najmniejszej miąższości strefy *I. glatziae*. Na E i SE od Bystrzycy Kłodzkiej widoczny już jest w sedymentacji udział ładu wschodniosudeckiego. Udział ten polega na dostarczaniu piasku jako domieszki marglistych osadów. Szary margiel piaszczysty (67 m), leżący na spagowym marglu ilastym (35 m) jest tam najbardziej charakterystycznym osadem strefy *I. glatziae*. W marglu piaszczystym występują nieliczne wkładki szarego piaskowca i piaszczystego wapienia. W stropowej części strefy *I. glatziae*, zbudowanej również z marglu ilastego (8 m), uwagę zwraca kilka cienkich (4÷6 m), anastomozujących wkładek czertów i kończąca osady strefy *I. glatziae* warstwa (5 cm) glaukonitytu (odsłonięta

w 1963 r. przez Z. Radwańską na wschód od Wilkanowa, w prawym zboczach doliny Wilczki).

Profil strefy *I. schloenbachi* rozpoczynają iłowce inoceramowe (8÷30 m). Jest to facja ograniczona do głębszej części basenu. Leżące na iłowcach margle ilaste są miejscami silnie wapniste. Występują w nich rzadko rozmieszczone, bardzo długie wkładki piaskowców (30÷40 cm). Margle te mają na SE od Bystrzycy Kłodzkiej, tj. w przegłębionej części basenu, około 70 m miąższości; poza tą częścią basen spłycał się. W miarę spływania się basenu strefa *I. schloenbachi* cienieje do około 15 m i jest ograniczona prawie wyłącznie do iłowców inoceramowych, np. w Roztokach Bystrzyckich lub na NW od Bystrzycy Kłodzkiej. Dalsze spłykanie basenu jest powodem zaniku facji iłowców. Między Wielisławem a Szalejowym Górnym iłowce przechodzą bocznie w margle. W Szalejowie Górnym margle te stają się nieco piaszczyste. Czy w kierunku NW przechodzą one w piaskowce ciosowe, tego z powodu braku warstw nie wiemy. Teoretycznie jest to możliwe, ponieważ w innych rejonach (w niecce północnosudeckiej) okazy *I. schloenbachi* Böh m są notowane również w piaskowcach ciosowych.

W rowie Nysy margle strefy *I. schloenbachi* graniczą sedymentacyjnie u góry z megaskopowo podobnymi marglami, ale zawierającymi konkrekcje sferosyderytowe, a więc należącymi już do koniak.

KONIAK

W Sudetach Środkowych osady koniak występują tylko w rowie Nysy i należą do dolnego koniak (= strefa *Inoceramus involutus*). Ciągłą się pasem wzdłuż wschodniego brzegu rowu, przy czym warstwy górnego oddziału koniak zachowały się jedynie w rejonie Międzyzlesia, gdzie obniżenie dna rowu jest większe i warstwy koniakie zajmują całą środkową część rowu. W lokalnym podziale wyróżniono w koniak dolnym 3 ogniwa: dolne (20÷30 m), środkowe (90 m) i górne (5÷40 m).

KONIAK DOLNY

Ogniwo dolne

Osadami dolnego ogniwa koniak dolnego (warstwy z Karwina według Z. Radwańskiej, 1962) są margle ilaste i iłowce z wkładkami piaskowców i konkrekcjami sferosyderytowymi. Margle są ciemnoszare, na przełomie z reguły jednorodne, obfitują w bardzo drobne blaszki jasnej miłki i występują w soczewkowatych ławicach, niezbyt długich (2÷4 m) i grubych (5÷40 cm). Wskutek niedoboru węglanowego składnika margle zająłają się z ciemnymi iłowcami. Wkładki piaskowca są bardzo długie, o jednokowej miąższości (20÷40 m) na całej widocznej długości, są ostro odgraniczone w spągu i stropie. Piaskowiec jest drobnoziarnisty, o spoiwie ilasto-węglanowym lub krzemionkowym. Na dolnej powierzchni wkładek piaskowca występują licznie biohieroglify.

Warstwy z Karwina powstawały przy współdziałaniu prądów zawieszonych. Prawie stały brak laminacji osadu można by tłumaczyć jednostkową frakcją osadu (M. Książkiewicz, 1954). Niemniej powyżej Roztok Bystrzyckich w marglach z Karwina odsłoniętych w brzegach Nysy Kłodzkiej

dzkiej występują wkładki laminowanego piaskowca z licznymi okruchami marglu. Konkrecje sferosyderytowe występują bądź to pojedynczo i wówczas są przykryte materiałem wyżej leżącej ławicy, bądź też w szeregowym układzie między ławicami. W tym drugim przypadku niejednokrotnie czynią wrażenie pierwotnie dłuższej smugi, porozdzielanej na segmenty wskutek późniejszej selekcji tektonicznej. Fauna występuje w marglach i iłowcach. Z reguły jest ograniczona do powierzchni warstwowych. Spotyka się muszle małe i średnich rozmiarów, a z muszli dużych tylko pojedyncze ułamki. Uwagę zwracają tu biohieroglify gwiaździste, ograniczone tylko do margli z Karwina, zbliżone wyglądem do pięciopromiennej (rzadziej cztero- lub sześciopromiennej) gwiazdy o średnicy 5–6 cm i płatkowatym kształcie ramion.

