

**PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO**

CLIII

**EPIKONTYNENTALNY PERM I MEZOZOIK
W POLSCE**

**THE EPICONTINENTAL PERMIAN AND MESOZOIC
IN POLAND**

(with 125 fig.)

Pod redakcją
Sylwestra MARKA i Marii PAJCHLOWEJ

WARSZAWA 1997

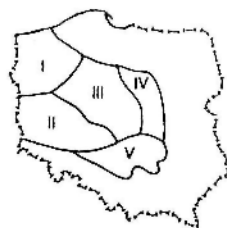
SPIS TREŚCI

| | |
|--|-----|
| Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i> | 5 |
| Pozycja geotektoniczna obszaru na tle Europy środkowej — <i>Jerzy Znosko</i> | 10 |
| Wstęp | 10 |
| Rozwój paleogeograficzny i tektoniczny | 10 |
| Tworzenie się ram powaryscyjskiego rozwoju | 15 |
| Problem rowu przedgórskiego pasma prakarpacko-dobrudzkiego | 16 |
| Pierwotny układ łańcuchów waryscyjskich oraz ich późniejsze rozbicie i „stłoczenie” | 16 |
| Geneza ewolucji geologicznej zdarzeń permsko-mezozoicznych na niżu | 17 |
| Rozpoznanie geofizyczne | 19 |
| Wprowadzenie — <i>Stefan Młynarski</i> | 19 |
| Grawimetria — <i>Andrzej Grobelny</i> | 20 |
| Magnetyka — <i>Elżbieta Cieśla</i> | 22 |
| Sejsmika — <i>Waldemar Józwiak</i> | 23 |
| Obraz strumienia ciepłego — <i>Stefan Młynarski</i> | 26 |
| Geofizyka wiertnicza — <i>Jan Szewczyk</i> | 27 |
| Dotychczasowe metody prac interpretacyjnych | 27 |
| Badania geofizyki wiertniczej w rozpoznaniu utworów permsko-mezozoicznych | 28 |
| Kompleksowa interpretacja — <i>Lidia Dziewińska</i> | 28 |
| Formacje skalne, ich stratygrafia i paleogeografia | 35 |
| Perm dolny (czerwony spągowiec) | 35 |
| Wprowadzenie — <i>Jędrzej Pokorski</i> | 35 |
| Litostratygrafia i litofacje | 36 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Jędrzej Pokorski</i> | 36 |
| Charakterystyka petrograficzna | 38 |
| Skały osadowe czerwonego spągowca w Polsce na obszarach platformowych — <i>Anna Maliszewska</i> | 38 |
| Skały wulkaniczne — <i>Elżbieta Jackowicz</i> | 42 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Jędrzej Pokorski</i> | 45 |
| Perm górny (cechsztyń) — <i>Ryszard Wagner</i> | 63 |
| Wprowadzenie | 63 |
| Ewolucja basenu cechsztyńskiego | 64 |
| Trias dolny (pstry piaskowiec) | 83 |
| Wprowadzenie — <i>Anna Szyperko-Teller</i> | 83 |
| Biostratygrafia — <i>Hanna Senkowiczowa</i> | 84 |
| Litostratygrafia i litofacje | 112 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Anna Szyperko-Teller</i> | 112 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Marta Kuberska</i> | 117 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Anna Szyperko-Teller</i> | 121 |
| Trias środkowy (wapień muszlowy-kajper dolny) | 133 |
| Wprowadzenie — <i>Irena Gajewska</i> | 133 |
| Biostratygrafia — <i>Hanna Senkowiczowa</i> | 133 |
| Litostratygrafia i litofacje | 136 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Irena Gajewska</i> | 136 |
| Charakterystyka petrograficzna i sedymentologiczna osadów wapienia muszlowego — <i>Magdalena Sikorska-Jaworowska, Krzysztof Jaworowski</i> | 136 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Irena Gajewska</i> | 144 |
| Trias górny | 151 |
| Kajper | 151 |
| Wprowadzenie — <i>Irena Gajewska</i> | 151 |
| Biostratygrafia — <i>Teresa Marcinkiewicz</i> | 151 |

| | |
|--|-----|
| Litostratygrafia i litofacje | 164 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Irena Gajewska</i> | 164 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i> | 164 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Irena Gajewska</i> | 166 |
| Przednorycko-retycka powierzchnia paleogeologiczna Niżu Polskiego — <i>Zbigniew Deczkowski, Irena Gajewska</i> | 172 |
| Noryk i retyk | 174 |
| Wprowadzenie — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 174 |
| Biostratygrafia — <i>Teresa Marcinkiewicz</i> | 174 |
| Litostratygrafia i litofacje | 184 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 184 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i> | 184 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 187 |
| Jura dolna | 195 |
| Wprowadzenie — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 195 |
| Biostratygrafia — <i>Janusz Kopik, Teresa Marcinkiewicz</i> | 196 |
| Litostratygrafia i litofacje | 205 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 205 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i> | 206 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Zbigniew Deczkowski</i> | 208 |
| Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów — <i>Grzegorz Pieńkowski</i> | 217 |
| Jura środkowa | 236 |
| Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i> | 236 |
| Biostratygrafia | 236 |
| Jura Polska — <i>Janusz Kopik, Teresa Marcinkiewicz</i> | 236 |
| Niż Polski — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska, Teresa Marcinkiewicz</i> | 250 |
| Litostratygrafia i litofacje | 263 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne | 263 |
| Jura Polska — <i>Janusz Kopik</i> | 263 |
| Niż Polski — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska</i> | 263 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Anna Maliszewska</i> | 264 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Krzyszyna Dayczak-Calikowska</i> | 269 |
| Jura górna | 283 |
| Wprowadzenie — <i>Teresa Niemczycka</i> | 283 |
| Biostratygrafia | 283 |
| Makrofauna — <i>Lidia Malinowska</i> | 283 |
| Mikrofauna | 300 |
| Otwornice — <i>Olga Styk</i> | 300 |
| Małżoraczki — <i>Janina Szejn</i> | 308 |
| Dinocysty — <i>Elżbieta Gaździcka</i> | 308 |
| Litostratygrafia i litofacje | 309 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Teresa Niemczycka</i> | 309 |
| Charakterystyka petrograficzna i isedymentologiczna — <i>Krzysztof Radlicz</i> | 322 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Teresa Niemczycka</i> | 327 |
| Przeddolnokredowa (riazańsko-cenomańska) powierzchnia na Niżu Polskim — <i>Teresa Niemczycka</i> | 331 |
| Kreda dolna (berias–alb górny) | 333 |
| Wprowadzenie — <i>Sylwester Marek</i> | 333 |
| Biostratygrafia | 333 |
| Makrofauna — <i>Sylwester Marek, Maria Rajska</i> | 333 |
| Mikrofauna — <i>Janina Szejn</i> | 347 |
| Mikroflora — <i>Marta Waksmundzka</i> | 351 |
| Litostratygrafia i litofacje | 351 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne — <i>Sylwester Marek</i> | 351 |
| Charakterystyka petrograficzna i sedymentologiczna — <i>Joanna Dadlez</i> | 360 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Sylwester Marek</i> | 362 |
| Kreda górna (alb górny–mastrycht) | 367 |
| Wprowadzenie — <i>Aleksandra Krassowska</i> | 367 |
| Biostratygrafia | 367 |
| Makrofauna — <i>Andrzej Błaszkiwicz</i> | 367 |
| Mikrofauna — <i>Eugenia Gawor-Biedowa</i> | 380 |
| Litostratygrafia i litofacje | 382 |
| Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne i geofizyczne — <i>Aleksandra Krassowska</i> | 382 |
| Charakterystyka petrograficzna — <i>Małgorzata Potońska</i> | 383 |
| Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika — <i>Aleksandra Krassowska</i> | 386 |
| Rozwój basenów permu i mezozoiku — <i>Ryszard Dadlez, Sylwester Marek</i> | 403 |
| Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego | 410 |
| Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej — <i>Ryszard Dadlez</i> | 410 |
| Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej — <i>Sylwester Marek</i> | 414 |
| Literatura | 416 |
| Summary — <i>Sylwester Marek, Ryszard Dadlez, Grzegorz Pieńkowski, Jerzy Znosko</i> | 432 |

TRIAS GÓRNY

KAJPER⁴



WPROWADZENIE

Osady kajpru górnego (karnik) poddane analizie paleogeograficzno-paleotektonicznej obejmują: pakiet iłowców z dolomitem granicznym, warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy i warstwy gipsowe górne. W podziale standardowym (alpejskim) odpowiadają one karnikowi. W pełnych profilach (z pakietem szarych iłowców z anhydrytem stropowym) odpowiadają one także najniższemu norykowi (tab. 24). W celu prześledzenia rozwoju tych osadów w epikontynentalnym basenie sedimentacyjnym na obszarze Polski wykonano mapy paleomiąższościowo-litofacjalne oraz mapę paleotektoniczną (I. Gajewska, mat. arch.). Wykonanie tych map poprzedzono dokładną analizą ponad 1300 profilów kajpru. W miarę możliwości dokonano ich korelacji opierając się na wynikach badań litologicznych i petrograficznych, przeprowadzonych głównie na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej. Przeważająca liczba analizowanych profilów pochodziła z otworów w małym zakresie rdzeniowanych. Badania biostratygraficzne, głównie palinologiczne, umożliwiły korelację wiekową jednostek litostratygraficznych.

BIOSTRATYGRAFIA

Epikontynentalne osady kajpru, wykształcone w postaci iłowców, mułowców i piaskowców z niewielkim udziałem wapieni i dolomitów oraz gipsów i anhydrytów, zawierają na ogół nieliczną faunę oraz obficie występują-

ce miospory i megaspory, świadczące o bujnym rozwoju roślinności na lądzie (tab. 25–29).

Ubogi zespół mikrofauny tworzą małżoraczkki należące do rodzajów: *Speluncella*, *Pulviella*, *Darwinula* i *Gemmanella*. Gatunkami charakterystycznymi dla kajpru dolnego są *Speluncella alata* (Beutler et Gründel), *Pulviella vulgaris* (Beutler et Gründel), *Gemmanella ingerslebenensis* (Beutler et Gründel) (O. Styk, 1982).

Makrofaunę kajpru dolnego reprezentują ramienionogi, małże, ślimaki i liścionogi. Gatunkiem przewodnim jest małż *Myophoria transversa dolomitica* Zeller znany z Kujaw.

Przy opracowaniu biostratygrafii epikontynentalnych osadów kajpru dużą i ważną rolę odegrały miospory i megaspory. Obok miospor stwierdzono także obecność mikroorganizmów planktonowych z grupy Acritarcha. Dostarczają one danych dotyczących ekologii środowiska sedimentacyjnego (T. Orłowska-Zwolińska w: Atlas..., 1979).

Na podstawie zmian zarysowujących się w składzie gatunkowym mikroflory T. Orłowska-Zwolińska (1983, 1985) wyróżniła cztery poziomy miosporowe charakteryzujące kolejne jednostki litostratygraficzne kajpru. Są to poziomy: *Heliosaccus dimorphus*, *Porcelispora longdonensis*, *Aulisporites astigosus*, *Corollina meyeriana* (podpoziom a).

Badania megaspor (T. Marcinkiewicz, 1978) pozwoliły na wyróżnienie dwóch zespołów przewodnich, mających rangę poziomów zespołowych. Są to: *Dijkstrai-sporites beutleri* i *Narkisporites harrisi*.

Miosporowy poziom *Heliosaccus dimorphus* jest znany ze wszystkich regionów Polski z wyjątkiem Małopol-

⁴ Sedymentację, paleogeografię i paleotektonikę kajpru dolnego omówiono w triasie środkowym.

ski. Obejmuje on wapień muszlowy górny i wyżej leżące osady kajpru dolnego, ale bez dolomitu granicznego. Zespół tego poziomu tworzą gatunki z rodzajów: *Aratrisporites*, *Todisporites*, *Verrucosporites* i *Cyclotriletes* oraz ziarna pyłku *Minutosaccus potonieii* Madler, *M. gracilis* (Scheuring) Orłowska-Zwolińska, *Succinctisporites grandior* Leschik sensu Madler, *Brachysaccus neomundanus* (Leschik) Madler i inne. Charakterystyczne dla omawianego zespołu są ponadto duże, jednoworkowe ziarna *Heliosaccus dimorphus* Madler. Mikroflora tego poziomu wskazuje na ladyński wiek osadów.

Odpowiadający wyższej części poziomu *Heliosaccus dimorphus* poziom megasporowy *Dijkstraia sporites beutleri* charakteryzuje w licznych profilach Pomorza tak zwane warstwy sulechowskie oraz ich odpowiedniki w innych regionach kraju (poza strefą centralną zbiornika; tab. 25–29) utworzone w czasie sedymentacji kajpru dolnego. Oprócz licznie występującego gatunku nominalnego *Dijkstraia sporites beutleri* Reinhardt obecne są *Maexisporites meditectatus* (Reinhardt) Kozur, *Verrutrilletes marcinkiewiczae* Kozur, *V. minor* Kozur, *Tenellisporites marcinkiewiczae* Reinhardt et Fricke, *Hughesisporites orłowskiae* Kozur, *Flabellisporites crinitus* Marcinkiewicz i *Henrisporites delicatus* Marcinkiewicz.

W dolnym ogniwie kajpru górnego — w warstwach gipsowych dolnych — nastąpiło znaczne zubożenie mikrofauny, reprezentowanej głównie przez brakiczne małżoraczki rodzaju *Darwinula* (O. Styk, 1982). Nieliczna jest również makrofauna. Na Kujawach występują małże *Costatoria goldfussi* (Alberti) i *Unionites letticus* (Quenstedt), oraz ramienionóg *Lingula tenuissima* Bronn. Te ostatnie dwa gatunki znane są również z Wielkopolski (tab. 29). W formacji chrzanowskiej w Małopolsce wśród nieco liczniejszych małżów znajdują się *Gervillia substriata lineata* Eck, *Myophoria simplex* Schlotheim i *Pseudocorbula perlonga* (Grupe). Znajdują się tu też liścionogi *Isaura* i *Estheria* (tab. 29).

Mikroflorę dolomitu granicznego i warstw gipsowych dolnych obejmuje poziom *Porcelispora longdonensis* cechujący się licznym i regularnym występowaniem gatunku nominalnego *Porcelispora longdonensis* (Clarke) Scheuring (T. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). W obrębie tego poziomu wyróżniono 2 podpoziomy: starszy *Echinitosporites iliacooides* w dolomicie granicznym i w dolnej części warstw gipsowych dolnych, oraz młodszy *Triadispora verrucata* w wyższej części warstw gipsowych dolnych. W podpoziomie *Echinitosporites iliacooides* poza gatunkiem nominalnym *Echinitosporites iliacooides* Schulz et Krutzsch znajdują się *Eucommiidites microgranulatus* Scheuring i nieliczne okazy gatunków pojawiających się w dolomicie granicznym jak: *Duplicisporites granulatus* Leschik, *Praecirculina granifer* (Leschik) Klaus i *Parillinites vanus* Scheuring. Gatunkiem charakterystycznym dla warstw gipsowych dolnych jest *Camarozonosporites secatus* (Leschik) Fijałkowska. W podpoziomie *Echinitosporites iliacooides* nadal obecne są ziarna pyłków *Minutosaccus* sp. div.

Podpoziom *Triadispora verrucata* cechuje wyraźny wzrost ilości ziarn gatunku nominalnego *Triadispora verrucata* (Schulz) Scheuring.

Mikroflora podpoziomu *Echinitosporites iliacooides* zawiera jeszcze elementy typowe dla ladynu, ale pojawiają się w niej już gatunki z grupy Circumpolles do niedawna uważanej za charakterystyczną dla karniku. Z tego względu wiek tej mikroflory jest różnie interpretowany — jako ladyń lub jako karnik. Podpoziom *Triadispora verrucata* obejmuje zespół mikroflory typowej dla karniku.

W pstrych osadach warstw gipsowych dolnych utworzonych w warunkach klimatu bardziej suchego i ciepłego niż w kajprze dolnym znaleziono tylko nieliczne megaspory.

Zmiany klimatyczne w kierunku zwiększenia wilgotności, zachodzące w nadległym ogniwie kajpru górnego, w piaskowcu trzcinowym, sprzyjały rozwojowi roślinności, o czym świadczą licznie występujące w osadach miospory i megaspory.

W niższej części piaskowca trzcinowego T. Orłowska-Zwolińska (1983, 1985) wyróżniła poziom miosporowy *Aulisporites astigosus*. Dominuje w nim gatunek nominalny *Aulisporites astigosus* (Leschik) Klaus, bardzo rzadko znajdowany poza zasięgiem tego zespołu. Wraz z nim występują: *Leschikisporites aduncus* (Leschik) Potonie, *Ovalipollis ovalis* Krutzsch i wielogatunkowe rodzaje: *Zebrasporites*, *Krauselisporites*, *Gibeosporites*, *Apiculatisporis*, *Camarozonosporites*, *Annulispora* i inne. Mikroflora poziomu *Aulisporites astigosus* znana jest ze wszystkich regionów kraju (tab. 25–29) i odpowiada mikroflorze podpiętra jul (karnik środkowy) w Alpach.

Występowanie poziomu megasporowego *Narkisporites harrisi* również wiąże się z niższą częścią piaskowca trzcinowego, w której przeważają osady piaszczyste i ilasto-mułowcowe, szare. Zespół tego poziomu cechuje wyraźna dominacja gatunku *Narkisporites harrisi* (Reinhardt et Fricke) Kozur, oraz obecność gatunków towarzyszących jak: *Echitriletes frickei* Kannegieser et Kozur, *Radosporites planus* (Reinhardt et Fricke) Kozur, *Verrutrilletes ornatus* Reinhardt et Fricke i *Hughesisporites gibbosus* (Reinhardt et Fricke) Kozur.

Znaczna część warstw gipsowych górnych jest pozbawiona szczątków zwierzęcych i roślinnych. Mikroflora pojawia się dopiero w stropowej części warstw gipsowych górnych i w nadległych osadach warstw jarkowskich i zbąszyneckich określonych w podziale litostratigraficznym triasu w Polsce jako „retyk niższy” czyli noryk. Osady te obejmuje poziom miosporowy *Corollina meyeriana*.