Warstwy z Karwina, prawie jednakowej miąższości, układały się nadnie basenu wyrównanym z końcem turonu. Nie są to osady transgresyjne czy pozabawione elementów klastycznych, ani też takie, w których równowaga byłaby zdecydowanie przesunięta na korzyść składnika węglanowego. Ogólne stosunki sedymentacyjne wskazują raczej, że w owym czasie istniała duża równowaga między podnoszeniem zaplecza i gromadzeniem się osadów w basenie. Osady te różnią się od górnoturonijskich margli ilastych występowaniem konkrecji sferosyderytowych, biohieroglifów gwiaździstych i odmiennym zespołem faunistycznym, a od osadów środkowego ogniwa dolnego koniak — mniejszą zawartością materiału detrytycznego, dużą jednolitością wykształcenia teksturalnego i prawie całkowitym brakiem laminacji.

Ogniwo środkowe

Ogniwo środkowe koniak dolnego (warstwy waliszowskie Z. Radwańskiej, 1962) stanowią margle ilaste, iłowce, mułowce i piaskowce; we frakcjach ilastej i mułowcowej liczne są konkrecje sferosyderytowe i na ogół obfita fauna. Wymienione typy skalne są ze sobą związane rytmiką występowania nadającą osadom fliszopodobny charakter. Materiał transportowany był głównie przez prądy zawiesinowe. Dostarczany był przez potolki, a częściowo pochodził z erozji brzeżnej, podnoszonej strefy basenu. Facjalną odmianą warstw waliszowskich są osady delty idzikowskiej (S. Radwański, 1961). Warstwy waliszowskie nie zostały dotychczas szczegółowo przebadane pod względem sedymentologicznym. Wiadomości odnoszące się do sedymentacji tych warstw dotyczą jedynie przygodnych obserwacji, poczynionych w czasie wykonywania zdjęcia geologicznego.

Należy przede wszystkim zaznaczyć, że jednakowe miąższości ławic ułożonych w rytmicznym następstwie zostały dotychczas zaobserwowane jedynie w rejonie Międzyzlesia i tylko w dwu miejscach, mianowicie na wschodnim krańcu Pisar i w Nagodzicach. We wszystkich innych miejscach istnieje duża ilościowa przewaga ławic pelitycznych osadów nad ławicami lub pakietami ławic piaskowców. W zasadzie tylko w lewym zboczu doliny Nysy Kłodzkiej, na czterokilometrowym odcinku — od Międzyzlesia do Nagodzic — obserwujemy wyraźnie rozwiniętą subfację piaskowcową. Poza tym obszarem w rejonie Międzyzlesia przeważają margle, w rejonie Roztok Bystrzyckich i Wilkanowa — margle wraz z iłowcami, a w rejonach Waliszowa, Gorzanowa, Krosnowic, Wielisławia

i Starkowa raczej mułowce — jako najbardziej charakterystyczny i najczęstszy w tych okolicach osad warstw waliszowskich.

Najbardziej pospolitym typem warstwowania jest warstwowanie laminowane. Warstwowanie frakcjonalne występuje, lecz jest słabo reprezentowane. Na tej podstawie można by sądzić zgodnie z poglądem wypowiedzianym przez M. Książkiewicza (1954), że prądy zawiesinowe, które te warstwy składały, nie były ani zbyt szybkie, ani zbyt mocne. W subfacjach miejscami przeważa warstwowanie krzyżowe lub też występuje warstwowanie łączone, np. krzyżowe z laminowanym (w subfacji marglistej) lub krzyżowe z frakcjonalnym (w subfacji piaskowcowej).

W rejonie Międzyzlesia w wielu miejscach odsłania się jedna lub kilka nad sobą leżących ławic (0,4÷2,0 m) ciemnoszarego marglu, wykazującego dobre rozdzielenie pionowe materiału (np. odsłonki w brzegach Nysy w Międzyzlesiu i poniżej Międzyzlesia) i nieliczne lub na odwrót — bardzo liczne i duże konkracje sferosyderytowe. Ławice te należą do kompleksów warstwowych o wielometrowej miąższości, które np. w lewym brzegu Nysy na północ od stacji kolejowej w Międzyzlesiu są przedzielone serią (5 m) soczewkowo ułożonych warstw (5÷50 cm), zbudowanych z szarego, ilastego marglu z licznymi konkracjami sferosyderytowymi i czterema cienkimi (10 cm) wkładkami szarego piaskowca.