W poziomie tym jego kreatorka T. Orłowska-Zwolińska (1983, 1985) wyróżniła trzy podpoziomy charakteryzujące: a — najwyższą część warstw gipsowych górnych, b — wyższą część warstw jarkowskich i niższą część warstw zbąszyneckich oraz c — wyższą część warstw zbąszyneckich. Zespół podpoziomu a wyróżnia się dominacją ziarn *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Góczan, *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Góczan, *C. zwolinskai* Lund, licznym udziałem *Ovalipol-*

Korelacja lito- i biostratygraficzna kajpru w regionie I (A. Szyperko-Teller)

Litho-biostratigraphic correlation of the Keuper in the region I (A. Szyperko-Teller)

| Geochronologia | Chronostratygrafia | | Region I - Pomorze | | | |
|----------------|--------------------|---------|---|-----------|---|--|
| | System | Oddział | Litostatygrafia (A. Szyperko-Teller) | Litologia | Poziomy miosporowe (T. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985) | Miospory |
| | | | | | | |
| 220 | Trias górny | Karnik | warstwy gipsowe górne | | <i>Corollina meyeriana</i> | |
| 230 | Iadyn | Kajper | warstwy gipsowe dolne | | <i>Porcellipora longdonensis</i> | |
| | | | piaskowiec trzciniowy | | <i>Aulisporites astigmaticus</i> | |
| | | | dolomit graniczny | | <i>Heliosaccus dimorphus</i> | |
| | | | | | | <i>Muticococcus schizentus</i> Mädlér <i>Saccinchiaporites grandior</i> Leschik sensu Mädlér <i>Amitriaporites corylicornis</i> Klaus <i>Podiaporites amicus</i> Scheuring <i>Heliosaccus dimorphus</i> Mädlér <i>Todisporites novor</i> Coşper <i>Alisporites toralis</i> (Leschik) Clarke <i>Amitriaporites fimbriatus</i> (Klaus) Playford et Dettmann <i>Amitriaporites flexibilis</i> Playford et Dettmann <i>Monocaulicoccus vavims</i> Cookson et Couper <i>Monocaulicoccus perforatus</i> Mädlér <i>Muticococcus potomisi</i> Mädlér <i>Muticococcus graptus</i> (Scheuring) Orłowska-Zwolińska <i>Brachysaccus neomundanus</i> (Leschik) Mädlér <i>Curvigtiaporites scamicus</i> Nilsson <i>Incipitulariaporites tislephorus</i> (Fautsch) Klaus <i>Amitriaporites granulatus</i> (Klaus) Playford et Dettmann <i>Amitriaporites parvisaccus</i> Klaus <i>Leschikisporites aduncus</i> (Leschik) Potonié <i>Todisporites cinctus</i> (Maliavkina) Orłowska-Zwolińska |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

Tabela 25

— litostratygrafia i fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

— lithostratigraphy and fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region I - Pomorze | | | |
|---|---|--|-------|
| Miospory | Poziomy megasporowe (T. Marcinkiewicz 1978) | Megaspory | Małże |
| <p><i>Eucampylites microconvolutus</i> Scheuring</p> <p><i>Triadispora keuperiana</i> Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Duplicisporites granulatus</i> Leschik</p> <p><i>Pantiphras tatus</i> Scheuring</p> <p><i>Praxicaulina granifer</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Triadispora terrucata</i> (Schulz) Scheuring</p> <p><i>Comerosporetes beczanus</i> Jaschnik</p> <p><i>Enaxomasporites vigens</i> Leschik</p> <p><i>Ovalipollis brevipennis</i> Krutzsch</p> <p><i>Ovalipollis ovalis</i> Krutzsch</p> <p><i>Aulisporites astigmaticus</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Caranomasporites (C.) rudis</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Chartzimasporites (C.) laevigatus</i> Schulz</p> <p><i>Apiculatisporites parvispinosus</i> (Leschik) Schulz</p> <p><i>Gibbesporites latiterrucosus</i> (Leschik) Leschik (Leschik) Schulz</p> <p><i>Evaxmasporites marginalis</i> (Leschik) Schulz</p> <p><i>Cedripites microreticulatus</i> Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Gramiopericulipollis rudis</i> Venkatachala et Gózzán</p> <p><i>Corollina meyeriana</i> (Klaus) Venkatachala et Gózzán</p> <p><i>Ovalipollis rarus</i> Klaus</p> | <p><i>Narkisporites harrisi</i></p> | <p>Kozur</p> <p><i>Narkisporites harrisi</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Ecitriletes fricki</i> Kannegliese et Kozur</p> <p><i>Rejosporites planus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Verrucilletes ornatus</i> Reinhardt et Fricke</p> | |
| <p><i>Dijkstraiporites beutleri</i></p> | | <p><i>Maerisporites medietectatus</i> (Reinhardt) Kozur</p> <p><i>Tenellisporites marcinkiewiczi</i> Reinhardt et Fricke</p> <p><i>Verrucilletes marcinkiewiczae</i> Kozur</p> <p><i>Verrucilletes minor</i> Kozur</p> <p><i>Dijkstraiporites beutleri</i> Reinhardt</p> <p><i>Henrisporites delicatus</i> Marcinkiewicz</p> <p><i>Rughesisporites orłowskii</i> Kozur</p> <p><i>Narkisporites harrisi</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Ecitriletes fricki</i> Kannegliese et Kozur</p> <p><i>Rejosporites planus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Verrucilletes ornatus</i> Reinhardt et Fricke</p> | |
| | | <p><i>Neocicadia laevigatus</i> (Ziethen)</p> <p><i>Leptochondria</i> sp. A</p> <p><i>Unconites</i> sp. A</p> | |

Korelacja lito- i biostratygraficzna kajpru w regionie II (I. Gajewska —

Litho-biostratigraphic correlation of the Keuper in the region II (I. Gajewska —

| | | Region II - Wielkopolska | | | | | |
|-------|--------|--------------------------|--------|---------------------------------------|-----------|---|--------------------------------|
| Lądyn | Karnik | Noryk | Pietro | Litostratygrafia (I. Gajewska) | Litologia | Poziomy miosporowe (T. Orłowska- Zwolińska, 1983, 1985) | Miospory |
| | | | | górny | górny | górny | górny |
| | | | | warstwy gipsowe górne | | <i>Corollina meyeriana</i> | |
| | | | | piaskowiec trzciniowy | | <i>Aulisporites astigmus</i> | Orłowska-Zwolińska |
| | | | | warstwy gipsowe dolne | | <i>Porcellispora longdomensis</i> | Orłowska-Zwolińska Dettmann |
| | | | | /iłowce z dolomitem granicznym/ | | | |
| | | | | warstwy sulechowskie | | <i>Heliosaccus dimorphus</i> | |
| | | | | | | <i>Cyathotriletes minorifer</i> Mädlar | |
| | | | | | | <i>Verrucosiprimites margaritatus</i> (Mädlar) | |
| | | | | | | <i>Heliosaccus dimorphus</i> Mädlar | |
| | | | | | | <i>Paliopondisporites europaeus</i> Schulz | |
| | | | | | | <i>Aretasporites flexibilis</i> Playford et Dettmann | |
| | | | | | | <i>Kesperiaprilites baculum</i> Schulz | |
| | | | | | | <i>Campylodisporites congeri</i> Pautsch | |
| | | | | | | <i>Minitaccus potoniei</i> Mädlar | |
| | | | | | | <i>Minitaccus gracilis</i> (Scheuring) Orłowska-Zwolińska | |
| | | | | | | <i>Verrucosiprimites morulae</i> Klaus | |
| | | | | | | <i>Eucammitites minor</i> Scheuring | |
| | | | | | | <i>Echinosporites lilacoides</i> Schulz et Krutzsch | |
| | | | | | | <i>Saccharosporites grandis</i> Leschik sensu Mädlar | |
| | | | | | | <i>Aratrisporites corymbosus</i> Klaus | |
| | | | | | | <i>Aratrisporites fimiratus</i> (Klaus) Playford et Dettmann | |
| | | | | | | <i>Aretasporites parvifolius</i> Klaus | |
| | | | | | | <i>Leschikisporites adustus</i> (Leschik) Potonié | |
| | | | | | | <i>Aulisporites astigmus</i> (Leschik) Klaus | |
| | | | | | | <i>Todisporites cinctus</i> (Maliavkina) Orłowska-Zwolińska | |
| | | | | | | <i>Todisporites minor</i> Couper | |
| | | | | | | <i>Brachysaccus neomundanus</i> (Leschik) Mädlar | |
| | | | | | | <i>Brachysaccus vigenis</i> Leschik | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

Tabela 26

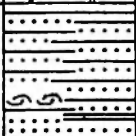
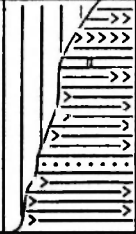
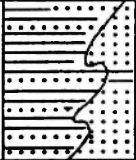
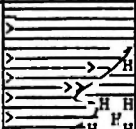
litostratygrafia, H. Senkowiczowa — fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

lithostratigraphy, H. Senkowiczowa — fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region II - Wielkopolska | | | | | |
|--|---|--|--------------------------|------------|-------|
| Miospory | Poziomy megasporowe (T. Marcinkiewicz 1978) | Megaspory | Fauna | | |
| | | | Maizo-raczkowski | Raczkowski | Maize |
| <p><i>Duplispores granulatus</i> Leschik</p> <p><i>Trialspora kaupiana</i> Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Prasinulina granifer</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Trialspora verrucata</i> (Schulz) Scheuring</p> <p><i>Ovalipollis ovalis</i> Krutzsch</p> <p><i>Ovalipollis lreiformis</i> Krutzsch</p> <p><i>Porolispore longilimensis</i> (Clarke) Scheuring</p> <p><i>Camaspores secatus</i> Leschik</p> <p><i>Cedripitis microreticulatus</i> Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Gibeosporites hirsutus</i> (Leschik) Leschik</p> <p><i>Xvausatisporites dentatus</i> Leschik</p> <p><i>Apiculatisporites purvisinosus</i> (Leschik) Schulz</p> <p><i>Camazonosporites</i> (C.) Lasvigntus Schulz</p> <p><i>Annulispore micromulata</i> de Jersey</p> <p><i>Granuloperculatisporites rufus</i> Venkatachalla et Góczán</p> <p><i>Corollina meyrhana</i> (Klaus) Venkatachalla et Góczán</p> <p><i>Classopollis classoides</i> (Pocock) et Jansonius</p> | <p><i>Narkisporites harrisi</i></p> | <p>Kozur</p> <p>Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p>Kegieser et Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> <p><i>Darwinula wardae</i> Styk</p> <p><i>Lutkevichia la gemarica</i></p> <p><i>Lingula tenuissima</i> Bronn</p> <p><i>Myophoria transversa</i> (Bornemann)</p> <p><i>Urticites</i> (Quenstedt)</p> | <p>Wienholz et Kozur</p> | | |
| <p><i>Dijkstraisporites beutleri</i></p> <p><i>Megaspores medietectatus</i> (Reinhardt)</p> <p><i>Verrutrilites marcinkiewiczii</i> Kozur</p> <p><i>Henrisporites delicatus</i> Marcinkiewicz</p> <p><i>Hughesporites orłowskiae</i> Kozur</p> <p><i>Tenallisporea marcinkiewicziae</i> Reinhardt et Fricke</p> <p><i>Narkisporites harrisi</i> (Reinhardt et Fricke)</p> <p><i>Echtrilates friciei</i> Kanegieser et Kozur</p> <p><i>Hughesporites globosus</i></p> <p><i>Radosporites planus</i> (Reinhardt et Fricke)</p> <p><i>Verrutrilites ornatus</i> Reinhardt et Fricke</p> | | | | | |

Korelacja lito- i biostratygraficzna kajpru w regionie III (A. Szyperko-Teller)

Litho-biostratigraphic correlation of the Keuper in the region III (A. Szyperko-Teller)

| | | Region III -Kujawy | | | | |
|--------|-----------------------------------|--|---|--|----------|---|
| Piętro | Litostratygrafia (I. Gajewska) | Litologia | Poziomy miosporowe (T. Orłowska- Zwolińska, 1983, 1985) | Zespoły sporowo- pyłkowe (A. Fijał- kowska, 1992) | Miospory | |
| | | | | | | Karnik |
| I edyn | dolny | warstwy gipsowe dolne /iłowce z dolomitem granicznym/ |  | <i>Heliosaccus dimorphus</i> | I | <i>Cyclotriletes granulatus</i> Mädlér <i>Heliosaccus dimorphus</i> Mädlér <i>Microreticulatites</i> <i>retes opacus</i> (Leschik Infemopolentis <i>enclitus</i> Fautsch <i>Verwoostipertites maculata</i> Visscher <i>Leschikipertites advena</i> (Leschik) Potinié <i>Mutuosaccus pototiei</i> Mädlér <i>Mutuosaccus gracilis</i> Scheuring <i>Axtripertites oxyloisemii</i> Klaus <i>Axtripertites granulatus</i> (Klaus) Playford et Lettmann <i>Axtripertites scabratus</i> Klaus <i>Succinatipertites gracior</i> Leschik sensu Mädlér <i>Calamosporetina</i> (Leschik) Mädlér <i>Brachysaccus mundanus</i> (Leschik) Mädlér <i>Todtipertites cinctus</i> (Malinikina) Orłowska-Zwolińska <i>Todtipertites minor</i> Couper <i>Anapiclatipertites telephorus</i> (Pautsch) <i>Labiapertites traneis</i> Orłowska-Zwolińska |
| | | | | | | |
| | | warstwy gipsowe górne |  | <i>Corollina meyeriana</i> | V | |
| | | piaskowiec trzciniowy |  | <i>Aulisporites astigmus</i> | IV | |
| | | warstwy gipsowe dolne |  | <i>Porcellipora longdonensis</i> | III | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

Tabela 27

— litostratygrafia i fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

— lithostratigraphy and fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region III - Kujawy | | | |
|---|---|--|--|
| Miospory | Mikroplankton | Fauna | |
| | | Małżo- rączki | Małże |
| <p><i>Echinospirites iliacoides</i> Schulz et Krutzsch <i>Prorocentrum granifer</i> (Leschik) Klaus <i>Paracrotalina malajinae</i> Klaus <i>Camarasporites secatus</i> (Leschik) Fijałkowska <i>Eucampidites microgranulatus</i> Scheuring <i>Pontispora longamenais</i> (Clarke) Scheuring <i>Triadyspora kaspariana</i> Orłowska-Zwolińska <i>Duplicisporites granulatus</i> (Leschik) Klaus <i>Ovalifolius minimus</i> (Scheuring) Orłowska-Zwolińska <i>Ovalifolius brevisformis</i> Krutzsch <i>Enantiosporites dignus</i> Leschik <i>Enantiosporites manifestus</i> (Leschik) Schulz <i>Ovalifolius ovalis</i> Krutzsch <i>Parilinites varus</i> Scheuring <i>Verrucosporites</i> cf. <i>contactus</i> Clarke <i>Aulisporites astigosus</i> (Leschik) Klaus <i>Triadyspora falcata</i> Klaus <i>Triadyspora verrucata</i> (Schulz) Scheuring <i>Ovalifolius varus</i> Klaus <i>Carniosporites ornatus</i> Mädlar <i>Chasmatosporites apertus</i> (Rozalska) Nilsson <i>Carniosporites granulatus</i> Schulz <i>Gramuloperculatisporites raris</i> Vankatachalla et Göczán <i>Corollina zwolinskai</i> Lund <i>Corollina meyerimii</i> (Klaus) Vankatachalla et Göczán</p> | <p><i>Baltiphaeridium longispinosum</i> (Eissenack) Eisenack <i>Baltiphaeridium aciculatum</i> Orłowska-Zwolińska <i>Baltiphaeridium debileptium</i> Wall et Dwaile <i>Micropheeridium recurvatum</i> Valensi <i>Micropheeridium inconspicuum</i> (Deflandre) Deflandre <i>Verrucichium reductum</i> (Deflandre) Jekłowski <i>Verrucichium hyalodermum</i> (Cockson) Schaaschmidt</p> | <p><i>Lutkevichia germanica</i> (Wienholz et Kozur) <i>Darwinula liassica</i> Boudie <i>Lingula tenuissima</i> Bronn</p> | <p><i>Myophoria traversa</i> dołomítica Zeller <i>Unionites leticus</i> (Quenstedt) <i>Costantiric goldfussi</i> (Alberti)</p> |

Korelacja lito- i biostratygraficzna kajpru w regionie IV (A. Szyperko-Teller)

Litho-biostratigraphic correlation of the Keuper in the region IV (A. Szyperko-Teller)

| Region IV - Mazowsze | | |
|---|-----------------|---|
| Litostratygrafia (A. Szyperko-Teller) | Litologia | Poziomy miosporowe (T. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985) |
| <p>Ladyn</p> <p>dolny</p> <p>formacja fromborska</p> | | <p><i>Haltosaccus dimorphus</i></p> |
| <p>Kajper</p> <p>górny</p> <p>warstwy gipsowe dolne</p> <p>odpowiednik dolomitu granicznego</p> | | <p><i>Porosporites longdonensis</i></p> |
| <p>warstwy gipsowe górne</p> | | <p><i>Aulisporites astigosus</i></p> |
| <p>Noryk</p> | | <p><i>Siraobolites baimeii</i> Klaus <i>Cyclobrictes granulatus</i> Mädlar <i>Araucarioxites corylifemina</i> Klaus <i>Converroobolites confertiformatus</i> Pautsch <i>Haltosaccus dimorphus</i> Mädlar <i>Minutozaccus pectinatus</i> Mädlar <i>Minutozaccus gracilis</i> (Scheuring) Orłowska-Zwolińska <i>Podosporites amicus</i> Scheuring <i>Sualetisporites grandior</i> Ieschik sensu Mädlar <i>Araucarioxites granulatus</i> (Klaus) Playford et Dettmann <i>Araucarioxites jabinicus</i> (Klaus) Playford et Dettmann <i>Leschikspores aduncus</i> (Ieschik) Fotonie <i>Todisporites minor</i> Cooper <i>Todisporites circatus</i> (Maliavkina) Orłowska-Zwolińska <i>Brachysaccus nemudanus</i> (Ieschik) Mädlar <i>Anaficlatiporites telehorus</i> (Pautsch) Klaus <i>Corrugatisporites scoticus</i> Nilsson <i>Porosporites longdonensis</i> (Clarke) Scheuring <i>Porosporites vauus</i> Scheuring <i>Triadipora keupriana</i> Orłowska-Zwolińska <i>Triadipora delicata</i> Orłowska-Zwolińska</p> |
| <p>Pietro</p> | <p>Miospory</p> | |

Objaśnienia przy tabeli 9
 For explanations see Table 9

Tabela 28

— litostratygrafia i fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

— lithostratigraphy and fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region IV - Mazowsze | | | | |
|---|---|--|--|--|
| Miospory | Poziomy megasporowe (T. Marcinkiewicz, 1978) | Megaspory | Fauna | |
| | | | Poziomy małżoraczkowe (O. Styk, 1982) | Małżoraczkzi |
| <p><i>Ovalipellis ovalis</i> Krutzsch</p> <p><i>Ovalipellis breviformis</i> Krutzsch</p> <p><i>Evonina asperifolia</i> Leschik</p> <p><i>Prasinolina granifer</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Triadipora verrucata</i> (Schulz) Schepuring</p> <p><i>Zabrosporites fimbriatus</i> Klaus</p> <p><i>Glyptoporphites lativerrucosus</i> (Leschik) Leschik</p> <p><i>Camarozamsporites (C.) rudis</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Camarozamsporites (C.) lasvigatus</i> Schulz</p> <p><i>Amulatisporites firmus</i> (Leschik) Orłowska-Zwolińska</p> <p><i>Amulatisporites astigosus</i> (Leschik) Klaus</p> <p><i>Amulatispora microannulata</i> de Jersey</p> | <p><i>Narkisporites harrisi</i></p> | <p><i>Henrisporites delicatus</i> Marcinkiewicz</p> <p><i>Verrutrilites marcinkiewicziae</i> Kozur</p> <p><i>Teselliporphites marcinkiewicziae</i> Reinhardt et Fricke</p> <p><i>Mastisporites mediatectatus</i> (Reinhardt) Kozur</p> <p><i>Hugtestiporphites o'lowksae</i> Kozur</p> <p><i>Dijkstraiporphites beutleri</i> Reinhardt</p> <p><i>Echitriites fricci</i> Kanngieser et Kozur</p> <p><i>Hughesporites gibbosus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Verrutrilites ornatus</i> Reinhardt et Fricke</p> <p><i>Miracisporites harrisi</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Rakisporites planus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p><i>Trileites allobectatus</i> Kanngieser et Kozur</p> | <p><i>Speluncella alata</i></p> <p><i>Gemmanella schweyeri</i></p> | <p><i>Darwinula classica</i> (Brodie)</p> <p><i>Speluncella alata</i> (Beutler et Gründel)</p> <p><i>Speluncella eligans</i> (Beutler et Gründel)</p> <p><i>Gemmanella tigerslebenensis</i> (Beutler et Gründel)</p> <p><i>Pulvisella bigaris</i> (Beutler et Gründel)</p> <p><i>Lutkeviciella rectagona</i> (Gründel)</p> |
| <p><i>Dijkstraiporphites beutleri</i></p> | | | | |

Korelacja lito- i biostratygraficzna kajpru w regionie V (H. Senkowiczowa)

Litho-biostratigraphic correlation of the Keuper in the region V (H. Senkowiczowa)

| | | Region V - Małopolska | | | | | | | | |
|------------------|--------|-----------------------|--------|--|-----------------|--|---|--------------------------------|--|--|
| Ladyn | Karnik | Noryk | Piętro | | | | | | | |
| | Kajper | | | Litostratygrafia (W. Bilan, 1976) | Litologia | Poziomy miosporowe (T. Orłowska-Zwolińska 1983, 1985) | Miospory | | | |
| | górny | | | formacja bolesławaska | | | | | | |
| | | | | <table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td>iłowce z Kluczy</td> <td rowspan="2" style="text-align: center; vertical-align: middle;"> </td> </tr> <tr> <td>iłowce z Biedowa</td> </tr> </table> | iłowce z Kluczy | | iłowce z Biedowa | <i>Aullasporites astigosus</i> | | |
| iłowce z Kluczy | | | | | | | | | | |
| iłowce z Biedowa | | | | | | | | | | |
| | dolny | | | formacja chrzanowska | | <i>Porcelispora longdonensis</i> | <i>Antiriporites scabratus</i> Klaus <i>Amiriporites granulatus</i> (Klaus) Playford et Dettmann <i>Diploporites granulatus</i> Leschik <i>Sclerobolites aygii</i> Vischer <i>Minutaceus gracilis</i> (Scheuring) <i>Eucymidites macrocylindrus</i> Scheuring <i>Porcelispora longdonensis</i> (Clarke) Scheuring <i>Minutaceus potontei</i> Mädler <i>Piribolites vav. Scheuring</i> <i>Parariculus tenuirostris</i> Scheuring <i>Tridactypora karnyana</i> Orłowska-Zwolińska <i>Tridactypora plicata</i> Klaus <i>Pauciculispora granifer</i> (Leschik) Klaus <i>Amiriporites corymbosus</i> Klaus <i>Comptosia senecus</i> Leschik <i>Tridactypora verrucosa</i> (Schulz) Scheuring <i>Quatrolitis iniformis</i> Krutzsch <i>Quatrolitis nalis</i> Krutzsch <i>Ovalipolitis grebene</i> Klaus <i>Bystricacensis tenuiductus</i> (Leschik) Mädler | | | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