Badania mikroskopowe szarego, ilastego, marglu, pochodzącego z Międzyzlesia wykazują, że na obszarze między szpitalem a drogą idącą przez wzgórze Sikornik (549,8 m) do Boboszowa skała ta jest zbudowana głównie z węglanowo-ilastego tła, złożonego z zagęszczeń pozbawionych wyraźnych konturów (w podobnych skałach pochodzących z innych miejsc tło jest jednolite).

W tym tle występują na ogół dobrze obtoczone ziarna kwarcu o średnicy 0,01÷0,04 mm, które zajmują około 15% całości skały. Prócz nich widoczne są liczne blaszki miki i grudki tlenków żelaza. Glaukonit nie występuje. Drobniejsze ziarna kwarcu gdzieś tam tworzą owalne skupienia o podłużnej osi dochodzącej do 0,2 mm długości. W takim skupieniu ziarna kwarcu są spojone ilastą substancją, która w formie wąskiej otoczki otłania również skupienie (w podobnych skałach pochodzących z innych miejsc ziarna kwarcu tworzące skupienia są niekiedy spojone krzemionką). W centrum Międzyzlesia (w rynku) margiel ilasty jest laminowany. Płytką cienką wyciętą z jaśniejszej laminy wykazuje, że skała składa się z drobno- i równoziarnistego tła zbudowanego z przylegających do siebie ziarn kwarcu o średnicy około 0,02 mm, nielicznych drobno rozartych okruchów węglanowych i blaszek muskowitu. Przygodnie trafiają się grudki tlenków żelaza i ziarna cyrkonu. Laminacja polega zatem na większej ilości ziarn kwarcu lub węglanowo-ilastego tła w osadzie (por. M. Książkiewicz, 1954). W ciemnoszarych, nie laminowanych marglach ilość węglanowo-ilastego tła wzrasta do 85% całości skały. W marglach tych na wschód od Pissar, w głębokich jarach utworzonych przez potoki spływające z prawego zbocza doliny Nysy, występują szczególnie duże i liczne konkracje sferosyderytowe.

Szary piaskowiec jest bardzo drobnoziarnisty, zbity i twardy. W płytce cienkiej widoczne są równowymiarowe, obtoczone, odrębne ziarna kwarcu (przeciętnie 0,15 mm średnicy), spojone substancją węglanową. Dodatkowo występują ziarna skaolinizowanego skalenia, blaszki musko-

witu, biotyty (częściowo przechodzącego w chloryt), agregaty chlorytowe, grudki tlenków żelaza. Prócz tego obserwuje się nieliczne ziarna granatu, cyrkonu i apatyty.

Występujące w warstwach waliszowskich ławice piaskowca, niezależne od subfacji piaskowcowej, często są pojedyncze, ale nie stanowi to reguły. W wielu miejscach w obrębie marglu spotykamy na raz kilkanaście cienkich, to znów bardzo grubych ławic piaskowca, leżących bezpośrednio jedna na drugiej lub przedzielanych cienką (do 1 cm) wkładką marglu lub ilastego piaskowca. Ławice nie dzielą się na warstwy lub na odwrót dzielą się na dużą ilość różnej miąższości (od 2÷3 do 40 cm) warstw. W niższej części warstw waliszowskich ławice piaskowca są nie warstwowane lub wykazują zwyczajne (jednorodne) warstwowanie, w wyższej części tego ogniwa natomiast z reguły mają warstwowanie laminowane, niekiedy frakcjonalne lub złożone albo warstwowane z ławicami innych frakcji w układ soczewkowy. Zdarzają się również przypadki, gdy warstwowanie ławic piaskowca należy do warstwowania frakcjonalnego przerywanego (M. Książkiewicz, 1954). Między Boboszewem i Pisarami, na polach znajdujących się bliżej granicy państwowej, często można natrafić w zwietrzelinie na ułamki cienkiej (2÷3 cm), płytowej warstwy bruku (M. Książkiewicz, 1954, str. 402) otoczkowego pochodzącego ze spągowej części ławicy piaskowca.