Tabela 29

— litostratygrafia i fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

— lithostratigraphy and fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region V - Małopolska | | | | | | |
|--|--|---|--|--|------------|--|
| Miospory | Poziomy megasporowe (T. Marcinkiewicz, 1978) | Megaspory | Fauna | | | |
| | | | Małżoraczki | Małże | Liścionogi | |
| <p><i>Ahlsporites astigmaticus</i> (Leschik) Klaus <i>Leschikisporis aduncus</i> (Leschik) Potonié <i>Ahltrisporitis parvipinosus</i> Klaus <i>Klaussisporitis dentatis</i> Leschik <i>Ahltrisporitis parvipinosus</i> (Leschik) Schulz <i>Calamosporna tener</i> (Leschik) de Jersey</p> | <p><i>Narkisporites harrii</i></p> | <p>Kozur</p> <p>Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p>Kannegiesser et Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke) Kozur</p> <p>Reinhardt et Fricke</p> | <p>Wiennobiz et Kozur</p> | | | |
| <p><i>Dijksterhuisporites beutleri</i></p> | | <p><i>Dijksterhuisporites leutleri</i> Reinhardt <i>Marsiporites medietratus</i> (Reinhardt) <i>Henrisporites delicatus</i> Marcinkiewicz <i>Rugosporites o'lowkae</i> Kozur <i>Narkisporites harrii</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur <i>Echtriletes frickei</i> Kannegiesser et Kozur <i>Radosporites pinus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur <i>Rugosporites gibbatus</i> (Reinhardt et Fricke) Kozur <i>Verrutrilites ornatus</i> Reinhardt et Fricke</p> | <p><i>Dorwinula</i> cf. <i>eddusta</i> Lubikova <i>Litkevitshella germanica</i> (Wiennobiz et Kozur) <i>Lipocorythina liassica</i> Kozur <i>Dorwinula ibandae</i> Styk <i>Dorwinula</i> cf. <i>liassica</i> (Brodie) <i>Litkevitshella brotsznowa</i> Sch</p> | | | |
| | | | | <p><i>Garrillia substriata litwala</i> Eck <i>Especten albertii</i> (Goldfuss) <i>Placunopsis ostracina</i> (Schlotheim) <i>Myophoria intermedia</i> Scheuroth <i>Myophoria simplex</i> Schlotheim <i>Pseudocorbula perloiga</i> (Grube)</p> | | |
| | | | | <p><i>Ischura minuta</i> Brothieru Jones <i>Esteria</i> "concentrica" Jones <i>Esteria</i> "elliptica" Dunker <i>Esteria</i> "elliptica subquadrate" Jones <i>Esteriolites</i> "ellipticoideus" Bick <i>Novellites</i> "columbianus" Eoek</p> | | |

lis sp. div. oraz obecnością pojedynczych okazów rodzajów *Enzoniasporites*, gatunku *Cedripites microreticulatus* Orłowska-Zwolińska i ziarn pyłku *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock et Jansonius (tab. 25–29).

Brak megaspor w osadach warstw gipsowych górnych ma zapewne związek z panowaniem w tym czasie suchego, pustynnego klimatu, niekorzystnego dla rozwoju różnorodnych widłaków.

W osadach kajpru występują także liczne oogonie Charophyta (W. Bilan, 1969), wskazujące na istnienie środowiska brakicznego.

LITOSTRATYGRAFIA I LITOFACJE

FORMALNE I NIEFORMALNE JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE

Utwory kajpru były przedmiotem szczegółowych badań, w wyniku których wyróżniono nieformalne regionalne jednostki litostratygraficzne (A. Szyperko-Teller, 1960; I. Gajewska, 1962, 1978; S. Kotlicki, 1974; W. Bilan, 1976; G. Czapowski, A. Romanek, 1986).

Propozycji dotyczących wprowadzenia formalnego podziału kajpru w Polsce przedstawionych przez H. Senkowiczową (1979, 1980) dotychczas nie zrealizowano.

Wyróżnione na Niżu Polskim regionalne jednostki litostratygraficzne na ogół można bardzo dobrze korelować z wydzieleniami w schemacie niemieckim. Wynika to z dość jednolitego wykształcenia poszczególnych jednostek na znacznych obszarach oraz dobrego udokumentowania palinologicznego większości tych jednostek (tab. 24). Pewne problemy wynikają przy korelacji jednostek litostratygraficznych zaproponowanych przez G. Czapowskiego i A. Romankę (1986). Dotyczy to dolnej serii pstryj wyższego kajpru, którą autorzy ci opisują jako kompleks skał zmiennej miąższości, składający się z różnego typu osadów, głównie mułowców, poprzedzielanych ławicami piaskowców, iłowców mułowcowych, różnego typu zlepieńców, wszystko o zmiennych barwach brunatnych, czerwonych, zielonych i pstrych.

Z ogólnego rozpoznania rozwoju triasu górnego wynika, że wyróżniona przez G. Czapowskiego i A. Romankę (1986) dolna seria pstra, zaliczona do kajpru wyższego, nie może w całości odpowiadać temu wiekowi. Seria ta jest przedzielona na dwie części udokumentowanym palinologicznie osadem odpowiadającym czasowo piaskowcowi trzcinowemu, a nazwanym przez autorów warstwami z florą.

Osady leżące powyżej warstw z florą nie mogą być tego samego wieku co osady leżące poniżej nich, chyba że występuje powtórzenie tektoniczne, o czym autorzy nie wspominają. Osady z nad warstw z florą należałoby zatem korelować z warstwami gipsowymi górnymi. Jest to jednak mało prawdopodobne zważywszy, w jakich warunkach sedymentowały warstwy gipsowe górne i jak kształtował się w tym czasie basen (fig. 47). Osady te mogą natomiast odpowiadać norykowi — „retykowi” niż-

szemu. Trzeba podkreślić, że w rejonie Chmielnika noryk („retyk” niższy) charakteryzuje się znaczną miąższością, podobnym wykształceniem jak w południowej części basenu i leży na różnych wiekowo osadach triasu, a nawet starszych od triasu, o czym świadczą wyniki badań K. Pawłowskiej (1979). Górny odcinek dolnej serii pstryj należałoby więc korelować z formacją grabowską z uwagi na zbliżone wykształcenie, natomiast górny kompleks piaskowcowy z wyższym „retykiem” W. Bilana (1976).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Cechy petrograficzne osadów kajpru zostały najlepiej poznane na obszarze platformy prekambryjskiej (A. Arnold, 1965; M. Nowicka, 1974, w: Pokrywa..., 1974) oraz w zachodniej części Niżu Polskiego (A. Arnold, 1958; M. Nowicka 1960–1971). Uogólniając dotychczasowe wyniki badań petrograficznych (A. Arnold i M. Nowicka, *op. cit.*) oraz litologiczno-stratygraficznych (A. Szyperko-Teller, 1960; H. Senkowiczowa, 1970; H. Senkowiczowa, A. Szyperko-Śliwczyńska, 1972; Z. Deczkowski, 1977; I. Gajewska, 1978, 1988a, b), w utworach kajpru można wyróżnić litofacje: iłowcową, mułowcową, piaskowcową, zlepieńcową oraz wapieni, dolomitów i margli.

Litofacja iłowcowa jest niewątpliwie najpospolitsza i tworzy większość kompleksów kajpru dolnego, a w kajprze górnym — utwory serii gipsowych dolnej i górnej.

Iłowce kajpru są najczęściej skałami czerwonymi, zielonymi, fioletowymi i pstrymi. Ich cechą charakterystyczną jest częste przewarstwianie się z mułowcami, zawierają też wkładki piaskowców drobnoziarnistych, wapieni, dolomitów i margli.

Iłowce wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową lub pelitowo-psamitową. Tekstura ich jest bezładna lub kierunkowa, podkreślona równoległym ułożeniem dłuższych osi blaszek łuszczyków oraz laminami grubiej uziarnionego materiału. Skały litofacji iłowcowej są złożone głównie z pelitu ilastego, w którym dominuje illit, a podrzędnie występuje kaolinit, niekiedy także montmorillonit. Często występują ziarna kwarcu frakcji pyłowej lub piaskowej, a podrzędnie ziarna skaleni, muskowitu, biotyty i chlorytu, niekiedy także drobne okruchy kwarcytowe. Iłowce zawierają zwykle detrytus zwęglonej flory, piryty i wodorotlenki żelaza. Niekiedy iłowce zawierają także kongregacje złożone z wodorotlenków żelaza, impregnacje gipsowe i anhydrytowe oraz wkładki i buty anhydrytowe.

Na monoklinie przedsudeckiej w rejonie Książa Wielkopolskiego oraz w niecce mogileńsko-lódzkiej i na wale kujawskim w iłowcach stwierdzono pakiety soli kamiennej (otwory Strzelno IG 1, Krośniewice IG 1; I. Gajewska, 1978). Wśród iłowców najczęściej występują odmiany dolomityczno-wapniste bogate w drobne ziarna węglanowe. W iłowcach w profilu otworu Nidzica IG 1 M. Nowicka (w: Pokrywa..., 1974) stwierdziła obecność ooidów szamozytowych. Skały te zawierają również fragmenty ryb i odciski skorup małżów. Na przedgórzu Karpat

w iłowcach występują wkładki syderytów (H. Senkowiczowa, 1970). W iłowcach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich stwierdzono faunę morską (otwornice, małżoraczki, małże, szczątki ryb; H. Senkowiczowa, 1970).

Litofacja mułowcowa jest niemal tak powszechna jak iłowcowa. Reprezentuje ją mikrolitofacja mułowców kwarcowych o strukturze aleurytowo-pelitowej lub aleurytowo-pelitowo-psamitowej. Mułowce zazwyczaj są czerwono-brunatne, szarzielonawe, pstre, rzadziej szare, złożone głównie z drobnych, ostrokrawędzistych ziarn pyłu kwarcowego, podrzędnie zawierają ziarna skaleni potasowych, kwaśnych plagioklazów, blaszki muskowitu, biotyty i chlorytu, a niekiedy także piasek kwarcowy oraz okruchy kwarcytów i rogowców. Do pospolitych składników mułowców zalicza się zwęglone szczątki roślinne, piryty, wodorotlenki żelaza oraz drobne ziarna dolomitu i kalcytu. Rzadziej występują bioklasty wypełnione fosforanami oraz drobne skupienia gipsu i anhydrytu. W mułowcach Pomorza Zachodniego (otwór Kamień Pomorski IG 1) M. Nowicka (1972a) stwierdziła ponadto cyrkon, rutil, turmalin, granat i staurolit, a w mułowcach obniżenia nadbałtyckiego (otwór Bytów IG 1) także epidot, dysten, sillimanit i glaukonit (M. Nowicka, 1960–1971).

Litofacja piaskowcowa jest najpowszechniejsza w warstwach piaskowca trzciniowego, podrzędnie występuje także w innych ogniach kajpru. Są to głównie piaskowce szare, szarzielonawe i ceglaste, najczęściej drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste. Skały te wykazują strukturę psamitową, niekiedy psamitowo-aleurytową i psamitowo-pelitową, teksturę bezładną lub kierunkową równoległą (M. Nowicka, 1960–1971, 1972a, b, 1974, w: Pokrywa..., 1974). Według klasyfikacji skał F. J. Pettijohna i innych (1972) w litofacji piaskowcowej można wyróżnić mikrolitofacje arenitów kwarcowych, sublitycznych, litycznych i arkozowych o bazalnym spoiwie dolomitowym, mikrolitofacje arenitów sublitycznych i arkozowych o spoiwie ilastym typu stykowego oraz mikrolitofacje wak kwarcowych sublitycznych, litycznych i arkozowych o ilastym spoiwie bazalnym. Głównym składnikiem tych piaskowców są ostrokrawędziste lub półobtoczone ziarna kwarcu. Podrzędnie występują skałenie (mikroklin, nie zbliżniaczony skałenie potasowy, pertyt mikroklinowy, kwaśne plagioklasy, przerosty mikrogranofirowe skaleniowo-kwarcowe), muskowit, biotyty, chloryt oraz okruchy skalne należące do kwarcytów, łupków kwarcowo-mikowych, rogowców, iłowców, mułowców i wapieni.

Piaskowce zawierają zwykle zwęglone szczątki roślinne, piryty, wodorotlenki żelaza oraz spoiwo ilaste lub węglanowe. Często występują łuski ryb, glaukonit oraz drobne skupienie gipsu i anhydrytu, a także konkretacje żelaziste.

W piaskowcach Pomorza Zachodniego stwierdzono również ziarna cyrkonu, turmalinu, rutilu, spinelu zwyczajnego, epidotu, staurolitu, dystenu i anatazu (M. Nowicka, 1960–1971), a w piaskowcach z wyniesienia mazursko-suwalskiego — cyrkon, turmalin, rutil, staurolit, dys-

ten, sillimanit, tytanit, brukit, monacyt, egiryn, arfedsonit i glaukofan.

Litofacja zlepieńcowa jest znana przede wszystkim z przedgórza Karpat, gdzie stwierdzono drobnookruchowe konglomeraty lityczne węglanowe, złożone głównie z okruchów wapieni, oraz konglomeraty lityczne iłowcowe składające się w przewadze z fragmentów iłowców i piaskowców. Te ostatnie zawierają detrytus roślinny (H. Senkowiczowa, 1970). Konglomeraty polimiktyczne złożone z okruchów dolomitów, iłowców, mułowców, piaskowców i ziarn kwarcu stwierdzono w piaskowcu trzciniowym (Kamień Pomorski IG 1; M. Nowicka, 1972a). Skały te zawierają również łuski ryb oraz wtrącenia gipsu. W zachodniej części Niżu Polskiego w litofacji zlepieńcowej występują zlepieńce złożone głównie z okruchów skał węglanowych (M. Nowicka, 1972a; Z. Deczkowski, 1977; I. Gajewska, 1978).

Litofacja wapieni tworzących cienkie wkładki wśród innych skał kajprów jest reprezentowana przez następujące odmiany mikrolitofacjalne: mikrosparyty z bioklastami (głównie skorup małżów) oraz mikryty ilaste i piaszczyste z detrytusem uwęglonej flory. Wapienie zawierają minerały ilaste, piasek kwarcowy i nieco dolomitu, a miejscami także ooidy kalcytowe.

Litofacja dolomitów jest reprezentowana przez dolosparyty, dolosparyty ilaste, dolosparyty z bioklastami, dolomikrosparyty z gipsem i anhydrytem, niekiedy także z halitem, oraz dolomikryty. Niektóre z nich zawierają piasek lub pył kwarcowy oraz ooidy (Z. Deczkowski, 1977). Na monoklinie przedsudeckiej tworzą one głównie ogniwo tzw. dolomitu granicznego. Wkładki dolomitowe notuje się także wśród iłowców warstw gipsowych dolnych i górnych.

Litofacja margli jest reprezentowana przez mikrolitofację margli dolomitycznych. Są to skały szarzielonawe, rzadziej brunatnoczerwone, o strukturze bardzo drobnokrystalicznej. W ilastym tle skalnym tkwią liczne ziarna dolomitu, rzadziej kalcytu, kwarcu, skalenia, tyszczyków i wodorotlenków żelaza, a niekiedy także gipsu, anhydrytu, halitu, kwarcu neogenicznego i chalcedonu.

*
*

Jak wynika z dotychczasowych badań litologiczno-stratygraficznych, sedymentacja utworów kajprów zachodziła w rozległym i płytkim zbiorniku śródlądowym, będącym pozostałością po morzu wapienia muszlowego (A. Szyperko-Teller, 1960; H. Senkowiczowa, 1970; I. Gajewska, 1978, 1988a, b). Najpospolitszą litofacją kajpru są brakiczne iłowce, niekiedy zawierające wkładki skał węglanowych z fauną morską. Na pograniczu kajpru dolnego i górnego (warstwy sulechowskie i warstwy gipsowe dolne) miejscami występują cienkie pakiety dolomitowe, wyróżniane jako dolomit graniczny.

Charakterystyczną cechą skał kajpru dolnego (wysztalonych głównie w litofacji iłowców z wkładkami mułowców, piaskowców, wapieni, dolomitów i margli) jest częste występowanie w nich zwęglonych szczątków roślinnych, tworzących miejscami cienkie warstewki wę-

gła brunatnego. Z tego względu opisywane osady są znane w literaturze pod nazwą iłowęgli. Kolejną cechą charakterystyczną utworów kajpru dolnego jest według A. Szyperko-Teller (1960) rytmiczna sedimentacja utworów klastycznych i węglanowych, związana z oscylacyjnym charakterem zbiornika.

Osady warstw gipsowych dolnych kajpru górnego odznaczają się obecnością grubych pakietów skał ilasto-mułowcowych z wtrąceniami i wkładkami anhydrytów, gipsów i soli kamiennej. Znaczne urozmaicenie mikrofacjalne dostrzega się w pakiecie piaskowca trzciniowego, w którym notuje się odmiany piaskowców kwarcowych, arkozowych i litycznych. Obecność licznych ziarn skaleni w arenitach i wakach arkozowych, obecność okruchów łupków kwarcowo-łyszczkowych w piaskowcach litycznych oraz bogaty skład mineralny frakcji ciężkiej sugeruje dopływ części materiału detrytycznego bezpośrednio z kompleksów skał krystalicznych (zwłaszcza w zachodniej i północno-wschodniej części Nizy Polskiego).

Materiału detrytycznego w południowej części monokliny przedsudeckiej (zdaniem W. Grodzickiej-Szymanko, 1967) dostarczały głównie denudowane w kajprze utwory pstręgo piaskowca, zawierające miejscami okruchy kwaśnych skał magmowych. Sądząc z występowania w piaskowcu trzciniowym arenitów i wak, głównie były to osady koryt rzecznych i delt, a także równi zalewowych i lagun. Warstwy gipsowe górne tworzyły się także w warunkach sedimentacji brakicznej z siarczanami. Jednak, zdaniem I. Gajewskiej (1978), jedną z przyczyn lokalnych koncentracji minerałów siarczanowych było impregnowanie tworzących się osadów solankami cechsztyńskimi uwalnianymi w czasie wypiętrzania się wysadów solnych.

SEDYMENTACJA, PALEOGEOGRAFIA I PALEOTEKTONIKA

Po regresji morza kajpru dolnego (Iadydu) na terenie Polski powstał zbiornik lagunowy, który przez cały kajper górny miał charakter regresywny.

Z początkiem karniku, w najniższej części warstw gipsowych dolnych nastąpiła niewielka ingresja morska od południa, prawdopodobnie w rejonie Krakowa. Epizod ten zaznaczył się w południowej części basenu powstaniem pakietu dolomitów lub iłowców z dolomitem, z fauną i skupieniami glaukonitu (I. Gajewska, 1964a, b, 1978). Osady te na obszarze wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego leżą miejscami przekraczając na kajprze dolnym i wapieniu muszlowym górnym (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972; W. Bilan, 1976; I. Gajewska, 1978).

Po krótkotrwałej ingresji morskiej, prawie w całym basenie sedimentacyjnym warstw gipsowych dolnych osadzały się głównie szare iłowce i iłowce dolomityczne, z gniazdami i przerostami anhydrytu (fig. 45). Domieszki piaskowców spotyka się przede wszystkim w części północnej i północno-wschodniej. W końcowej fazie sedimentacji warstw gipsowych dolnych w wyniku spłycania się zbiornika nastąpiła duża koncentracja związków che-

micznych, doprowadzająca w efekcie do wytrącenia się w jego centralnej części margli dolomitycznych z anhydrytem oraz soli kamiennej (I. Gajewska, 1978; I. Gajewska i in., 1985). W południowej części basenu (obszar śląsko-krakowski) w warstwach gipsowych dolnych (formacja chrzanowska) oprócz iłowców, margli dolomitycznych i dolomitów tworzyły się mułowce, niekiedy piaskowce, miejscami gipsy. Bardzo charakterystyczne dla tego obszaru są wkładki zlepieńców i brekcji dolomitycznych, świadczących o lokalnym diastrofizmie (W. Bilan, 1976).

Po sedimentacji osadów gipsowych dolnych, w wyniku zmian klimatycznych nastąpił intensywny rozwój rzek, powodujący odrodzenie się basenu sedimentacyjnego, który w piaskowcu trzciniowym stanowił, prawdopodobnie, część rozległego systemu deltowego. Ramy basenu sedimentacyjnego piaskowca trzciniowego uległy nieznamcznemu rozszerzeniu, głównie na północy oraz południowym wschodzie, gdzie omawiane osady leżą miejscami na kajprze dolnym lub wapieniu muszlowym środkowym (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972; W. Bilan, 1976; I. Gajewska, 1978).

W piaskowcu trzciniowym dominowały dwa typy osadu — piaskowce charakterystyczne dla wąskich cieków wodnych, z nikłymi śladami szczątków organicznych, oraz osady ilasto-mułowcowe, z bogatymi szczątkami flory i nielicznej fauny, typowe dla sedimentacji wód zastojowych i pokrywające rozległe powierzchnie (fig. 46; I. Gajewska, 1978). Wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego stanowiło w tym czasie płytkie rozlewisko typu brakicznego (W. Bilan, 1976). Obserwuje się tu dużą różnorodność w typie osadów — od iłowców poprzez mułowce, piaskowce, zlepieńce lub żwiry do skał węglanowych (W. Grodzicka-Szymanko, T. Orłowska-Zwolińska, 1972; W. Bilan, 1976).

Pod koniec sedimentacji piaskowca trzciniowego następuje zmiana klimatu na suchy i gorący. Zbiornik sedimentacyjny gwałtownie kurczy się (fig. 47). Przedstawiony zarys basenu sedimentacyjnego warstw gipsowych górnych, poza południową częścią monokliny przedsudeckiej, pokrywa się z jego obecnym obszarem występowania. Przyjęto daleko idące uproszczenie zakładając, że tam gdzie warstwy gipsowe górne są przykryte osadami retyku dolnego (noryku) istnieje ciągłość stratygraficzna. Odtworzenie luki między retykiem dolnym a warstwami gipsowymi górnymi było niemożliwe przy braku bliższego datowania osadów granicznych.

W basenie warstw gipsowych górnych tworzyły się osady ilaste, podrzędnie mułowcowe, na ogół o barwach intensywnie pstrych typowych dla reliktoowego zbiornika śródlądowego otoczonego łądem, na którym zachodziły laterytowe procesy wietrzeniowe. Udział innych skał, takich jak anhydryty, dolomity czy piaskowce, jest minimalny.

Pod koniec sedimentacji warstw gipsowych górnych obserwuje się nieznaczny zmianę klimatu zaznaczającą się pojawieniem osadu o odmiennym charakterze. W zachod-

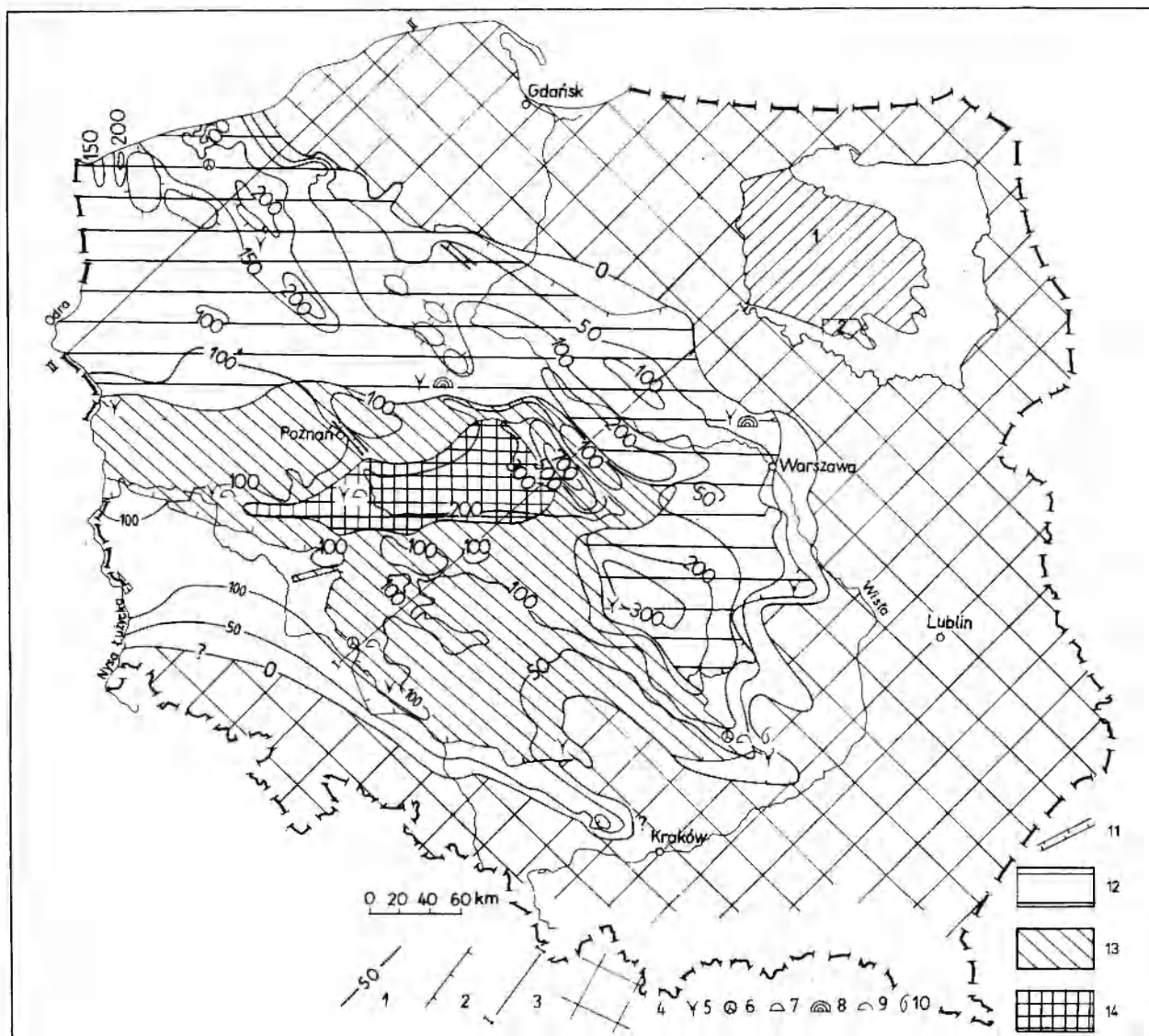


Fig. 45. Mapa paleomiąższości i litofacji warstw gipsowych dolnych (I. Gajewska — obszar 1, S. Kotlicki — obszar 2)

1 — izopachyty (w metrach), 2 — obecny zasięg warstw gipsowych dolnych, 3 — linia przekroju paleotektonicznego, 4 — obszar erodowany; skamieniałości: 5 — miospory, 6 — megaspory, 7 — małżoraczki, 8 — esterie, 9 — małże, 10 — ramienionogi; 11 — rów synsedymentacyjny; litofacje: 12 — ilasta, 13 — ilasto-węglanowa, 14 — ilasto-salinarna

Map of paleothickness and lithofacies of the Lower Gypsum Beds (I. Gajewska — area 1, S. Kotlicki — area 2)

1 — isopachs (in metres), 2 — present-day extent of the Lower Gypsum Beds, 3 — line of the paleotectonic cross-section, 4 — eroded area; fossils: 5 — myospores, 6 — megaspores, 7 — ostracods, 8 — phyllospods *Estheria*, 9 — bivalves, 10 — brachiopods; 11 — synsedimentation graben; lithofacies: 12 — clayey, 13 — clayey-carbonate, 14 — clayey-salinary

niej i środkowej części basenu, gdzie można przyjąć bez zastrzeżeń istnienie ciągłości sedimentacyjnej między kamikiem a norykiem, osadziły się iłowce dolomityczne,

szare, często z pakietami anhydrytu lub gipsu, a miejscami dolomitu. W osadach tych stwierdzono występowanie mikroflory noryckiej (T. Orłowska-Zwolińska, 1983).

Basen sedimentacyjny kajpru górnego różnił się zarysem od basenu triasu środkowego. Jego obszar ograniczył się do centralnej i zachodniej Polski. Analizowany kompleks osadów kajpru górnego jest rozwinięty głównie w platformowej asocjacji ewaporatowej, z subasocjacją solonośną w centrum, która przechodzi ku brzegowi w platformową asocjację terygeniczną — piaszczysto-ilałą (fig. 48).

Basen sedimentacyjny warstw gipsowych dolnych charakteryzuje się dużo większym zróżnicowaniem subsydencji niż w poprzednim okresie. Najbardziej zróżnicowaną subsydencją charakteryzuje się centralna część zbiornika (fig. 45, 49), w której zarysowuje się obniżenie pilsko-piotrkowskie. Jego najintensywniej obniżającym się fragmentem jest depresja krośniewicka, gdzie miąższość powstałych osadów jest prawie trzykrotnie większa od maksymalnej miąższości poza tą strefą. Jej pierwsze

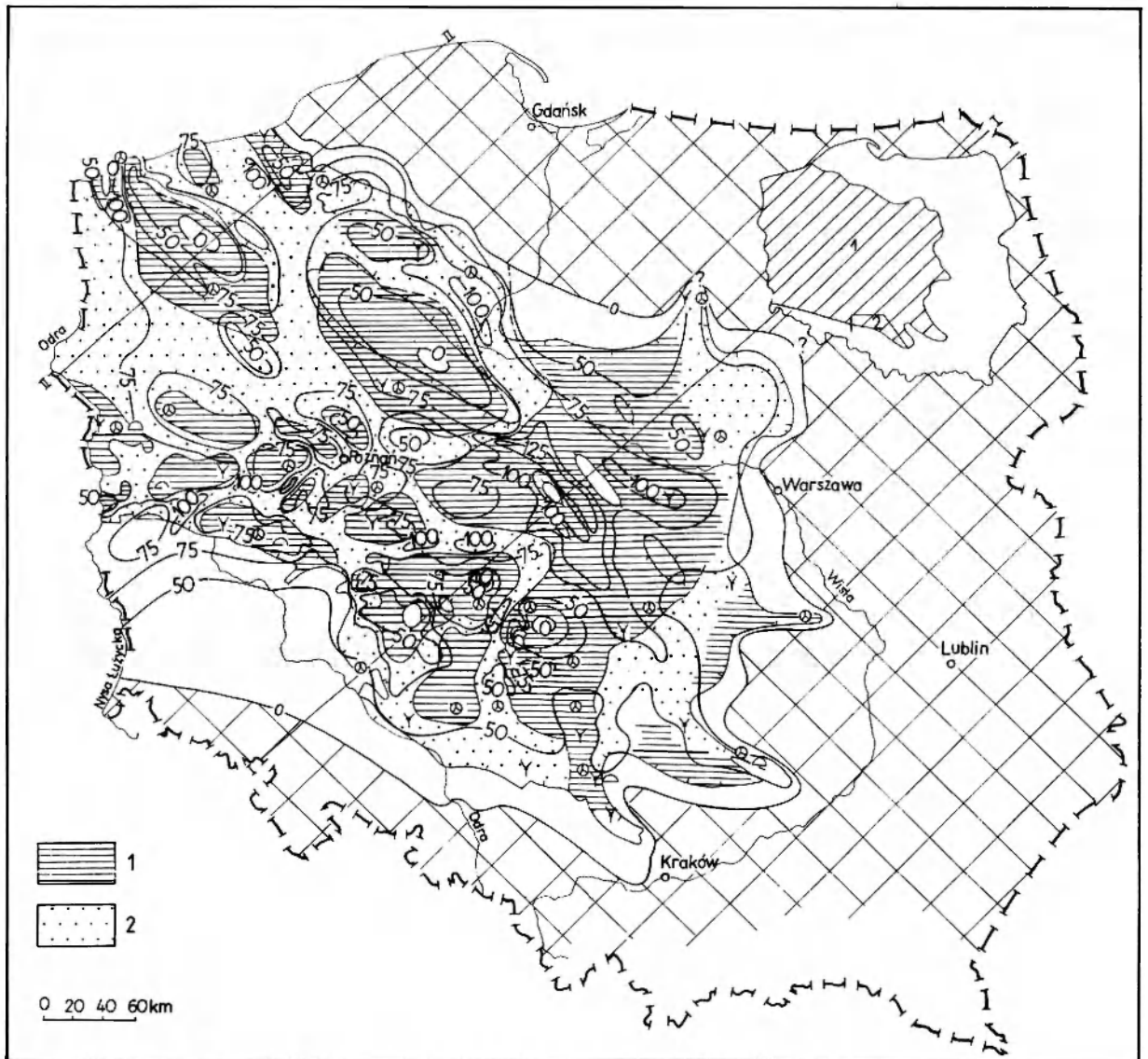


Fig. 46. Mapa paleomiąższości i litofacji piaskowca trzciniowego (I. Gajewska — obszar 1, S. Kotlicki — obszar 2)

Litofacje: 1 — ilasta, 2 — piaszczysta; pozostałe objaśnienia przy figurze 45

Map of paleothicknesses and lithofacies of the Reed Sandstone (I. Gajewska — area 1, S. Kotlicki — area 2)

Lithofacies: 1 — clayey, 2 — sandy; for other explanations see Figure 45

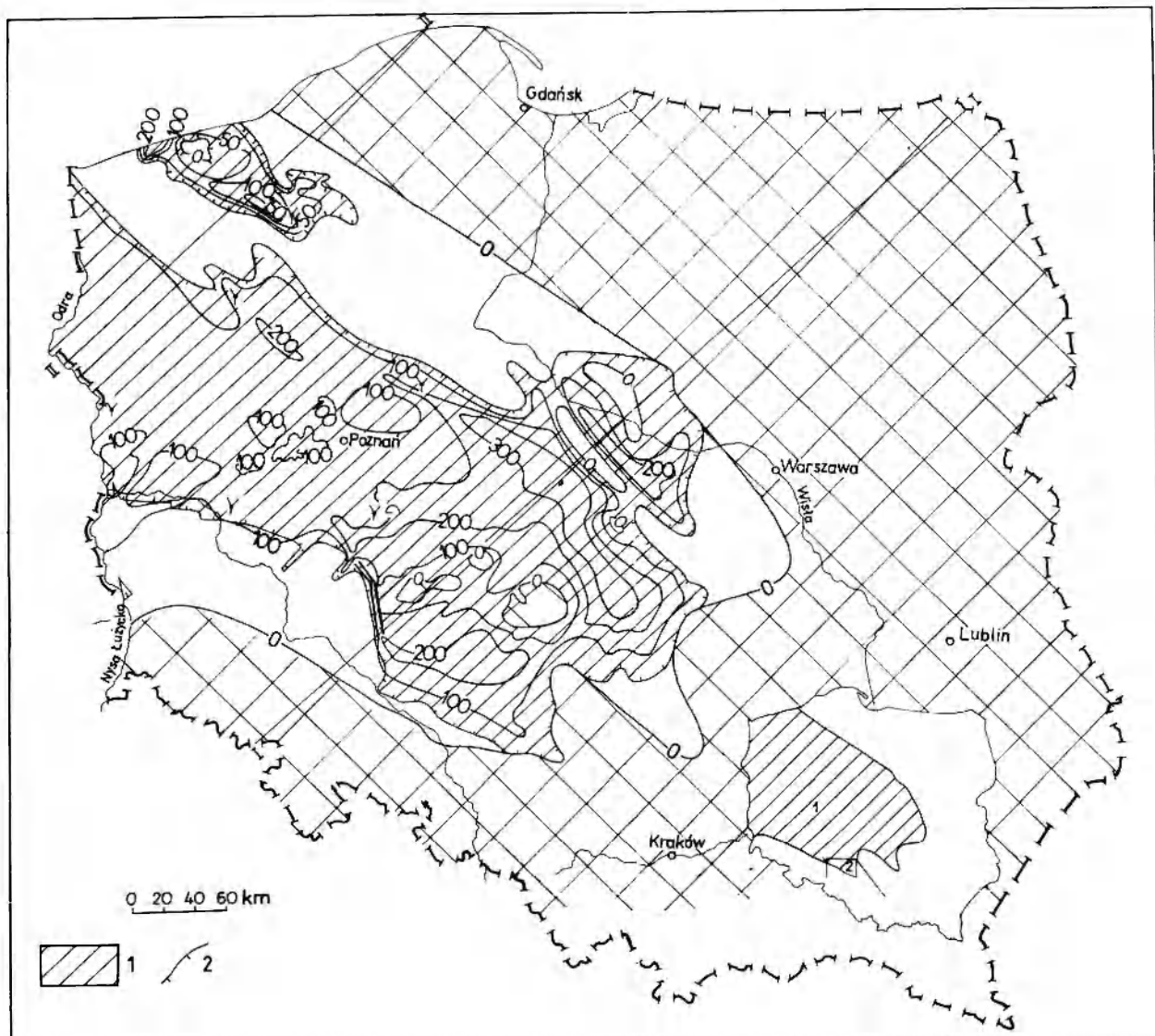


Fig. 47. Mapa paleomiąższości i litofacji warstw gipsowych górnych

1 — litofacja ilasta; pozostałe objaśnienia przy figurze 45

Map of paleothickness and lithofacies of the Upper Gypsum Beds

1 — clayey lithofacies; for other explanations see Figure 45

zarysy ukształtowały się już w wapieniu muszlowym górnym i kajprze dolnym, kiedy nastąpiło pierwsze przemieszczanie się soli chechocińskiej w tym rejonie. Podobnie wyraźnie zarysowuje się garb kutnowski. W warstwach gipsowych dolnych powstają pierwsze zręby depresji Gostynina (fig. 45, 49).

W zachodniej części obniżenia pilsko-piotrkowskiego w wyniku nieznacznych ruchów wznoszących, w obrębie elewacji Owieczek i późniejszego garbu Ostrowa, ukształtowała się zatoka jarocińska. Na północnym zachodzie występuje obszar o nieznacznie zwiększonej subsydencji

dający początek obniżeniu trzebiatowsko-połczyńskiemu (fig. 45, 50). Trzeba jednak nadmienić, że obniżenie to zaznaczyło się już w kajprze dolnym, podobnie jak kopuła Karcina.