Na SE od wzgórza Sikornik, w lewym zboczach doliny potoku, który wypływa w Dworkach i uchodzi do Nysy, odsłonięte jest przejście od warstw waliszowskich do piaskowców górnego ogniwa (koniaku dolnego). Na ciemnoszarym, nie laminowanym, uławnym marglu leży szary margiel ilasty z licznymi konkrecjami sferosyderytowymi, tworzący serię warstw 1,5 m miąższości. W niższej części tej serii warstwowanie należy do typu jednolitego warstwowania frakcjonalnego (M. Książkiewicz, 1954), a w części wyższej układ warstw jest soczewkowy. Na marglu leży grubo warstwowany (10÷20 cm) mułowiec miąższości 1,0 m, a wyżej piaskowiec w ławicach (1÷10 cm) przekątnie warstwowanych. Na dolnych powierzchniach najgrubszych ławic występują rzadko rozmieszczone biohieroglify. W wykonanej z tego piaskowca płycie cienkiej widoczne są na ogół dobrze obtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,08 mm, scementowane ilasto-węglanowym spoiwem. Prócz ziarn kwarcu występują nieliczne ziarna skaleni, blaszki muskowitu, biotyty i pobiotytytowego chlorytu. Trafiają się również fragmenty łupków krystalicznych. Ławice piaskowca są ku górze coraz grubsze, a spoiwo piaskowca jest ilaste.

Z odmiennymi typami warstwowania osadów stropowej części warstw waliszowskich spotykamy się w odsłonięciu znajdującym się w pobliżu Pisar, w skarpie drogi idącej przez Sikornik do Międzylesia. Widoczne są tam pakiety złożone z cienkich (0,3÷1,0 cm) i grubszych (15÷20 cm) warstw. Im warstwy są cieńsze, tym są bardziej ilaste, a im grubsze — tym bardziej piaszczyste. Warstwy cieńsze mają miejscami wyraźne warstwowanie laminowane, najczęściej złożone, mianowicie normalne, zakończone falistym. Spotyka się w nich też ślady wymyć śródwarstwowych. Warstwy grubsze mają przeważnie warstwowanie łączone, tj. frakcjonalne z krzyżowym lub frakcjonalne z laminowanym.

Również ciekawe jest litofacjalne wykształcenie granicznych warstw serii waliszowskiej i wyżej leżącej serii piaskowcowej, odsłoniętych na SE od Sirkornika. Graniczne warstwy są tam cienkie (2÷10 cm) i zbudowane na przemian z ilowca i piaskowca ilastego. W tym ostatnim można zauważyć dużo siewki roślinnej, okruchy marglu ilastego pochodzące, być może, z podwodnej erozji brzeżnych partii dna basenu i nie-liczne, małe (2÷3 cm średnicy), puste w środku konkrecje żelaziste.

W subfacji piaskowcowej, którą można kartograficznie wyodrębnić w rejonie Międzyzylesia i Nagodzie, w lewym zboczu doliny Nysy ławice piaskowca (0,7÷1,0 m) leżą bezpośrednio jedne na drugich lub są przedzielane kilku ławicami marglu (np. 4÷5 ławicami po 20÷40 cm grubości) lub mułowca. Piaskowiec ma ilasto-węglanowe spoiwo i jest z reguły drobnoziarnisty. W średnioziarnistym piaskowcu dużo ziarn kwarcu jest kanciastych i subkanciastych. Spoiwo oglądane w płycie cienkiej jest w jednych miejscach masą wypełniającą, złożoną z cząstek ilastych i mniejszych ziarn kwarcu, a w innych miejscach węglanowe. Prócz ziarn kwarcu występują agregaty kwarcytowe (do 1 mm średnicy) i poskalieniowe skupienia kaolinitowe. Błazki muskowitu są liczne i różnej wielkości. Trafiają się grudki tlenków żelaza i ziarna cyrkonu.

W marglu tło skalne (70% całości skały) zbudowane jest z ilasto-węglanowej substancji z dodatkiem drobno pokruszonych łyszczyków i niewielkiej ilości opalu. W tle widoczne są na ogół równowymiarowe ziarna kwarcu (0,08÷0,15 mm średnicy) i liczne błazki muskowitu (do 0,15 mm długości). Prócz tego występuje dużo ziarn zserycytowanego skalenia, błazek biotytu i pobiotytyowego chlorytu. Niezbyt liczne (3÷÷4 w polu widzenia mikroskopu) są drobne, czarne skupienia substancji organicznej. Akcesorycznym minerałem jest cyrkon.