W warstwach gipsowych dolnych w części południowej basenu następuje duże zróżnicowanie linii brzegowej. Obszar wyspowy, istniejący w wapieniu muszlowym górnym i kajprze dolnym na elewacji małopolskiej, przekształca się w półwysp głęboko wchodzący w zbiornik. Od południowego zachodu i północnego wschodu tego półwyspu powstają zatoki — chrzanowska i chmielnicka



Fig. 48. Mapa paleotektoniczna kajpru górnego (I. Gajewska)

1 — paleoizohipsy spągu kajpru górnego (paleomiąższość w metrach), 2 — zasięg basenu warstw gipsowych dolnych, 3 — zasięg basenu piaskowca trzciniowego, 4 — zasięg basenu warstw gipsowych górnych, 5 — rowy i uskoki synsedymantacyjne; elementy strukturalne (structural units): elewacje (elevations): 1 — Świnoujście, 2 — Warnowo, 3 — Rekowo, 4 — Karcino, 5 — Grzęzno, 6 — Szubin, 7 — Kamionki, 8 — Owieczki; rowy (grabens): 9 — Laska, 10 — Korytowo, 11 — Siekierki, 12 — Wierzchowice, 13 — obniżenie (lowered area) Trzebiatów-Połczyn; depresje (depressions): 14 — Stargard Szczeciński, 15 — Gostynin, 16 — Krośnice, 17 — Gorzów, 18 — garb (hump) Kutno; przełęcze (pass): 19 — Czaplunek, 20 — Radoszewice
A. Platformowe asocjacje litologiczne: I — terygeniczna, II — ewaporatowa, IIa — subasocjacja solonośna

Paleotectonic map of the Upper Keuper (I. Gajewska)

1 — palcoisohypses of the Upper Keuper bottom (paleothickness in metres), 2 — extent of the basin of the Lower Gypsum Beds, 3 — extent of the basin of the Reed Sandstone, 4 — extent of the basin of the Upper Gypsum Beds, 5 — synsedimentation grabens and faults
A. Platform lithologic associations: I — terrigenous, II — evaporate, IIa — salt-bearing subassociation

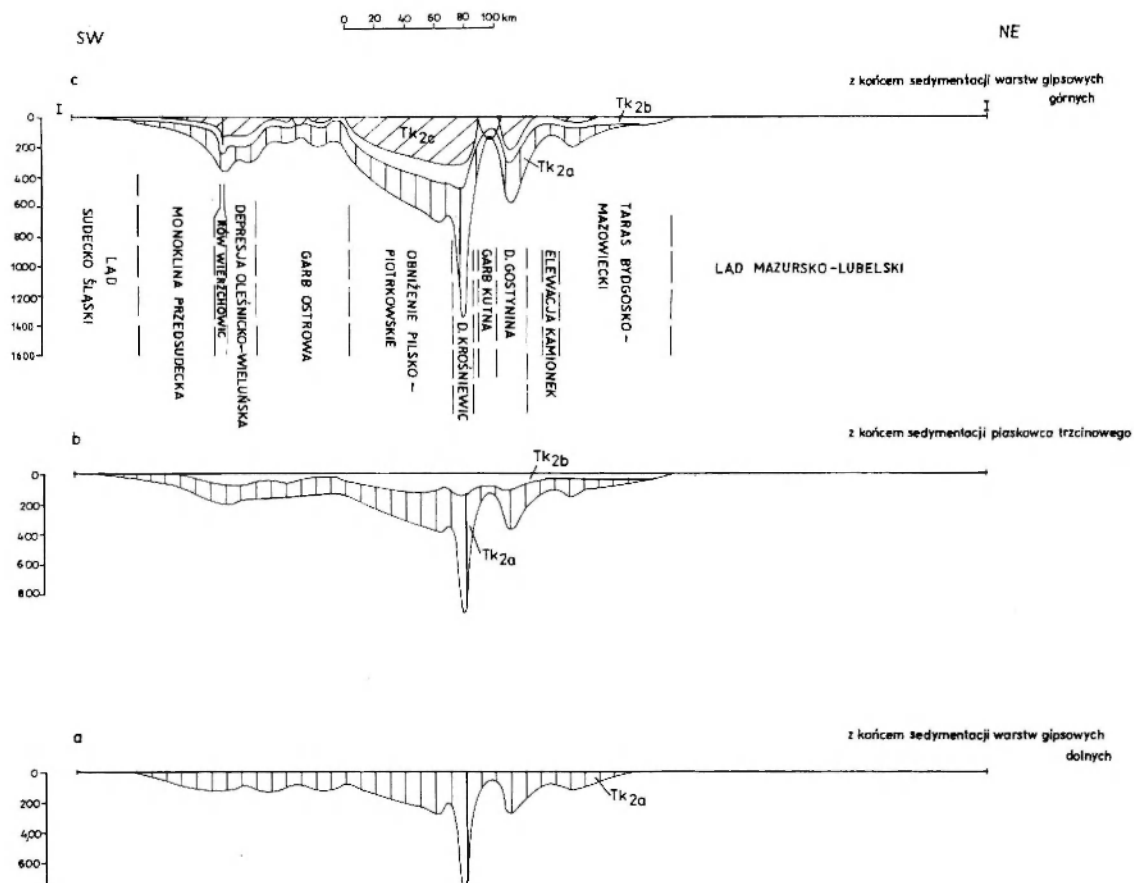


Fig. 49. Przekrój paleotektoniczny I-I z figury 45 (I. Gajewska)

Paleotectonic cross-section I-I from Figure 45 (I. Gajewska)

(fig. 45, 48). W piaskowcu trzciniowym półwysep ten został częściowo objęty sedimentacją, w wyniku czego obramowujące go zatoki stały się wyraźniejsze (fig. 46).

Z uzyskanego obrazu paleomiąższości piaskowca trzciniowego wynika, że basen ten charakteryzował się niewielką, mało zróżnicowaną subsydencją, co niewątpliwie wynikało z charakteru zbiornika i czasu trwania sedimentacji osadów piaskowca trzciniowego (fig. 46). W piaskowcu trzciniowym tworzą się mimo to pierwsze zarysy pozytywnych elementów strukturalnych takich jak elewacje Warnowa, Grzęzna i Szubina oraz garb Ostrowa, których główny rozwój przypada na końcowy okres warstw gipsowych górnych (fig. 47, 49, 50).

W wyniku ruchów tektonicznych w końcowej fazie rozwoju basenu sedimentacyjnego kajpru górnego w warstwach gipsowych górnych znaczne jego obszary

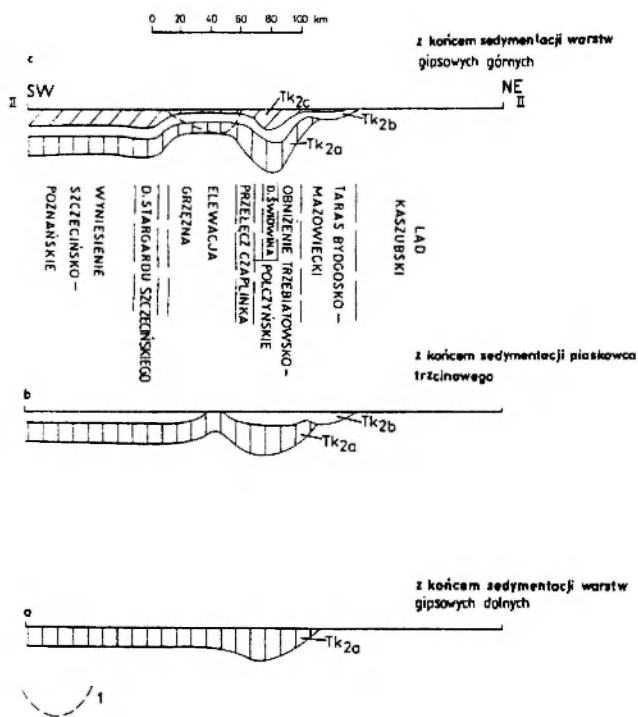


Fig. 50. Przekrój paleotektoniczny II-II z figury 45 (I. Gajewska)

I — obszar zerodowany w noryku

Paleotectonic cross-section II-II from Figure 45 (I. Gajewska)

I — area eroded in the Norian

uległy wynurzeniu, tak że w końcowym etapie sedymentacją był objęty obszar wyniesienia szczecińsko-poznańskiego, obniżenia pilsko-piotrkowskiego, zachodniej części monokliny przedsudeckiej, obniżenia trzebiatowsko-połczyńskiego oraz depresji oleśnicko-wieluńskiej, która utworzyła się w czasie sedymentacji warstw gipsowych górnych w wyniku dźwignia się okalających ją obszarów (fig. 47, 49).

PRZEDNORYCKO-RETYCKA POWIERZCHNIA PALEOGEOLOGICZNA NIŻU POLSKIEGO

Powierzchnię paleogeologiczną uformowaną w czasie sedymentacji noryku, a w niektórych rejonach retyku, obrazuje mapa (fig. 51). Odwzorowana dolna powierzchnia niezgodności na przeważającej części obszaru Niżu Polskiego została ukształtowana podczas kajpru górnego oraz w noryku i retyku. W niniejszym opracowaniu dla utworów triasu występujących pod pokrywą noryku i retyku przyjęto podział litostratygraficzny stosowany przy rozpozniomowaniu triasu epikontynentalnego.

W celu udokumentowania niezgodności układu między pokrywą noryku i retyku a ich podłożem wykorzystano opracowania następujących autorów: Z. Deczkowski, I. Gajewska (1988); Z. Deczkowski, M. Franczyk (1988a, b); I. Gajewska (1988b); W. Pożaryski, Z. Dembowski (w: Mapa..., 1984); W. Pożaryski (1979); A. Szyperko-Teller, M. Moryc (1988); R. Wagner (1988).

Z zaznaczonych na mapie wychodni występujących pod przykryciem noryku (fig. 51), w najwcześniejszym etapie zostały ukształtowane zarysy wychodni warstw gipsowych górnych. Trzeba jednak zaznaczyć, że w ich obrębie stwierdza się na znacznych obszarach brak osadów przystropowych. Najmłodsze osady warstw gipsowych górnych występują tylko na obszarach przykrytych pakietem szarych łowców z anhydrytem (I. Gajewska 1978), w których T. Orłowska-Zwolińska (1983) stwierdziła makroflorę norycką.

Główne pole, w którego obrębie zaznacza się obecność najmłodszych osadów warstw gipsowych górnych, ciągnie się od zachodniej granicy Polski po rejon Konina na wschodzie oraz od okolic Leszna na południu po Piłę na północy. Z uwagi na słabe rozpoznanie północnej części obszaru nie można wykluczyć, że lokalnie nie ma tam najmłodszych osadów warstw gipsowych górnych. Osady warstw gipsowych górnych tworzą niewielkie pole wychodni w południowo-zachodniej części strefy Trzebiatów-Połczyn. Zróznicowanym stopniem zdarcia erozyjnego charakteryzuje się obszar położony na północny wschód od linii Koszalin-Warszawa-Radom. Przednorycka luka sedymentacyjno-erozyjna jest najslabiej wyrażona w północno-zachodniej części tego obszaru. Osady noryku, o nieokreślonym dokładniej wieku, leżą tu na warstwach gipsowych dolnych oraz na piaskowcu trzcinywym. W kierunku północno-zachodnim i południowo-wschodnim wielkość luki wzrasta, o czym świadczy

Mapa paleotektoniczna kajpru górnego (fig. 48) obrazuje morfologię i głębokość występowania powierzchni spągowej u schyłku kajpru górnego, a zarysowujące się elementy strukturalne, jak wynika z cząstkowych map paleomiąższościowych, kształtowały się w różnych etapach rozwoju tego basenu.

zachowany układ wychodni z pojawiającymi się kolejno osadami kajpru dolnego i górnego, wapienia muszlowego środkowego i dolnego oraz pstrego piaskowca górnego i środkowego. Najwyraźniejszą przednorycką lukę sedymentacyjno-erozyjną stwierdza się we wschodniej części omawianego obszaru, w którego obrębie wychodnie przednoryckie są reprezentowane przez utwory pstrego piaskowca dolnego, cechsztynu, karbonu, dewonu oraz proterozoiku i archaiku.

Układ wychodni wskazuje, że obszar położony na północny wschód od linii Koszalin-Warszawa-Radom w okresie przednoryckim był ogólnie nachylony w kierunku południowo-zachodnim, a jego południowo-wschodnia część ku północnemu zachodowi. Morfologia tego obszaru była prawdopodobnie słabo zróżnicowana i jedynie w rejonie Olszyny zaznaczało się lokalne wyniesienie, które zostało pokryte dopiero w retyku. Poza tym przekraczający układ retyku w stosunku do noryku stwierdzono w północnej części obszaru oraz w rejonie Białegostoku. Układ ten został uformowany na skutek dźwignia się na przełomie noryku i retyku obszaru sudecko-krakowskiego, co doprowadziło w efekcie do przesunięcia się linii brzegowej zbiornika basenu sedymentacyjnego retyku w kierunku północno-wschodnim. Głębokość erozji na obszarze północno-wschodniej Polski wyznaczają kontaktujące z pokrywą osadów noryku i retyku utwory ich podłoża.

Zmiennej wielkości luką sedymentacyjno-erozyjną charakteryzuje się strefa przebiegająca od Nowogardu po okolice Radomia. W strefie tej zaznacza się elewacje, których rozwój należy wiązać z przemieszczaniem się w triasie górnym soli cechsztyńskich (R. Dadlez w: Budowa..., 1979; S. Marek w: Budowa..., 1977). Okres dźwignia tych elewacji oraz zamierania w ich obrębie ruchów wznoszących był na poszczególnych strukturach znacznie zróżnicowany. W rejonie Nowogardu kulminację wyniesień podłoża noryku tworzą utwory kajpru dolnego oraz wapienia muszlowego górnego, przy czym w ich otoczeniu pojawiają się kolejno wychodnie warstw gipsowych dolnych, piaskowca trzcinywego oraz warstw gipsowych górnych.

Na przełomie kajpru i noryku elewacja w rejonie Nowogardu była erodowana, a następnie przykryta osadami

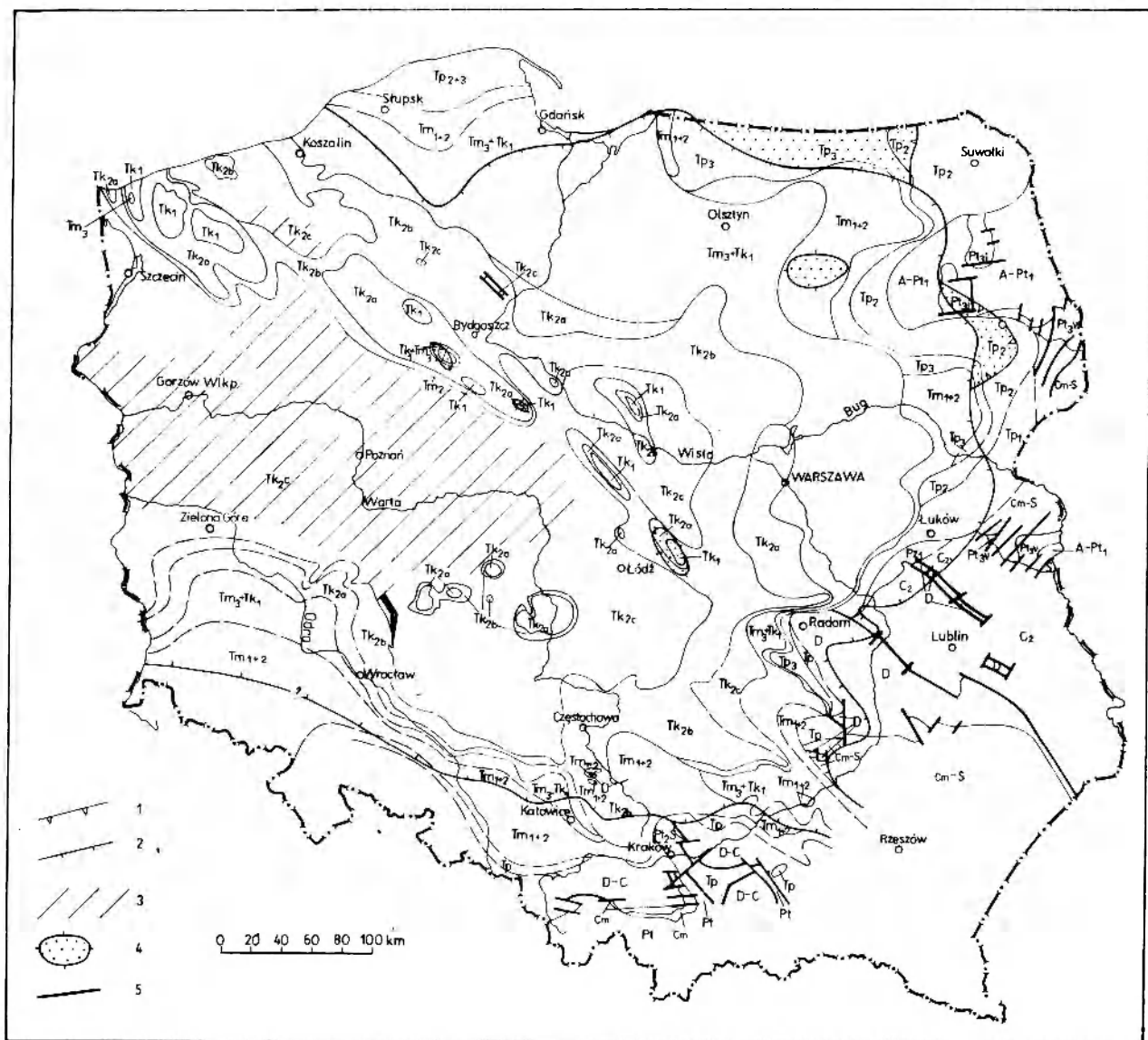


Fig. 51. Mapa paleogeograficzna przednorycko-retycka (Z. Deczkowski, I. Gajewska)

Zasięgi pierwotne na górnej stronie powierzchni niezgodności: 1 — zasięg pierwotny retyku, 2 — zasięg pierwotny noryku, 3 — obszary występowania najmłodszych osadów warstw gipsowych górnych, 4 — obszary przykryte w retyku, 5 — uskoki; wychodne na dolnej powierzchni niezgodności: Tm_{2c} — warstwy gipsowe górne, Tk_{2b} — piaskowiec trzciniowy, Tk_{2a} — warstwy gipsowe dolne, Tk₁ — warstwy sulechowskie, Tm₃+Tm₁ — wapień muszlowy górny i kajper, Tm₃ — wapień muszlowy górny, Tm₂ — wapień muszlowy środkowy, Tm₁₋₂ — wapień muszlowy środkowy i dolny, Tp₃ — pstry piaskowiec górny, Tp₂ — pstry piaskowiec środkowy, Tp₁ — pstry piaskowiec dolny, Tp — pstry piaskowiec, PZ₁ — cechsztyń, C — karbon, C₂ — karbon górny, D — dewon, C-S — kambryj, ordowik, sylur, Pt_{3v} — proterozoik górny, wend, Pt_{2j} — proterozoik górny, jotnik, Pt_{2s} — środkowy proterozoik, Pt — proterozoik, A-Pt₁ — archaik z dolnym proterozoikiem

Paleogeographic map of the pre-Norian-Rhaetian (Z. Deczkowski, I. Gajewska)

Original extents at the upper side of the unconformity surface: 1 — original extent of Rhaetian, 2 — original extent of Norian, 3 — occurrence areas of the youngest sediments of the Upper Gypsum Beds, 4 — areas covered in Rhaetian, 5 — faults; outcrops at the lower surface of the unconformity: Tk_{2c} — Upper Gypsum Beds, Tk_{2b} — Reed Sandstone, Tk_{2a} — Lower Gypsum Beds, Tk₁ — Sulechów beds, Tm₃+Tk₁ — Upper Muschelkalk and Keuper, Tm₃ — Upper Muschelkalk, Tm₂ — Middle Muschelkalk, Tm₁₋₂ — Middle and Lower Muschelkalk, Tp₃ — Upper Buntsandstein, Tp₂ — Middle Buntsandstein, Tp₁ — Lower Buntsandstein, Tp — Buntsandstein, PZ₁ — Zechstein, C — Carboniferous, C₂ — Upper Carboniferous, D — Devonian, Cm-S — Cambrian, Ordovician and Silurian, Pt_{3v} — Upper Proterozoic, Vendian, Pt_{2j} — Upper Proterozoic, Jotnian, Pt_{2s} — Middle Proterozoic, Pt — Proterozoic, A-Pt — Archean with Lower Proterozoic

późnego noryku. Trzeba podkreślić, że w kierunku kulminacji zaznacza się wyraźna redukcja miąższości osadów noryku.

Następna elewacja występująca w okolicy Bydgoszczy zawiera cztery kulminacje, z których dwie, z odsłaniającymi się utworami kajpru dolnego, znajdują się pod przykryciem noryku, natomiast pozostałe — Konar i Szubina — były objęte w czasie noryku erozją. Odstonięty w kulminacji Szubina wapień muszlowy środkowy, a w kulminacji Konar kajper dolny zostały przykryte dopiero w retyku. Mniejszą lukę sedymentacyjno-erozyjną stwierdzono na strukturach znajdujących się między Płockiem a Łodzią. Kulminacje tych struktur tworzą utwory kajpru dolnego, a w ich osłonie występują kolejno młodsze ogniwa kajpru górnego. Wyróżnione na tym obszarze struktury, w bliżej nieokreślonym stadium rozwoju sedymentacji osadów noryku, ulegały ruchom wznoszącym i były objęte erozją. Dokładniejsze określenie istniejącej tu luki sedymentacyjno-erozyjnej nie jest możliwe z uwagi na brak szczegółowych danych dotyczących wieku utworów noryku. Nie dotyczy to tylko solnej struktury Jeżowa, w obrębie której luka sedymentacyjno-erozyjna jest większa, gdyż występujące w jej kulminacji utwory kajpru dolnego zostały przykryte dopiero w retyku.

Na obszarze położonym na południowy wschód od linii Częstochowa–Radom rozmiary erozji są zmienne. Z układu wychodni utworów podłoża noryku wynika, że przed norykiem powierzchnia tego obszaru była w przeważającej części łagodnie nachylona w kierunku północno-zachodnim, przy czym w rejonie radomsko-kieleckim morfologia tej powierzchni charakteryzowała się znacznym zróżnicowaniem. W północno-zachodniej strefie tego rejonu występują osady piaskowca trzciniowego, natomiast w kierunku południowo-wschodnim pojawiają się kolejno wychodnie starszych ogniw kajpru, wapienia

muszlowego i pstrego piaskowca, a na wschód i południowy wschód od Radomia — dewonu i starszego paleozoiku. Poza tym przednoryckie wyniesienia dewonu, przykryte utworami wapienia muszlowego środkowego i dolnego, stwierdzono lokalnie na południe od Częstochowy.

Między Katowicami a Zieloną Górą układ przednoryckich wychodni wskazuje, że ich powierzchnia była znacznie nachylona w kierunku północno-wschodnim. Nachylenie to zostało spowodowane dźwiganiem się w czasie noryku obszaru położonego na południowy zachód od tej strefy.