W rejonie Roztok Bystrzyckich we wschodnich zboczach Taneczniczy (548,0) margle zazębiają się z ilowcami i tworzą pakiety warstwowe o dużej miąższości. Mułowce i piaskowce tworzą różnej miąższości, przeważnie pojedyncze ławice, w dużych i nierównych odstępach pionowych. Rzadziej spotyka się wtrącenia piaskowców złożone z większej ilości blisko siebie występujących ławic. Prawie wyłącznie jest warstwowanie laminowane; warstwowania frakcjonalnego i konwolucyjnego dotychczas tam nie zaobserwowano. Podobne są stosunki w rejonie Wilkanowa. Na pozostałym obszarze natomiast, z wyjątkiem delty idzikowskiej, często występują mułowce, zwłaszcza w wyższej części warstw waliszowskich. Są one ilaste, zawierają liczne konkrecje sferosyderytowe, dobrze uławicowane i bezładnie warstwowane. Jest to pewien rodzaj drobnosoczewkowatego, nie ukierunkowanego warstwowania, w którym indywidualne elementy są zbliżone do klinowatoksztalnych. Na przecięciu mułowce są szare, na powierzchniach pokryte ciemnokarminowym nalotem, nie dostrzega się w nich frakcjonalnego warstwowania, co najwyżej miejscami zaznaczona jest laminacja. Niekiedy, np. na wschodnim krańcu Starego Waliszowa, w obrębie mułowców spotyka się w soczewkach osad drobniejszej frakcji. Mułowce obserwowane pod mikroskopem wykazują ilaste tło, w którym występują liczne, obtoczone ziarna kwarcu (0,02÷0,05 mm średnicy). Prócz tego występują błazki milki i grudki tlenków żelaza. Mułowce wietrzejąc rozpadają się na ostrokrawędziste ułamki. Im bardziej zbliżamy się do delty idzikow-

skiej, tym bardziej częste i grubsze są wtrącenia ławic piaskowców w mułowcach. Są to piaskowce jasne (zwłaszcza przy powierzchni), drobnoziarniste, zwięzłe, na ogół słabo laminowane, miejscami frakcjonalnie lub krzyżowo warstwowane. Gdy są bardziej cienkowarstwowane, wykazują oddzielność raczej płytową.

Ogniwo górne

W górnym ogniwie koniakku dolnego występują gruboławicowe, „niefliszowe“ piaskowce o wyglądzie piaskowców idzikowskich. Poprzedzają je warstwy przejściowe, które mają jeszcze fliszopodobny charakter i te opiszę z odsłonięcia znajdującego się w prawym zboczach doliny Nysy Kłodzkiej w Smreczynie koło Międzyzlesia. Na granicy między zboczem doliny a spłaszczeniem wierzchołkowym znajduje się ściana skalna około 80 m długości i do 4 m wysokości. Widoczne w niej ławice leżą poziomo, ale nie wszystkie są zbudowane z piaskowca. W dolnej części ściany skalnej występuje jedna, a w innym miejscu dwie przedzielające serie (1,0÷1,5 m) szarego, cienkowarstwowanego (poniżej 1 cm) marglu ilastego. Margiel zawiera nieliczne konkrecje sferysyderytowe, a przygodnie cienkie (około 1 cm), brunatne poziome żałaznienia. W miejscu marglu ilastego pojawia się w kilku warstwach margiel piaszczysty, a leżący nad nim piaskowiec ilasty bogaty w sieczkę roślinną poprzedza wystąpienie typowego piaskowca.

Poszczególne warstwy piaskowca (15,20 lub 30 cm miąższości) są najczęściej bardzo długie. Materiał w nich jest drobnoziarnisty, miłkowy, przeważnie frakcjonalnie uporządkowany, niekiedy laminowany, ale często warstwowanie frakcjonalne jest niezbyt dobrze rozdzielone, a laminacja megaskopowo słabo się zaznacza.

Warstwy piaskowca układają się w ławice 0,5÷2,0 m miąższości. Niektóre ławice wykazują rozmycia. Na przekroju wyerodowana część ławicy ma zazwyczaj do 1,5 m długości i około 0,5 m głębokości. Rzadziej obserwuje się większe rozmycia. Na dnie rozmycia widoczny jest piaskowiec gruboziarnisty, do żwirkowego lub niekiedy zlepieńcowego. Wyżej nagromadzony jest nieregularnie rozmieszczony, silnie miłkowy (zwłaszcza na powierzchniach warstwowych) materiał drobno- i bardzo drobnoziarnisty na przemian z ilastym. W niektórych miejscach w materiale piaskowcowym widoczne są ogładzone otoczki o średnicy do 4 cm, a niekiedy okruchy marglu ilastego. Pozostałą część zagłębienia wypełnia osad ilasty.

W płycie cienkiej sporządzonej z drobnoziarnistego piaskowca widoczne są różnej wielkości (0,06÷0,25 mm średnicy), mniej lub więcej obtoczone ziarna kwarcu, spojone ilastym (nie węglanowym) spoiwem wiążącym. Część ziarn kwarcu bierze udział w budowie agregatów kwarcowych. Prócz ziarn kwarcu występują w dużej ilości blaszki muskowitu, w mniejszej — biotyty. Blaszki miłki są ukierunkowane, mianowicie ułożone w szeregi łagodnie falisto pocięte. Do pozostałych składników należą grudki tlenków żelaza i akcesorycznie ziarna granatu.