W okresie przednoryckim dźwigały się również struktury zarysowujące się w rejonie Kalisza. Występujące w kulminacjach poszczególnych struktur utwory warstw gipsowych dolnych są obwiedzione wychodniami piaskowca trzciniowego, których osłonę stanowią osady warstw gipsowych górnych. Z przeprowadzonej analizy wynika, że początkowy etap formowania się tych struktur przypada na kajper górny, na co wskazuje postępująca w ich kierunku stopniowa redukcja miąższości osadów poszczególnych ogniw kajpru górnego. (Z. Deczkowski, I. Gajewska, 1979). Ostatecznie jednak struktury te zostały ukształtowane w czasie przednoryckiej luki sedymentacyjno-erozyjnej.

Na mapie paleogeologicznej (fig. 51) górną powierzchnię niezgodności przednorycko-retyckiej zobrazowano przez naniesienie pierwotnego zasięgu noryku oraz leżącego miejscami przekraczającego w stosunku do niego retyku. Znaczna niezgodność pokrywy utworów noryku i retyku z układem podścielających osadów kajpru górnego, jak również z odsłaniającymi się utworami starszymi od kajpru wskazuje, że w czasie analizowanej luki sedymentacyjno-erozyjnej nastąpiła znaczna przebudowa omawianego obszaru.



WPROWADZENIE

NORYK — RETYK

W celu określenia warunków oraz rozwoju sedymentacji osadów noryku i retyku na Niżu Polskim dokonano analizy około 1100 profilów otworów wiertniczych. Profile te, opracowane w różnym okresie i w sposób niejednolity, poddano reinterpretacji stosując jednakowe kryteria przy ustalaniu poszczególnych granic stratygraficznych (tab. 30). W przeważającej liczbie otworów osady były przewiercane bezrdzeniowo lub z pobieraniem wycinkowych rdzeni kontrolnych, dlatego podział litostratygraficzny przeprowadzono głównie na podstawie wyników badań geofizycznych. Badania biostratygraficzne, głów-

nie palinologiczne, umożliwiły podział tego kompleksu osadowego na część dolną — noryk i część górną — retyk. W stosowanych dotychczas podziałach litostratygraficznych odpowiadały one odpowiednio „retykowi” dolnemu lub „retykowi” niższemu i „retykowi” górnemu.

BIOSTRATYGRAFIA

Utwory noryku i retyku, rozwinięte w postaci pstrych osadów ilastych z wkładkami mułowców, piaskowców i utworów zlepieńcowatych z przewarstwieniami dolo-mitycznymi, zawierają nieliczne szczątki organiczne.

Tabela 30

Podział litostratygraficzny noryku i retyku na Niżu Polskim (Z. Deczkowski)

Lithostratigraphic division of the Norian and Rhaetian in Polish Lowland (Z. Deczkowski)

| | Pietra | Polska zachodnia, monoklina przedśudecka (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) | Kujawy (S. Z. Różycki, 1958; R. Dadlez w: Ropo..., 1970) | Obszar częstochowsko-wieluński i wschodnie obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego | | Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (G. Czapowski, A. Romanek, 1986) | Polska północno-wschodnia (R. Dadlez, 1962a) | |
|-------|------------------------------------|--|--|---|-----------------------------|---|--|----------------------------|
| | | | | (W. Grodzicka-Szymanko 1971) | (W. Bilan, 1976) | | | |
| Retyk | <i>Ricciisporites tuberculatus</i> | warstwy wielichowskie | (seria) warstwy kłodawskie dolne | cyklotem R III kłodawski | brak osadów | górna seria pstra | warstwy bartoszyckie | |
| Noryk | <i>Corollina meyeriana</i> | warstwy zbąszyneckie | | na południe od Wielunia brak osadów | woźnicki RII ₂ | | wvższy zespół osadów retyku | górny kompleks piaskowcowy |
| | | warstwy jarkowskie | | duży cyklotem RII | warciański RII ₁ | formacja grabowska | | |
| | | warstwy drawnieńskie | | lisowski RI ₂ | duży cyklotem RI | | zawierciański RI ₁ | |



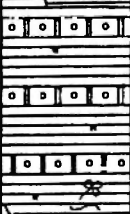
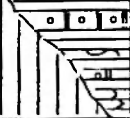
Przy opracowaniu biostratygrafii noryku i retyku główna rola przypada szczątkom roślinnym reprezentowanym przez miospory i megaspory. Zgodnie z dotychczas poznaną sukcesją mikroflory w osadach najniższego triasu T. Orłowska-Zwolińska (1983, 1985) wyróżniła dwa charakterystyczne poziomy miosporowe. Starszy poziom *Corollina meyeriana* stwierdzony w warstwach drawnieńskich, jarkowskich i zbąszyneckich i po-

ziom młodszy *Ricciisporites tuberculatus* obejmujący nadległe warstwy wielichowskie.

Poziom *Corollina meyeriana* dzieli się na trzy podpoziomy, z których najstarszy, podpoziom a, występuje w najwyższych ogniach warstw gipsowych górnych kajpru górnego. Podpoziomy młodsze, b i c, obejmują osady warstw drawnieńskich, jarkowskich i zbąszyneckich określanych w podziale litostratygraficznym triasu pol-

Korelacja lito- i biostratygraficzna noryku i retyku w regionie I

Litho-biostratigraphic correlation of the Norian and Rhaetian in the region I

| Geochronologia | Chronostratygrafia | | | Region I - Pomorze | | | |
|----------------|--------------------|---------|---------|---|---|---|----------|
| | System | Oddział | Pietro | Litostratygrafia (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) | Litologia (Z. Decz- kowski) | Poziomy miosporowe (T. Orłowska- Zwolińska, 1983, 1985) | Miospory |
| | | | | | | | |
| 210 | Trias górny | | Fetyk | warstwy wielichowskie |  | <i>Ricciisporites tuberculatus</i> | |
| | | | "Retyk" | warstwy zbaşzyneckie |  | | |
| | | | Noryk | warstwy jarkowskie |  | <i>Corollina meyeriana</i> | |
| | | | | warstwy drawieńskie |  | | |
| | | | | | | <i>Enzonalasporites mifistatus</i> Leschik <i>Enzonalasporites marginatus</i> (Leschik) Schulz <i>Cedreites microreticulatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Eracynacchia nemurdanus</i> (Leschik) Mädlar <i>Ovalicella ovalis</i> Krutzsch <i>Ovalicella irvofornis</i> Krutzsch <i>Granuloperculatipollis rudis</i> Venkatachala et Góczán <i>Classopollis classoides</i> (Pflug) Pocock et Jansonius <i>Corollina meyeriana</i> (Klaus) Venkatachala et Góczán <i>Corollina zwolinskai</i> Lund <i>Enzonalasporites vicensis</i> Leschik <i>Verrucosporites walsbyi</i> Orłowska-Zwolińska <i>Heliosporites almarkensis</i> Schulz <i>Labites porites trassicus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Cornisporites glaucatus</i> Schulz <i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad <i>Menenacites rufinus</i> Cookson et Couper <i>Tauvetsporites verrucosus</i> Schulz | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

skiego jako „retyk” niższy odpowiadający wiekowi norykowi. Poziom *Corollina meyeriana* cechuje liczne, niekiedy masowe występowanie gatunków *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Góczán, *C. zwolinskai* Lund, *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Góczán

oraz ziarn pyłku *Enzonalasporites* sp. div. i *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock et Jansonius. Podpoziom b występuje w górnej części warstw jarkowskich i w dolnej części warstw zbaşzyneckich. Cechuje go znacznie większe różnicowanie taksonomiczne zespołu miospor i po-

Tabela 31

(Z. Deczkowski — litostratygrafia, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

(Z. Deczkowski — lithostratigraphy, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region I - Pomorze | | | Poziom megasporowy (T. Marcinkiewicz, 1971) | Megaspory | Małże |
|---|--|--|---|-------------------|-------|
| Miospory | | | Playford et Dettmann | Trileites pinguis | |
| <i>Oratipollis grebas</i> Klaus <i>Calospora tener</i> (Leschik) de Jersey <i>Polyangulatisporites rejanus</i> (Bolchovitina) <i>Revanatitriletes crassus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Cyatidites minor</i> Couper <i>Corrugatisporites sylvicus</i> Nilsson <i>Camaronosporites</i> (C.) rudis (Leschik) <i>Annulispora microannulata</i> de Jersey <i>Rhaetipollis germanicus</i> Schulz <i>Cinguliacornates rhaeticus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Limboosporites Lundbladii</i> Nilsson <i>Polypoditisporites polymicrobratus</i> (Orłowska-Zwolińska) Lund <i>Triancoraesporites incornas</i> (Reinhardt) Schulz <i>Densosporites caveratus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Densosporites fiesus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Ferinosporites thuringiacus</i> Schulz <i>Monosulcites punctatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Paraklukisporites firmitis</i> Mädlar <i>Zebraosporites interscriptus</i> (Thiergart) Klaus <i>Zebraosporites laevigatus</i> (Schulz) Schulz <i>Cyathidites australis</i> Couper <i>Concavisporites polygonalis</i> Kedves et Simoncsics <i>Acanthotriletes varius</i> Nilsson <i>Chasmatosporites apertus</i> (Fogalska) Nilsson <i>Chasmatosporites ritatus</i> Nilsson <i>Marattisporites scabratus</i> Couper | | | | | |
| <i>Trileites pinguis</i> (Harris) Potonié <i>Becktriletes tybitus</i> (Harris) Potonié <i>Tasmanitriletes petraeus</i> (Harris) Potonié <i>Verrutriletes utilis</i> (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz <i>Maerisporites missillius</i> Marcinkiewicz <i>Minerisporites ales</i> (Harris) Potonié <i>Unioitites posterus</i> (Deffner et Fraas) | | | | | |

jawianie się gatunków *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad i *Heliosporites altmarkensis* Schulz. Podpoziome stwierdzony w górnej części warstw zbąszyneckich rozpoznaje się dzięki obecności *Rhaetipollis germanicus* Schulz. Mikroflora poziomu *Corollina meyeriana* jest

znana ze wszystkich regionów Nizy Polskiego. Jest ona wieku noryckiego (tab. 31–35).

W gruzłowatych, pstrych iłowcach niższej części warstw jarkowskich (niższy noryk) nie stwierdzono obecności megaspor. Przypuszczalnie jest to wynikiem panu-

Korelacja lito- i biostratigraficzna noryku i retyku w regionie II (Z. Deczkowski —

Litho-biostratigraphic correlation of the Norian and Rhaetian in the region II (Z. Deczkowski —

| Region II - Wielkopolska | | | |
|---|---|------------------------------|---|
| Piętro | Litostratygrafia (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) | Litologia (Z. Deczkowski) | Poziomy miosporowe (T. Orłowska- Zwolińska, 1983, 1985) |
| Noryk | warstwy jarkowskie | | <i>Corollina meyeriana</i> |
| | warstwy zbaşzyneckie | | |
| | warstwy wielichowskie | | <i>Ricciisporites tuberculatus</i> |
| Miospory | | | |
| <i>Eisonalaspertis multifera</i> Leschik <i>Cedriporites microbiloculatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Brachysaccus niomandrus</i> f. mała (Leschik) Mädlér <i>Verrucosporites retidus</i> Orłowska-Zwolińska <i>P. volatilis</i> Orłowska-Zwolińska <i>Labiaporites tasselius</i> Orłowska-Zwolińska <i>Turospores verrucatus</i> Schulz <i>Polytriletes ramosus</i> (Balchovitina) Playford et Dettmann <i>Trinulopercaul. tipolis</i> Mads Ventatachala et Göczán <i>Cyrtina zwolińska</i> Lund <i>Corollina meyerana</i> (Klaus) Ventatachala et Göczán <i>Ovulipollis ovatis</i> Krutzsch <i>Claseopollis claseoides</i> (Pflug) Pocock et Jansonius <i>Rilicopollites almadinkensis</i> Schulz <i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad <i>Knaatipollis girardicus</i> Schulz <i>Camaronosporites (C.) azvigatus</i> Schulz <i>Camaronosporites (C.) rudiis</i> (Leschik) Klaus <i>Rytilakia sp. rudiis</i> (Leschik) Rogalski Danzė-Corsin et Laveine <i>Annulispora microparvula</i> de Jersey <i>Limboeporites lundbladii</i> Nilsson <i>Polytriletes ramosus</i> (Orłowska-Zwolińska) Lund <i>Sagulinomates rhaeticus</i> (Rheinhardt) Schulz <i>Sagittidites auevalis</i> Couper <i>Concavipollites polygalis</i> Kedves et Simons <i>Dicthyophyllidites mortoni</i> (de Jersey) Playford et Dettmann | | | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

jącego w tym czasie klimatu suchego i gorącego, wpływającego niekorzystnie na rozwój roślin wiłłakowatych.

Megaspory pojawiają się dopiero w wyższej części warstw jarkowskich i w niższej części warstw zbaşzyneckich, co stwierdzono w kilku profilach Pomorza i Wielko-

polski (T. Marcinkiewicz, T. Orłowska-Zwolińska, 1985). Jest to zespół nieliczny, który wyróżnia się obecnością gatunku przewodniego *Striatriletes ramosus* Marcinkiewicz oraz gatunków *Talchirella granifera* Marcinkiewicz,

Tabela 32

litostratygrafia, J. Kopik — fauna, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

lithostratigraphy, J. Kopik — fauna, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region II - Wielkopolska | | | | | |
|--|---|--|-----------|-------------|-------|
| Miospory | Poziomy megasporowe (T. Marcinkiewicz, 1971; T. Marcinkiewicz, T. Orłowska-Zwolińska, 1985) | Megaspory | Fauna | | |
| | | | Otwornice | Małżoraczki | Małże |
| <i>Cornutisporites esbergensis</i> Schulz <i>Tricoccosporites ancorae</i> (Reinhardt) Schulz <i>Densosporites evematus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Densosporites fissus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Semitetrasporites zothae</i> Reinhardt <i>Semitetrasporites wietchowiensis</i> Orłowska-Zwolińska <i>Semitetrasporites ornatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Perinosporites thuringiacus</i> Schulz <i>Zebrosporites interscriptus</i> (Thiergart) Klaus <i>Zebrosporites levigatus</i> (Schulz) Schulz | <i>Trileites pinguis</i> | <i>Striatriletes ramosus</i> Marcinkiewicz <i>Talchirella granifer</i> Marcinkiewicz <i>Trileites pinguis</i> (Harris) Potonié <i>Bacutriteles tylotus</i> (Harris) Potonié <i>Verrutriteles ufite</i> (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz <i>Muesisporites massellus</i> Marcinkiewicz <i>Tasmanitriteles pedinacron</i> (Harris) Jux et Kempf <i>Micrisporites hies</i> (Harris) Potonie <i>Diplotrima cf. subangulata</i> Kristan-Tollmann <i>Dactaria</i> sp. <i>Variostoma</i> sp. <i>Involvina</i> cf. <i>obliqua</i> Kristan-Tollmann <i>Hypenimnoides</i> sp. <i>Darwinula diegeni</i> Kozur <i>Darwinula liassica</i> (Brodie) <i>Darwinula globosa</i> Tuff <i>Darwinula</i> (<i>Paradarwinula</i>) <i>spinosa</i> Kozur <i>Rhombocythere media nodosa</i> Kozur <i>Rhombocythere tenuistriata</i> Kozur <i>Rhombocythere nolola</i> Kozur <i>Notocythere media tuberosa</i> Williamson <i>Timriacarya haetica</i> (Anderson) <i>Micidius</i> cf. <i>minimus</i> (Goldfuss) <i>Urodites posterus</i> (Duffner et Frans) | | | |

Trileites pinguis (Harris) Potonié i *Bacutriteles tylotus* (Harris) Potonié.

Na przełomie noryku i retyku nastąpiła zmiana klimatu na wilgotniejszy. W szarych iłowcowych osadach warstw wielichowskich występuje liczna mikroflora. T. Orłowska-Zwolińska (1983) stwierdziła w nich obecność zespołu miospor charakterystycznego dla poziomu *Riccisporites tuberculatus*. Dominującemu w zespole gatunkowi nominalnemu towarzyszą miospory o zasięgach stratygraficznych ograniczonych najczęściej do tych warstw

wska-Zwolińska (1983) stwierdziła w nich obecność zespołu miospor charakterystycznego dla poziomu *Riccisporites tuberculatus*. Dominującemu w zespole gatunkowi nominalnemu towarzyszą miospory o zasięgach stratygraficznych ograniczonych najczęściej do tych warstw

Korelacja lito- i biostratygraficzna noryku i retyku w regionie III (H. Senkowiczowa — litostratygrafia i fauna,
T. Marcinkiewicz — mikroflora)

Litho-biostratigraphic correlation of the Norian and Rhaetian in the region III (H. Senkowiczowa — lithostratigraphy and fauna,
T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region III - Małopolska | | | | | | | | | |
|-------------------------|--------------------------------------|------------------------------|---|--|--|--|---|----------------|------------|
| Piętro | Litostratygrafia (W. Bilan, 1976) | Litologia (Z. Deczkowski) | Poziom miosporowy (T. Orłowska- Zwolińska 1983) | Miospory | | | Makro- flora | Fauna | |
| | | | | | | | | Małżo- czki | Mał- że |
| Noryk | "Retyk" | Retyk | | | | | | | |
| formacja grabowska | wyższy zespół osadów "retyku" | | <i>Corollina meyeriana</i> "c" | <i>Ensaialdaopites viginis</i> Leschik <i>Ovalipollis raris</i> Klaus <i>Corollina meyeriana</i> (Klaus) Venkatachala et Góczan <i>Corollina zwolińska</i> Lund <i>Classopollis sampla</i> Danzė-Corsin et Laveine <i>Tetracarpites</i> sp. <i>Ovalipollis ovata</i> Krutzsch <i>Ovalipollis notabilis</i> Schauring <i>Bradysaccus nemphidarius</i> (Leschik) Mäller <i>Monquicites trimpus</i> Cockson <i>Classopollis classoidis</i> (Pflug) Posock et Jansonius <i>Eschalaoprites matifetus</i> Leschik <i>Classipites microreticulatus</i> Grčowska-Zwolińska <i>Grupaoperculatipollis rudis</i> Vankatschala et Góczan <i>P. lyngulatisporites</i> sp. <i>Heliosporites albertensis</i> Schulz <i>Carisporites granatatis</i> Schulz | | | <i>Lepidopteris ottovis</i> (Goepfert) Schimper <i>Neocalanthis hoernensis</i> (Schimper) Halle <i>Clathrodictya meniscoides</i> Brėngniart | | |
| | | | | <i>Puzosella stilesiana</i> Styk <i>Darwinia</i> cf. <i>adducta</i> Lubimova <i>Thionites petersus</i> Deffner et Fraas | | | | | |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

i o szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym umożliwiającą korelację wiekową zawierających je osadów. Są to gatunki: *Triancoraesporites ancorae* (Reinhardt) Schulz, *Limbosporites lundbladii* Nilsson, *Semiretisporis gothae* Reinhardt, *Cornutisporites seebergensis* Schulz i *Perinosporites thuringiacus* Schulz. Miospory poziomu

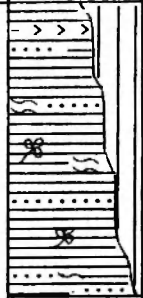
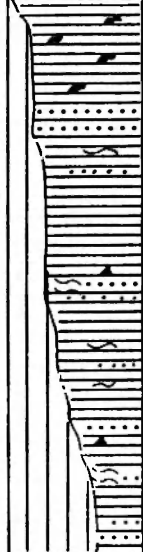
zespołowego *Ricciisporites tuberculatus* zawierają gatunki charakterystyczne dla mikroflory retyku.