Nieco inny jest mikroskopowy obraz piaskowca zawierającego okruchy marglu. W płycie cienkiej widoczne są ziarna kwarcu (0,06÷0,10 mm średnicy) i blaszki miłki (muskowitu i biotyty) stanowiące około 50% zawartości skały. Spoiwo jest ilasto-luszczkowe, miejscami wyłącznie

ilaste, a wówczas gniazdowo rozmieszczone i zażelazione (brunatnożółte). Prócz tego trafiają się utwory owalne lub wydłużone, otulone cienką otoczką żelazistą. W ich obrębie występują bardzo drobne ziarna kwarcu na tle substancji ilastej (okruschy marglu w piaskowcu).

Miejscami, jak np. w północnym zbocz Sirkornika, albo w lewym brzegu Nysy Kłodzkiej w odległości 0,5 km na NE od szosy boboszowskiej, przejście od margli warstw waliszowskich do piaskowców górnego ogniwa koniańku dolnego jest stosunkowo szybkie, a w spągu piaskowców pojawia się jedna lub kilka cienkich warstw drobno- lub średnioziarnistego, prawie wyłącznie kwarcowego zlepieńca. Natomiast w odległości 925 m na ESE od Sirkornika w małym, obecnie prawie całkowicie zasnutym kamieniołomie występuje u dołu szary, bardzo zwięzły i twardy, drobnoziarnisty zlepieniec z obfitym, miejscami przeważającym ciastem skalnym typu szarogłazowego. Ławice zlepieńca są średnio długie o miąższości 0,5÷1,0 m (całkowita miąższość zlepieńca nie została zaobserwowana). Zlepieniec zbudowany jest w 80% z otoczek granitognejsu, mylonitu, łupku kwarcowo-albitowego, łupku kwarcytowego, łupku kwarcytowo-grafitowego, łupku krzemionkowego (lidytu) i in. Ku górze zmniejsza się wielkość otoczek. Zlepieniec przechodzi w gruboziarnisty, litoklastyczno-kwarcowy piaskowiec, a następnie w średnio- i drobnoziarnisty piaskowiec, którego ławice są podzielone na cieńsze lub grubsze warstwy. W zlepieńcu i grubiej ziarnistym piaskowcu liczna jest allochtoniczna fauna pochodząca, jak wskazują na to jej cechy z podwodnej części litoralnej strefy basenu.

Typowe piaskowce są gruboławicowe. Ławice stopniowo się wyklinowują, dochodzą do kilkunastu metrów długości i 1,5÷3,0 m grubości. Ławice przeważnie są przedzielane cienką warstwą marglu. Piaskowce są szare, mikowe, drobnoziarniste, o spoiwie ilastym, zwięzłe. Spoiwa jest nie dużo. Ławice na ogół nie wykazują podzielnosci warstwowej z wyjątkiem tych, które występują bezpośrednio pod czwartorzędem. Zdarza się jednak, że cieńsze z nich są krzyżowo warstwowane. W typowych piaskowcach nie spotyka się ziarn frakcji zwirowej. Piaskowce te są odsłonięte w licznych, obecnie nieczynnych kamieniołomach. Nie zawierają one fauny, co najwyżej drobne ułamki łodyg roślin dwuliściennych, a przygodnie odciski ich liści.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, ul. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 30 marca 1965 r.

PIŚMIENNICTWO

- BARRELL J. (1925) — Marine and terrestrial conglomerates. Bull. Geol. Soc. Amer., 36, p. 279—342. New York.
- DALBIEZ M. F. (1959) — Corrélations et résolutions. Congr. Soc. Sav., p. 857—867. Paris.