W osadach warstw wielichowskich powstałych w środowisku limnicznym oraz w ich facjalnych odpowiednikach (warstwy bartoszyckie Mazur i Suwalszczyzny) obserwuje się również obfite występowanie megaspor. Wyróżniony w tych warstwach zespół *Trileites pinguis*

Tabela 34

Korelacja lito- i biostratygraficzna noryku i retyku w regionie IV (Z. Deczkowski — litostratygrafia, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

Litho-biostratigraphic correlation of the Norian and Rhaetian in the region IV (Z. Deczkowski — lithostratigraphy, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region IV - Kujawy i Mazowsze | | | |
|-------------------------------|--------------------------|---|--|
| Pietro | Litostratygrafia | Litologia | Poziomy miosporowe |
| | (Z. Deczkowski) | | (T. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985) |
| | | | Miospory |
| Retyk | "Retyk" górny |  | <i>Ricciisporites tuberculatus</i> |
| Noryk | "Retyk" środkowy i dolny | warstwy kłodawskie dolne  | <i>Corollina meyeriana</i> = C |
| | | | <i>Brachyacoccus mamundanus</i> (Leschik) Midler <i>Verrutrisporites rsadatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Ornatipellis ovalis</i> Krutzsch <i>Enzonalasporites vigeni</i> Leschik <i>Corollina zwolińska</i> Lund <i>Gramlopeculatisporis rudis</i> Venkatachala et Górczán <i>Lanisporites triassicus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Corollina meyeriana</i> (Klaus) Venkatachala et Górczán <i>Heliosporites almarkensis</i> Schulz <i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad <i>Cicisporipollis cicisoides</i> (Pflug) Pocock et Jansoius <i>Deusosporites cavernatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Amuliasporin: microcunula</i> de Jersey <i>Cambracisporites</i> (C.) <i>rudis</i> (Leschik) Klaus <i>Conozisporites pflugensis</i> Kedvis et Simonsics <i>Limisporites</i> Lundblad i Nilsson <i>Rogalekatisporites cicutricoccus</i> (Rygalska) Harzè-Corsin et Laveina <i>Triacrosporites anurus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Symmetrisporites vislichowensis</i> Orłowska-Zwolińska <i>Symmetrisporites gothae</i> Reinhardt <i>Zetrisporites lasrigatus</i> (Schulz) Schulz <i>Cingulizosomates rhaeticus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Polyodidiporites polymicroforatus</i> (Orłowska-Zwolińska) Lund <i>Perrisporites thuringicus</i> Schulz <i>Derisporites fiasus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Cornutisporites asbergensis</i> Schulz <i>Fraxtipollis germanicus</i> Schulz |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

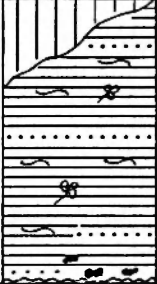
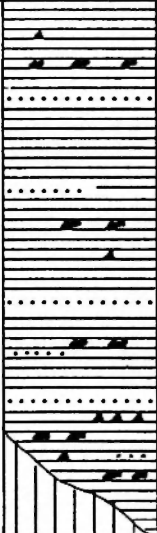
(T. Marcinkiewicz, 1971) ma rangę poziomu zespołowego. Pojawiają się w nim liczne gatunki o zasięgach ograniczonych do warstw wielichowskich. Dominującym i regularnie występującym gatunkiem jest *Trileites pinguis* (Harris) Potonié. Ponadto w zespole tego poziomu liczne są gatunki *Verrutrisporites utilis* (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz, *Tasmanitrisporites pedinacron* (Harris) Jux et

Kempf, *Bacutrisporites tylotus* (Harris) Potonié, *Maexisporites misellus* Marcinkiewicz, *Minerisporites ales* (Harris) Potonié i inne. Megaspory poziomu *Trileites pinguis* są znane z Mazur, Suwalszczyzny, Pomorza i Wielkopolski.

W zespole fauny znajdują się gatunki charakterystyczne dla środowiska brakicznego (niektóre małżoraczki

Korelacja lito- i biostratygraficzna noryku i retyku w regionie V

Litho-biostratigraphic correlation of the Norian and Rhaetian in the region IV

| | | Region V - Mazury i Suwalszczyzna | | | |
|--------|---------|---|---|---|--|
| Piętro | | Litostratygrafia (R. Dadlez, 1962a) | Litologia (Z. Decz- kowski) | Poziomy miosporowe (T. Orłowska- Zwolińska, 1983, 1985) | Miospory |
| Noryk | Retyk | warstwy bartoszyckie |  | <i>Ricciisporites tuberculatus</i> | |
| | "Retyk" | warstwy nidzickie |  | <i>Corollina meyeriana</i> | <i>Anapiculatisporites telephus</i> (Pautsch) Klaus <i>Gronoloperculatisporites rudis</i> Venkatachala et Góscán <i>Ceclisporites microreticulatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Carnisporites granulatus</i> Schulz <i>Vermosporites radeatus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Rhizosporites altrhaetensis</i> Schulz <i>Labrisporites triassicus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Taurisporites verrucatus</i> Schulz <i>Polycingulatisporites rebanicus</i> (Boichovitina) Pflüger et Dettmann <i>Poveolatriletes crassus</i> Orłowska-Zwolińska <i>Brachyacoccus nocardanus</i> (Leschik) Midler <i>Corollina meyeriana</i> (Klaus) Venkatachala et Góscán <i>Corollina zwolinskae</i> Lunz <i>Tectisporites rhaticus</i> Schulz <i>Cassipollis classoides</i> (Pflüger) Posok et Janschius <i>Camarosporites (C.) rudis</i> (Leschik) Klaus <i>Annulisporea microannulata</i> de Jersey <i>M. novulites minutus</i> Cookson <i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad <i>Ceclisporites interscriptus</i> (Tiergart) Klaus <i>Zebraspores lasvigatus</i> (Schulz) Schulz |

Objaśnienia przy tabeli 9
For explanations see Table 9

i małże) jak również, chociaż nieliczne, stenohalinowe małżoraczki, otwornice i małże. Morska fauna występuje sporadycznie. Na Mazurach i Suwalszczyźnie w osadach warstw nidzickich stwierdzono obecność otwornic *Cornu-*

spira orbicula (Terquem et Berthelin) i *Involvina obliqua* Kristan-Tollmann. Nieco liczniejsze otwornice, wskazujące na wpływy środowiska morskiego znajdowano w osadach warstw zbąszyneckich Wielkopolski. Wśród mał-

Tabela 35

(Z. Deczkowski — litostratygrafia, T. Marcinkiewicz — mikroflora)

Z. Deczkowski — lithostratigraphy, T. Marcinkiewicz — microflora)

| Region V - Mazury i Suwalszczyzna | | | | | |
|--|--|----------------------|-----------|-------------|------|
| Miospory | Poziom megasporowy (T. Marcinkiewicz 1971) | Megaspory | Fauna | | |
| | | | Otwornice | Małżowczaki | Ryby |
| <i>Cygnalizonites rhaeticus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Triangoraesporites reticulatus</i> Schulz <i>Triangoraesporites ancorae</i> (Reinhardt) Schulz <i>Polypitiosporites polymicroforatus</i> (Orłowska-Zwolińska) Lund <i>Limbosporites Lundbladii</i> Nilsson <i>Comatisporites sesbergensis</i> Schulz <i>Dancoosporites fissus</i> (Reinhardt) Schulz <i>Semiretisporites wielickoiensis</i> Orłowska-Zwolińska <i>Concavosporites polygonalis</i> Kedves et Simoncsics <i>Cyathidites australis</i> Couper <i>Acanthotriletes varius</i> Nilsson <i>Perinopollenites elatoides</i> Couper <i>Psophosphaera (Psophosphaera) coxijeroides</i> Blochovitina <i>Gomphospira wilmariti</i> Couper <i>Lycopodiumspores reticulimporites</i> (Rouse) Dettmann <i>Chusmatosporites apertus</i> (Rogalska) Nilsson <i>Lycopodioidites rugulatus</i> (Couper) Schulz <i>Monosulcites punctatus</i> (Orłowska-Zwolińska) <i>Pimaropollinites minutus</i> (Couper) Kemp <i>Caylonipollenites pallidus</i> (Reissinger) Couper | <p><i>Trileites pinguis</i></p> | <p>Marcinkiewicz</p> | | | |
| <i>Trileites pinguis</i> (Harris) Potonié <i>Verrutritetes utilis</i> (Marcinkiewicz) Marcinkiewicz <i>Bacutritetes tylopus</i> (Harris) Potonié <i>Maizisporites miscellus</i> Marcinkiewicz <i>Minerisporites altes</i> (Harris) Potonié | | | | | |
| <i>Cornaspira orbicula</i> (Terquem et Berthelin) <i>Inobolva obliqua</i> Kristan-Tollmann <i>Darwinula liassica</i> (Brodie) | | | | | |
| <i>Saurichthys</i> sp. <i>Hylodus</i> sp. | | | | | |

żoraczków dominują brakiczne *Darwinula* (*D. liassica* Brodie) oraz *Rhombocythere* i *Nothocythere*. Te ostatnie występują w regionie południowo-wschodnim.

W zespole nielicznej makrofauny znajdują się brakiczne małże *Unionites posterus* (Deffner et Fraas) charakterystyczne dla noryku. Na Mazurach i Suwalszczyźnie

znajdowano szczątki kostne ryb *Saurichthys* i *Hybodus* (J. Kopik w: *Mezozoik...*, 1973; tab. 31–35).

LITOSTRATYGRAFIA I LITOFACJE

FORMALNE I NIEFORMALNE JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE

Wyróżniane na Niżu Polskim w obrębie retyku jednostki litostratigraficzne są, poza wydzieloną przez W. Bilana (1976) formacją grabowską, jednostkami nieformalnymi (tab. 30; J. Znosko, 1955; S. Z. Różycki, 1958; R. Dadlez, 1962a, 1968a, b, w: *Ropo...*, 1970, w: *Perm...*, 1976; R. Dadlez, J. Kopik, 1963; W. Grodzicka-Szymanko, 1971; G. Czapowski, A. Romanek, 1986).

Próby wprowadzenia formalnego podziału utworów retyku na Niżu Polskim, opartego na istniejącym podziale litostratigraficznym (H. Senkiewiczowa, 1979, 1980), nie zostały dotychczas zakończone. Największą trudność przy definiowaniu poszczególnych jednostek litostratigraficznych sprawia brak ścisłych kryteriów dotyczących ich granic, przy czym odnosi się to głównie do noryku. Granice jednostek litostratigraficznych wydzielonych dotychczas w obrębie noryku należy uważać za umowne. Przeprowadzona analiza profilów utworów noryku na Niżu Polskim wykazała, że korelacja poszczególnych ogniw litostratigraficznych z uwagi na nieco odmienne ich wykształcenie litofacjalne jest znacznie utrudniona, a często niemożliwa. Na pewnych obszarach, na przykład w północno-zachodniej Polsce, dolna część osadów noryku (warstwy jarkowskie) charakteryzuje się obecnością skał węglanowych z oolitami, których brak w jego części górnej (warstwy zbąszyneckie). Wydzielone natomiast na obszarze monokliny przedsudeckiej i w innych rejonach Niżu Polskiego warstwy jarkowskie i zbąszyneckie lub ich odpowiedniki nie wykazują takiego zróżnicowania. Nie istnieje również możliwość korelacji warstw jarkowskich i zbąszyneckich z wydzielonymi na wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (W. Bilan, 1976): formacją grabowską i wyższym zespołem osadów retyku, jak również z warstwami gorzowskimi (J. Znosko, 1955), czy też cyklotemami wyróżnionymi przez W. Grodzicką-Szymanko (1971). Trzeba podkreślić, że na północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego brak jest osadów retyku, a profile noryku są niepełne i znacznie zróżnicowane.

Na podstawie zmian wykształcenia litologicznego między poszczególnymi, niekiedy niezbyt odległymi profilami osadów noryku można by, opierając się na stosowanych dotychczas kryteriach, wydzielić znacznie większą liczbę jednostek litostratigraficznych w stosunku do obecnie wyróżnionych. Trzeba jeszcze zaznaczyć, że do noryku należy, zgodnie z wynikami ostatnich badań, włączyć warstwy połomskie, dotychczas uważane za liasowe (Z. Deczkowski, 1963; Z. Jakubowski, 1977; Z. Mossoczy, 1961; J. Znosko, 1955). Są to osady piaszczysto-żwirowe

rzek roztokowych, występujące na obszarze krakowsko-wieluńskim w obrębie noryku.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

OSADY NORYKU

Budowę petrograficzną osadów noryku najlepiej poznano na obszarze platformy prekambryjskiej (A. Maliszewska w: *Pokrywa...*, 1974) oraz w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (T. Przybyłowicz, 1963). Noryk na pozostałym obszarze Polski rozpoznano głównie pod względem litologiczno-stratigraficznym (S. Z. Różycki, 1930, 1958; J. Znosko, 1954, 1955; R. Dadlez, 1968b, 1971, w: *Perm...*, 1976; R. Dadlez, J. Kopik, 1963; J. Kopik, 1970; Z. Deczkowski, 1967, 1977; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a). W utworach noryku wyróżniono litofacje: zlepieńcową, piaskowcową, mułowcową, iłowcową i skał węglanowych.

Litofacja zlepieńcowa występuje na całym obszarze Niżu Polskiego i w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na Kujawach i w Polsce zachodniej są to czerwone zlepieńce oligomiktyczne iłowcowe, złożone głównie z okruchów iłowców kajprowych i ilastego spoiwa (S. Z. Różycki, 1958; R. Dadlez w: *Perm...*, 1976).

W rejonie Zawiercia występują oligomiktyczne kwarcowe zlepieńce i żwiry (J. Znosko, 1954).

Znaczenie pospolitsza jest odmiana drobnookruchowych zlepieńców polimiktycznych, znana jako brekcja lisowska. Zlepieńce te tworzą wkładki wśród ilastych skał noryku, a w południowej części Polski występują także wśród tzw. wapieni woźnickich (tab. 30). Głównym ich składnikiem są zwykle okruchy marglistych wapieni mikrytowych, rzadziej margli, dolomikrytów i dolosparytów. Materiał skalny bywa zwykle częściowo obtoczony, rzadziej całkowicie ostrokrawędzisty (typowe brekcje występują raczej rzadko). Do składników najrzadziej występujących należą okruchy mułowców, iłowców, skał syderytowych i fosforanowych oraz wapieni ooidowych. Fragmenty piaskowców są częste tylko w zlepieńcach z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, gdzie liczne są również kwarcyty, rogowce, waki i iłowce; w niektórych próbkach notowano ooidy kalcytowe, a sporadycznie — mikroonkoidy. Piaszczysto-marglista masa wypełniająca zawiera także ziarna kwarcu, skaleni, tyszczyków oraz fragmenty kwarcytów i rogowców. W spoiwie stwierdzono illit, kaolinit, chloryt i kalcyt, miejscami także dolomit. Występują w nim również wodorotlenki żelaza i piryty, a niekiedy chalcedon, baryt i anhydryt. Niektóre zlepieńce są w niewielkim stopniu okruszczowane galenitem lub sfalerytem (A. Maliszewska, 1972b).

W opisie litofacji zlepieńcowych należy wymienić także tzw. żwiry połomskie znane z obszaru kalisko-częstochowskiego, które były pierwotnie zaliczane (J. Znosko, 1955) do liasu. Mają one bardzo zróżnicowany skład litologiczny, w którym stwierdzono okruchy kwarcu żyłowego, kwarcytów, zlepieńców, hematytów krzemionkowych i litytów, a akcesorycznie — łupki kwarcytowe,

arkozyty, piaskowce glaukonitowe, kwaśne skały wylewne i skrzemieniałe drewno.

Litofacja piaskowcowa (występująca nielicznie i w postaci cienkich wkładek) jest reprezentowana głównie przez arenity i waki kwarcowe. Poza kwarcem występują tu ziarna mikroklinu, kwaśnych plagioklazów, muskowitu, biotyty, fragmenty kwarcytów, mułowców i rogowców oraz minerały akcesoryczne. Spoiwo jest węglanowe bądź ilaste (illitowo-chlorytowe), niekiedy z mikrokryształiczną krzemionką. Częstymi składnikami spoiwa są: substancja organiczna, wodorotlenki żelaza i piryt. W profilu otworu Tłuszcz IG 1 stwierdzono występowanie warstwy piaskowca z ooidami szamozytowymi i sferolitami syderytowymi.

Fracja ciężka piaskowców kwarcowych z warstw niedzickich (platforma prekambryjska) zawiera magnetyt, ilmenit (do 80% obj.), cyrkon, turmalin i granat, podrzędnie rutyl, staurolit, dysten, epidot, tytanit, a niekiedy hornblendę zwyczajną i bazaltową.

Arenity i walki lityczne współwystępują zwykle ze zlepieńcami typu brekcji lisowskiej. Są to piaskowce grubo uziarnione, o składzie litologicznym analogicznym do składu występujących obok zlepieńców.

Litofacja mułowcowa występuje w postaci mułowców kwarcowych. Od wak kwarcowych różnią się one tylko drobniejszym uziarnieniem materiału detrytycznego.

Litofacja iłowcowa odznacza się występowaniem iłowców pelitycznych, pstrych, często gruzłowatych. W ilastym tle skalnym notowano głównie illit i chloryt, niekiedy także montmorillonit lub kaolinit. Składnikami akcesorycznymi są drobne ziarna kwarcu i skaleni, blaszki łuszczyków, fragmenty skał osadowych, a także substancja organiczna, szczątki roślinne, wodorotlenki żelaza i piryt. W iłowcach Polski zachodniej występują także skupienia gipsu i anhydrytu oraz węglanowe gruzły caliche.

Litofacja skał węglanowych jest reprezentowana przez wapienie (najczęściej mikrytowe), dolomity i margle. Ich odmian mikrofacjalnych nie poznano szczegółowo. Niektóre wkładki zawierają faunę morską (J. Znosko, 1955; Z. Deczkowski, 1977; G. Pieńkowski, 1988). Najlepiej zbadano występujące na monoklinie śląsko-krakowskiej wapienie woźnickie. Według dawniejszych badań są to trawertyny zawierające odciski łodyg skrzypów (S. Z. Różycki, 1930; J. Znosko, 1955). Ostatnio wapienie te uznano za płytkowodne osady jeziorne, a częściowo za utwory zbiorników playa i bagien (S. M. Gąsiorowski, E. Piekarska, 1986). Niektóre warstwy wapieni w rejonie Wręczyca i Praszki uznano za pokrywy typu hardpan (G. Pieńkowski, 1988). Z kolei dolomity występujące na Pomorzu Zachodnim i zawierające liczne ooidy są pochodzenia morskiego (R. Dadlez w: Perm..., 1976).

*
*
*

Cechą charakterystyczną osadów noryku jest ich znaczne zróżnicowanie litofacjalne. Oprócz grubych kompleksów skał ilastych i mułowcowych występują piaskowce,

zlepieńce o urozmaiconym składzie litologicznym, a miejscami — różnorodne skały węglanowe. Zdaniem Z. Deczkowskiego i M. Franczyk (1988a) osady noryku tworzyły się w zróżnicowanych warunkach środowiska — od słodkowodnych do polihalino- i brakicznych, z zaznaczającymi się epizodycznie słabymi wpływami morskimi. Przebieg sedymentacji był uzależniony od objawiających się w tym czasie wzmoczonych ruchów tektonicznych (J. Znosko, 1955; R. Dadlez, 1962a, 1964b; Z. Deczkowski, 1977). Miejscami świeżo utworzone osady uległy wynurzeniu, co prowadziło do utworzenia się kongrecji, powłok i gruzłów caliche.

Zlepieńce są zapewne utworami koryt rzecznych i delt. Występujące w całej niemal Polsce warstwy typu brekcji lisowskiej tworzyły się wskutek gwałtownego splukiwania erodowanych skał podłoża przez ulewne deszcze (A. Szyperko-Teller, 1961; A. Maliszewska, 1972a). Do utworów korytowych może należeć także większość wkładek piaskowców. G. Pieńkowski (1988) wyraził pogląd, że w rejonie Częstochowy były to głównie koryta o charakterze roztokowym. Niektóre pakiety z profilu noryku z otworu Wręczyca mogą reprezentować koryta rzek meandrujących, a inne są charakterystyczne dla stożków napływowych (G. Pieńkowski, 1988). Cechy petrograficzne osadów noryku wskazują na tworzenie w klimacie gorącym i półsuchym. W zbiornikach wodnych panowało środowisko utleniające, o czym świadczy występowanie żelaza w postaci wodorotlenków.

Cechą charakterystyczną tworzenia się osadów noryku jest bardzo intensywna denudacja utworów kajpru, a często także utworów wapienia muszlowego. Jej następstwem jest sedymentacja zlepieńców „iłowych”, szczególnie pospolitych w Polsce centralnej (seria kłodawska dolna; S. Z. Różycki, 1958), iłowców gruzłowatych, a także zlepieńców polimiktycznych. Na dużych obszarach, na przykład w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, były także erodowane osady pstrego piaskowca i starsze, a w osiowej części wyniesienia antyklinalnego Ogrodzieniec-Woźniki w obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego również dewonu (J. Znosko, 1955). Interesujących danych dostarczyły tu sedymentologiczne badania tzw. żwirów połomskich (R. Unrug, A. Calikowski, 1962). Zdaniem tych autorów liczne otoczaki żwirów, które przebieżyły parusetkilometry transport, pochodzą z niszczenia skał paleozoicznych w strefie wgłębnych rozłamów Kolbuszowa-Lubaczów. Według innych badaczy (R. Dadlez, 1962b; Z. Deczkowski, 1977; Z. Jakubowski, 1977) materiał detrytyczny żwirów pochodzi z niecki miechowskiej.