- DIETZE H. (1959) — Die Inoceramen von Oberau in Sachsen; Obercenoman bis Unterturon. *Geologie. Jhg.*, 8, nr 8, p. 856—883. Berlin.
- FRIČ A. (1889) — Studie v oboru křídového útvarů v Čechách. IV — Teplické vrstvy. *Arch. přír. průzkoum. Čech*, 7, č. 2. Praha.
- HANCOCK J. M. (1959) — Les Ammonites du Cénomaniens de la Sarthe. *Congr. Soc. Sav.*, p. 249—252. Paris.
- HÄNTZSCHEL W. (1933) — Das Cenoman und die Plenus-Zone der sudetischen Kreide. *Preuss. Geol., L.-A., N. F.*, nr 150. Berlin.
- KATZER F. (1892) — Geologie von Böhmen. 2 — Das Kreidesystem, p. 1236—1346. Praha.
- KREJČÍ J. (1877) — Geologie čili nauka o útvarech zemských se zvláštním ohledem na krajiny československé. Praha.
- KSIAŻKIEWICZ M. (1954) Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22, nr 4. Kraków.
- LECOINTRE M. G. (1959) — Le Turonien dans sa région type: la Touraine. *Congr. Soc. Sav.*, p. 415—423. Paris.
- MICHAEL R. (1893) — Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 45. Berlin.
- NEAVERSON E. (1955) — *Stratigraphical Palaeontology*. Ed. 2. Oxford.
- ORBIGNY A. de (1843—1847) — *Paléontologie française. Terrains crétacés — Lamellibranches*. Paris.
- PETRASCHECK W. (1900) — Studien über Faciesbildungen im Gebiete der sächs. Kreideform. *Abh. Isis Dresden*, nr 2, p. 31—84. Dresden.
- PETTIJOHN F. J. (1957) — *Sedimentary Rocks*. New York.
- PIETZSCH K. (1962) — *Geologie von Sachsen*. Leipzig.
- RADWAŃSKA Z. (1962) — Sprawozdanie z badań paleontologicznych wykonanych w 1961 r. *Arch. Dolnośl. Stacji Teren. (maszynopis)*. Wrocław.
- RADWAŃSKI S. (1959) — Budowa geologiczna obniżenia dusznickiego i wsch. części Gór Stołowych. *Biul. Inst. Geol.*, 146. Warszawa.
- RADWAŃSKI S. (1961) — Deltowe osady koniaków w okolicy Idzikowa. *Kwart. geol.*, 5, p. 103—121, nr 1. Warszawa.
- REYMENT R. A. (1956) — On the stratigraphy and palaeontology of the Cretaceous of Nigeria and the Cameroons. *British West Africa. Geol. Förenings.*, 78, nr 1. Stockholm.
- SEIFERT A. (1955) — *Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet*. Freib. Forschungsh. Berlin.
- SOUKUP J. (1963) — Křída. *Vysv. přehl. geol. mapé ČSSR 1:200000 Hradec Králove*, p. 61—113. Praha.
- SPIEKER E. M. (1949) — Sedimentary facies and associated diastrophism in the Upper Cretaceous of central and eastern Utah. *Geol. Soc. America, Mém.*, 39, p. 55—81.
- ZAHÁLKA Č. (1915) — Die Sudetische Kreideformation und ihre Aequivalente in den westlichen Ländern Mitteleuropa. Abt. II. Die Nordwestdeutsche und die böhmische Kreide. Praha.

Станислав РАДВАНСКИ

ЗАМЕЧАНИЯ О ФАЦИАЛЬНОМ РАЗВИТИИ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЛА СРЕДНИХ СУДЕТ

Резюме

Автором обсуждаются важнейшие особенности фациального развития основных типов морских отложений мела Средних Судет в порядке их местной временной последовательности (фиг. 2). Одновременно особое внимание уделяется рассмотрению условий осадконакопления, в частности коньякских отложений.

В нижнемеловое время Средние Судеты представляют собой материк, разнообразный рельеф которого являлся результатом тектонических движений австрийской фазы ларамийской складчатости. На этот материк наступало верхнемеловое море, занимая территорию расположенную между Лужицким островом на северо-западе, восточносудетской сушей на северо-востоке и Орлицким островом (первоначально полуостровом восточносудетской суши) на юго-западе.

Трансгрессия моря началась в нижнесеноманское время с Североческой мульды. Образовавшийся залив был небольшой. В среднесеноманское время начинается новая, более интенсивная, чем предыдущая, трансгрессия, на этот раз с лужицкого бассейна. Эта трансгрессия зафиксировала форму среднесудетского мелового бассейна в виде продольной депрессии, простирающейся по направлению СЗ—ЮВ. Верхнесеноманское время характеризуется относительной стабилизацией тектонических условий и ограничением осадконакопления к местным понижениям дна бассейна. Самое большое распространение море получает только лишь во время третьей стадии трансгрессии, с которой начинается турон. Распространение литологически разных отложений, а именно: сеноманских песчаников, алевролитов субзоны *Actinocamax plenus* и мергелей зоны *Inoceramus labiatus*, хорошо отражает поступательное движение трансгрессии. Автор обращает внимание, что алевролиты образуют резкий литологический, но не стратиграфический, горизонт. Тем не менее в местном соотношении условий осадкообразования эти алевролиты из-за практических соображений коррелируются с зоной *A. plenus*, которая автором рассматривается как подзона, относящаяся к зоне *I. labiatus*.

Средний турон являлся уже периодом регрессии моря, вызванной региональным поднятием судетских кристаллических массивов. Особенно большие количества песчаного материала поступали в бассейн с восточносудетской суши на северо-востоке и Орлицкого острова на юго-западе, приводя к значительному сужению бассейна. В кровельной части отложений среднего турона, т.е. в субзоне *Terebratula semiglobosa*, наступает изменение основного направления привноса кластического материала и главной областью питания становится Лужицкий остров. В результате привноса с него больших количеств песчаного материала более глубокие участки бассейна были перемещены в начале верхнего турона к юго-востоку — на территорию впадины Нысы. В этой части бассейна отложения верхнего турона развиты в мергелистой фации и характеризуются самой большой мощностью. Верхнетуронские песчаники („песчаники из Скальняка”, называемые также „песчаниками склона Баторова”) являются самыми молодыми образованиями мела в центральной и северо-западной частях бассейна (в Средисудетской мульде). Распространение этих песчаников является доказательством того, что в верхнетуронское время все дальше существовали регрессивные условия.

Регрессивные тенденции усиливаются в коньяке в связи с все более интенсивными оротеническими движениями субгерцинской фазы складчатости. Отложения коньяка, относящиеся к зоне *Inoceramus involutus* сохранились лишь в впадине Нысы. Их подразделение, а также

Литологические и седиментационные особенности приводятся в последней части работы. Профиль коньякских слоев подразделяется на три части: нижняя развита в мергелистой, средняя — „флишеобразной” и верхняя — песчаниковой фациях. Песчаниковый комплекс верхней части не полный, так как верхние его части были разрушены последующими эрозийными процессами.

Stanisław RADWAŃSKI

REMARKS ON FACIAL DEVELOPMENT OF THE CRETACEOUS DEPOSITS IN THE MIDDLE SUDETES

Summary

The author discusses the important features of the facial development of main types of the marine Cretaceous deposits occurring in the Middle Sudetes area. The description is given according to the local chronology of the deposits in study (Fig. 2). Particular attention has been paid to the sedimentary conditions, especially as concerns Coniacian deposits.

At the Lower Cretaceous time the Middle Sudetes were a continent, the diversified relief of which was a result of the tectonical movements of the Austrian phase of the Laramide orogeny. The continent was embraced by the transgression of the Upper Cretaceous sea that covered an area stretching between the Lusatia island in north-west, the East-Sudetic continent in north-east, and the Orlica island (a peninsula of the East-Sudetic continent at the beginning) in south-west.

The marine transgression commenced at the Lower Cenomanian time in the North-Bohemian trough. Its extension was insignificant. New transgression took place in the Middle Cenomanian, coming at that time from the Lusatia basin. This transgression was stronger than the former one, and consolidated the form of the Middle Sudetic Cretaceous basin as an elongated depression stretching from north-west to south-east. The Upper Cenomanian was a period of relative stabilization of tectonical activity and of limited sedimentation taking place only in local depression of the basin bottom. The largest extent was only during the third stage of transgression that begins the Turonian time. The occurrence of lithologically different deposits as Cenomanian sandstones, mudstones of the sub-zone *Actinocamax plenus* and marls of the zone *Inoceramus labiatus*, well reflects the advance of the transgression. The author points out to the mudstones that constitute a distinct lithological, but not a stratigraphical horizon. Nevertheless, in the local scheme of sedimentary relations, the mudstone are correlated in practice with the zone *A. plenus*, thought by the present author to be a sub-zone belonging to the zone *I. labiatus*.

The Middle Turonian was already a period of marine regression that was a result of regional uplift of the Sudetic crystalline massifs. Particularly large amounts of sandstone material were brought to the basin from NE (East-Sudetic continent) and from SW (Orlice island) and caused a considerable narrowing of the basin. At the top portion of the Middle Turonian, i.e. in the sub-zone *Terebratula semiglobosa*, the direction of main transportation of clastic material changed.

The island of Lusatia was the main producer of this material. The sandstone material brought in quantities from this island was responsible for the fact that the deeper part of the basin was shifted at the beginning of the Upper Turonian towards SE, to the area of the Nysa graben. In this part of the basin the thickness of the Upper Turonian deposits is the greatest, and the beds are developed in marly facies. The Upper Turonian sandstones ("sandstones from Skalniak", also called "sandstones of the Batorów incline") represent the youngest deposits of Cretaceous age in the central and north-west parts of the basin (within the Intra-Sudetic trough). The occurrence of these sandstones proves that regression continued also at the Upper Turonian time.

Regressive tendencies increased at the Coniacian time mainly on account of more and more intense orogenic movements of the Sub-Hercynian phase. The Coniacian deposits have preserved only in the Nysa graben and belong to the zone *Inoceramus involutus*. Their subdivision and lithological features, as well as sedimentary relations are presented in the last part of this paper. The section of the Coniacian beds is ternary, with marly facies at the bottom part, "flysch-like facies" in the middle part, and sandstone facies at the top part. The sandstone complex occurring in the upper part is not complete, because its top layers have been removed during the succeeding erosion.