Niszczenie osadów kajpru w Polsce północno-wschodniej znalazło wyraz także w składzie minerałów ciężkich piaskowców noryku. Piaskowce te są szczególnie bogate w granaty, główny składnik frakcji ciężkiej skał kajprowych tego regionu (M. Nowicka, 1974). Zdaniem M. Nowickiej (1974) i E. Czajor (w: Pokrywa..., 1974) granaty występujące w osadach kajpru, a pospolite także w wapieniu muszlowym, pochodzą z występujących

w kompleksach skał metamorficznych łupków krystalicznych z granatami.

Utwory noryku w czasie procesów diagenetycznych ulegały kompaktacji, a miejscami także dolomityzacji i sylikacji oraz agradacyjnemu neomorfizmowi kalcytu w spoiwie skał okruchowych. Nikłe okruszcowanie skał sfalerytem lub galenitem należało już do procesów epigenetycznych i miało charakter lokalny.

OSADY RETYKU

Najwięcej informacji na temat cech petrograficznych utworów retyku dotyczy obszaru platformy prekambryjskiej, północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, monokliny przedsudeckiej i monokliny śląsko-krakowskiej. Wyróżniono tu litofacje: iłowcową, mułowcową, piaskowcową i zlepieńcową.

Litofacja iłowcowa (najbardziej rozpowszechniona) jest reprezentowana przez szare iłowce o strukturze pelitowo-aleurytowej lub pelitowo-psamitowej. Ich główny składnik to substancja ilasta, w której stwierdzono illit, miejscami także chloryt i kaolinit. Występuje tu zwykle mułek lub piasek kwarcowy, a podrzędnie — ziarna skaleńki, blaszki mik, substancja organiczna, zwęglone szczątki roślinne i piryt. Iłowce często zawierają drobne sferolity syderytowe (Z. Kozydra, 1962; T. Przybyłowicz, 1963; J. Pokorski, 1967; J. Kopik w: *Mezozoik...*, 1973). Miejscami, wobec znacznego nagromadzenia się sferolitów, iłowce stanowią warstwy rudne (otwory Wielichowo IG 1, Wieluń IG 1). W iłowcach występują także wkładki syderytów ilastych. W strefach o wzmożonej subsydencji znajdują się cienkie przerosty i przeławiczenia iłów węglanych oraz węgla (Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a).

Litofacja mułowcowa jest reprezentowana przez szare mułowce kwarcowe o strukturze aleurytowo-pelitowej lub aleurytowo-pelitowo-psamitowej. Złożone są one głównie z pyłu kwarcowego, spoiwa węglanowego lub marglistego, a podrzędnie zawierają ziarna skaleńki, blaszki łuszczaków, substancję organiczną, minerały ilaste, szczątki roślinne, piryt i wodorotlenki żelaza.

Litofacja piaskowcowa jest reprezentowana głównie przez drobno-, rzadziej średnioziarniste arenity i waki kwarcowe. Są to skały szare, niekiedy odznaczające się warstwowaniem przekątnym lub falistym, złożone głównie z ziarn kwarcu, podrzędnie z ziarnami mikroklinu, kwaśnych plagioklazów, łuszczaków oraz okruchów rogowców i kwarcytów. W spoiwie notowano minerały ilaste, węglany, substancję organiczną, zwęglone szczątki roślinne, piryt i wodorotlenki żelaza. Frakcja ciężka piaskowców retyku z obszaru platformy prekambryjskiej zawiera magnetyt i ilmenit (50–80% obj.), cyrkon i turmalin (5–25%), granat (18–32%), a podrzędnie rutyl, staurolit, dysten, tytanit, epidot zwyczajny, hornblendę zwyczajną i brunatną (A. Maliszewska w: *Pokrywa...*, 1974). We frakcji ciężkiej piaskowców z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (z doliny Kamionki) występują: cyrkon, rutyl, turmalin, anataz, granat, staurolit, dysten, monacyt i epidot (T. Przybyłowicz, 1960, 1963).

Litofacja zlepieńcowa występuje najrzadziej i jest reprezentowana przez cienkie wkładki oligomiktycznych zlepieńców kwarcowych lub pakiety zlepieńców polimiktycznych, złożonych z okruchów piaskowców kwarcytowych i kwarcu, a także wapieni, mułowców i litytów. Utwory te występują miejscami w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (I. Jurkiewiczowa, 1967; W. Karaszewski, 1962; Z. Kozydra, 1968), przy czym w północno-wschodniej jego części ich materiał jest grubszy niż w części północno-zachodniej (I. Jurkiewiczowa, 1967). Nie wykluczone, że znaczna część wspomnianych skał jest starsza od wieku noryckiego.

* *

Cechy petrograficzne osadów retyku wskazują na zmianę warunków ich sedymentacji w stosunku do utworów noryku, szczególnie na ochłodzenie klimatu, gdyż brak skał pstrych, a pojawiają się szare. Jak wynika z badań litologiczno-stratygraficznych osady retyku tworzyły się w zbiornikach słodkowodnych (J. Znosko, 1955; S. Z. Różycki, 1958; R. Dadlez 1962b, 1968b, 1971, w: *Perm...*, 1976; R. Dadlez, J. Kopik, 1963; J. Kopik, 1970; Z. Deczkowski, 1967, 1977; Z. Deczkowski, M. Franczyk, 1988a; G. Pieńkowski, 1988). Nastąpił wzrost kwasowości wód w zbiornikach sedymentacji, co upodabniało warunki tworzenia się osadów retyku do warunków depozycji w jurze dolnej. Nastąpiła również zmiana utleniających warunków środowiska na redukcyjne, na co wskazuje częste występowanie skał ilastych ze sferolitami syderytowymi, niekiedy tworzącymi nawet p oziomy rudne (J. Pokorski, 1967). Miejscami występują wkładki syderytów ilastych, iłów węglowych, a nawet węgla (R. Dadlez, 1968b).

Uziarnienie materiału detrytycznego wskazuje na sedymentację spokojną i na jego dopływ z obszarów speneplizowanych. Obecność wkładek skał gruboklastycznych stwierdzono jedynie w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. I. Jurkiewiczowa (1967) wskazuje na kierunek transportu materiału ze wschodu na zachód. Kierunek ten potwierdzają wyniki badań frakcji ciężkiej tych piaskowców (T. Przybyłowicz, 1960), gdyż skład mineralny frakcji sugeruje pochodzenie przynajmniej części składników ze skał krystalicznych występujących na wschodzie (wyniesienie Sławatycz, tarcza ukraińska). Urozmaicony skład frakcji ciężkiej piaskowców retyckich z wyniesienia mazursko-suwałskiego i syneklizy perybałtyckiej (warstwy bartoszyckie) wskazuje na pochodzenie ziarn mineralnych bądź ze wschodu, bądź z północy, z tarczy bałtyckiej (A. Maliszewska w: *Pokrywa...*, 1974). Ten ostatni kierunek transportu materiału detrytycznego w północno-zachodniej części Niżu Polskiego przyjmuje R. Dadlez (1968b) z uwagi na rozkład litofacji retyku.

W procesach diagenetyzacji utworów retyku dominowała kompaktacja, prowadząca do ściślejzego upakowania ziarn detrytycznych. Lokalnie zachodziła kalcytyzacja lub dolomityzacja spoiwa skał okruchowych oraz impregnacja ich pigmentem pirytowym.

SEDYMENTACJA, PALEOGEOGRAFIA I PALEOTEKTONIKA

ROZWÓJ OSADÓW NORYKU

Na przełomie kajpru górnego i noryku klimat uległ niewielkiej zmianie, co wyraziło się odmiennym wykształceniem osadów. W początkowej fazie sedymentacji noryku pojawiły się szare ility dolomityczne z przerostami anhydrytów, które zaliczano uprzednio do warstw gipsowych górnych (I. Gajewska, 1978). W ilitych tych T. Orłowska-Zwolińska (1983) stwierdziła obecność mikroflory typowej dla noryku — podpoziomów b i c poziomu *Corollina meyeriana*. Przyjmuje się, że na obszarach występowania tych osadów (fig. 51) istniała ciągłość sedymentacji między kajprzem górnym a norykiem.

Rozwój sedymentacji noryku był w znacznym stopniu zależny od ruchów tektonicznych, które przyczyniły się do rozczłonowania basenu sedymentacyjnego na strefy o zróżnicowanej subsydencji. Wywarło to duży wpływ na rozkład miąższości osadów oraz zmienność wykształcenia litofacjalnego.

Na obszarze zachodniej Polski rejonu o wzmożonej subsydencji kompensowanej sedymentacją przypadają na obniżenie trzebiatowsko-połczyńskie, w którym miąższość osadów przekracza 200 m oraz bruzdę słubicko-łódzką z osadami miąższości powyżej 400. W południowym obramowaniu obniżenia trzebiatowsko-połczyńskiego miąższość osadów noryku wynosi około 100 m i wzrasta stopniowo w kierunku bruzdy słubicko-łódzkiej (fig. 52). W tej części Niżu Polskiego (R. Dadlez, J. Kopik, 1963) wyróżniono znajdujące się obecnie w obrębie noryku warstwy drawnieńskie, warstwy jarkowskie i warstwy zbąszyneckie.

Najstarszymi osadami noryku są szare ility dolomityczne z anhydrytami, które podścielają wydzielone przez wymienionych autorów (*op. cit.*) warstwy drawnieńskie. Trzeba zaznaczyć, że w północno-zachodniej części obszaru występowanie szarych ility z anhydrytami stwierdzono tylko w południowej strefie obniżenia trzebiatowsko-połczyńskiego. Spoczywające na szarych ilitych warstwy drawnieńskie wykazują dużą zmienność pod względem miąższości i wykształcenia litofacjalnego. Są to na ogół ility pstry, niekiedy z przerostami dolomitów, natomiast miejscami piaskowce czerwone drobno- i średnioziarniste. Po osadzeniu szarego ility dolomitycznego nastąpiła zmiana warunków sedymentacji, o czym świadczy pojawienie się osadów o pstrych barwach oraz duże zróżnicowanie litofacjalne warstw drawnieńskich. Zmiany te zostały zapewne spowodowane tworzącym się w tym czasie wyniesieniem usytuowanym na północny wschód od linii Szczecin–Łódź. Obniżeniu ulegała natomiast strefa znajdująca się po południowo-zachodniej stronie tego wyniesienia, objęta przez wkraczającą z zachodu słabo zaznaczoną ingresję morską. Objawy tej ingresji można obserwować w nadległych warstwach jarkowskich.

Na całym obszarze zachodniej Polski dolna część tego ogniwa jest zbudowana z ilitych dolomitycznych i dolomitów szarych, oliwkowych, fioletowoczerwonych i sele-

dynowych, zawierających lokalnie przerosty i smugi mułowców i piaskowców drobnoziarnistych, dolomitycznych. Wśród ilitych dolomitycznych i dolomitów pojawiają się miejscami przewarstwienia pstrych osadów ilasto-piaszczystych oraz smugi i przerosty zlepieńców zbudowanych z drobnych okruchów dolomitu. Cechą charakterystyczną jest dość powszechne występowanie w ilitych dolomitycznych i dolomitach oolitów i ooidów dolomitycznych.

Na podstawie wyników dotychczasowych badań (R. Dadlez, 1962a; R. Dadlez, J. Kopik, 1963) można wnioskować, że początek ingresji morskiej noryku na terenie zachodniej Polski przypada na okres tworzenia się warstw drawnieńskich. Duże zróżnicowanie ich wykształcenia litofacjalnego, lokalny brak osadów oraz obecność morskiej mikrofauny w najwyższej części ogniwa wskazuje, że są to utwory wkraczającej ingresji morskiej. Maksymalne natomiast nasilenie tej ingresji należy wiązać z dolną częścią warstw jarkowskich, reprezentowaną przez ility dolomityczne i dolomity z licznymi oolitami i morską mikrofauną.

Górną część osadów warstw jarkowskich charakteryzuje odmienne wykształcenie litologiczne, nie różniące się pod tym względem od nadległego kompleksu warstw zbąszyneckich. Trzeba podkreślić, że do zdefiniowania granicy między tymi jednostkami litostratygraficznymi brak jest ścisłych i jednoznacznych kryteriów. W górnej części warstw jarkowskich i w całym kompleksie warstw zbąszyneckich dominują ility i mułowce gruzłowate pstry, wśród których pojawiają się poziomy skał warstwowych. Są to głównie ility i mułowce, zazwyczaj szare i szarzielone, rzadziej szarowiśniowe, niekiedy wiśniowe z szarzielonkawymi plamami. Osady szare i ciemnoszare zawierają na ogół dość liczne szczątki zwęglonej flory. Miejscami występują również przewarstwienia piaskowców wapienistych od drobno- do różnoziarnistych. W osadach ilastych i mułowcowych dość powszechnie występują przerosty i przewarstwienia zlepieńców złożonych z okruchów i otoczków skał węglanowych. Mniej powszechne natomiast jest występowanie zlepieńców ilitych. Dość często okruchy i otoczki skał węglanowych nie tworzą przewarstwień, lecz są rozproszone w masie skał ilastych lub mułowcowych.

Wykształcenie litologiczne górnej części osadów warstw jarkowskich oraz całego kompleksu warstw zbąszyneckich świadczy, że tworzyły się one w podobnych warunkach środowiskowych. Rozwój tych osadów wskazuje, że środowiska sedymentacji zmieniały się od słodkowodnych do polihalinowo-brakicznych z epizodycznymi, słabymi wpływami morskimi. Wyraźniejsze nasilenie wpływów morskich przypada na dolną część osadów warstw jarkowskich oraz górną warstw zbąszyneckich (R. Dadlez, J. Kopik, 1963). Należy podkreślić, że w zespole skał warstw jarkowskich i zbąszyneckich stwierdzono poziomy z małżami *Unionites posterus* (Deffner et Fraas), spotykanymi dość powszechnie w noryku innych rejonów Polski.

W profilach otworów wykonanych na obszarze zachodniej Polski wiek osadów został udokumentowany przez T. Orłowską-Zwolińską (1983) na podstawie mikro-

flory charakterystycznego dla noryku poziomego *Corollina meyeriana*.

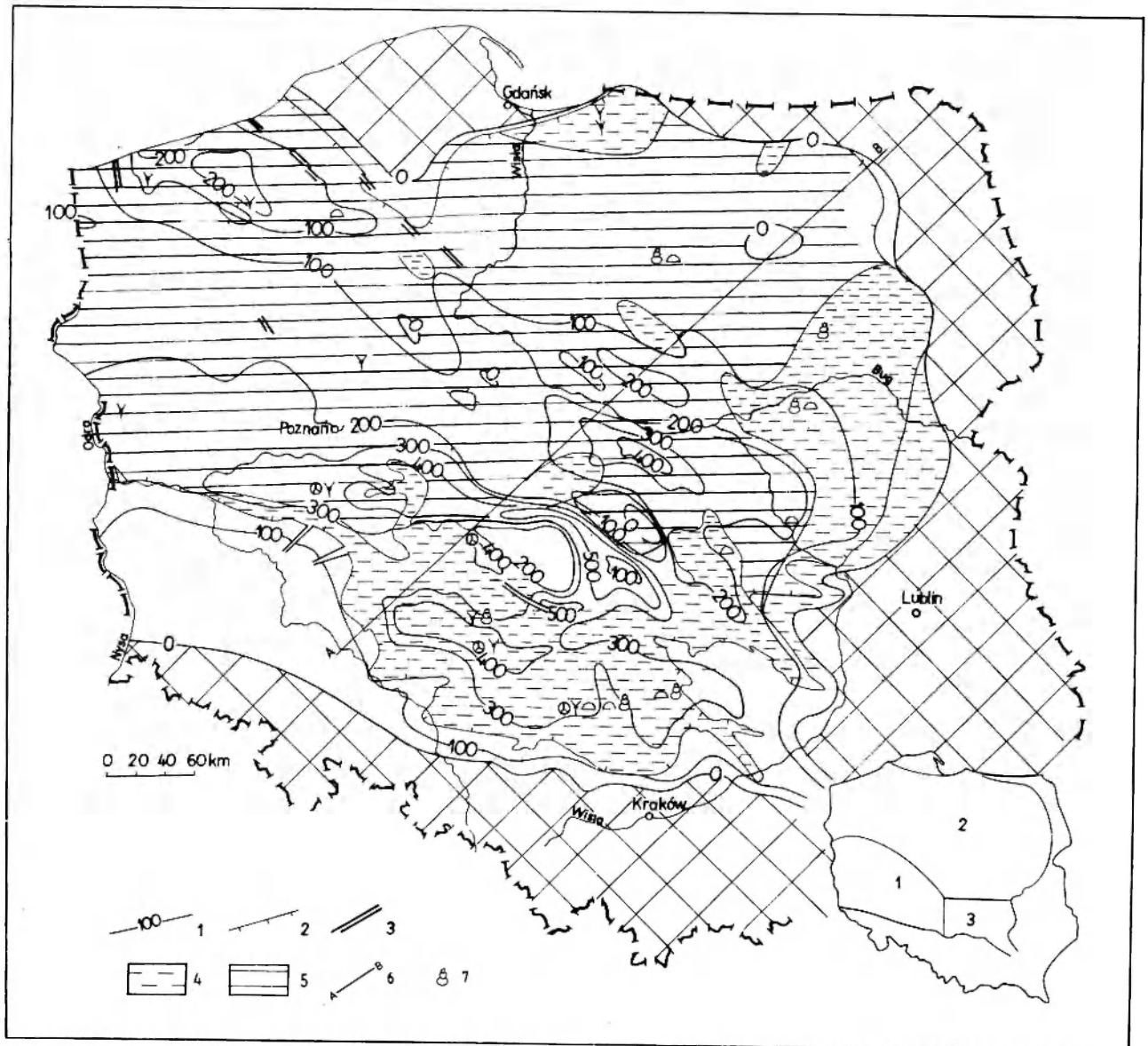


Fig. 52. Mapa paleomiąższości i litofacji noryku (Z. Deczkowski — obszar 1, M. Franczyk — obszar 2, Z. Kozydra, E. Cieśla, W. Moryc — obszar 3)

1 — paleoizopachyty (w metrach), 2 — obecny zasięg osadów, 3 — uskoki i rowy synsedymantacyjne; litofacje: 4 — ilasto-piaskowcowa, 5 — ilasto-mułowcowa, 6 — linia przekroju paleotektonicznego, 7 — otwornice; pozostałe objaśnienia przy figurze 45

Map of paleothickness and lithofacies of the Norian (Z. Deczkowski — area 1, M. Franczyk — area 2, Z. Kozydra, E. Cieśla, W. Moryc — area 3)

1 — isopachs (in metres), 2 — present-day extent of the sediments, 3 — synsedimentation grabens and faults; lithofacies: 4 — clayey-sandstone, 5 — clayey-mudstone, 6 — line of the paleotectonic cross-section, 7 — foraminifers; for other explanations see Figure 45

Na Kujawach i w niecce warszawskiej osady noryku mają inne wykształcenie litofacjalne od osadów występujących w zachodniej Polsce. Wyróżniane na tych obszarach warstwy nidzickie oraz warstwy (seria) kłodawskie dolne tworzą pakiety pstrych i czerwonych zlepieńców iłowych oraz iłów gruzłowych. W ich obrębie pojawiają się warstwy piaskowców od drobno- do gruboziarnistych, mułowców oraz iłowców warstwowanych, niekiedy dolomitycznych. W iłowcach i mułowcach występują dość często rozproszone, drobne okruchy skał węglanowych. Miejscami pojawiają się konkretne iłowców dolomitycznych oraz przerosty zlepieńców węglanowych złożonych z otoczków o bardzo zróżnicowanym stopniu obtoczenia.

Na tle regionalnego rozkładu paleomiąższości osadów noryku obszaru Kujaw i niecki warszawskiej, wzmoczoną subsydencją kompensowaną przez sedimentację wyróżniają się rejony Sierpca, Gostynina i Piotrkowa Trybunalskiego (fig. 52). W czasie sedimentacji osadów noryku zaznaczyły się ruchy soli cechsztyńskich, które spowodowały wypiętrzanie struktur Konar, Szubina, Jeżowa i Rogoźna. Struktury te były w tym okresie erodowane i zostały przykryte dopiero osadami retyku.

Obszar północno-wschodniej Polski charakteryzował się mniejszą subsydencją. Miąższość osadów noryku na ogół nie przekraczała 50 m, przy czym w rejonie Olszyny stwierdzono ich brak (fig. 52). Warstwy nidzickie (R. Dadlez, 1962a, 1968b) składają się głównie z gruzłowych iłowców i pstrych zlepieńców iłowych z przewarstwieniami piaskowców i mułowców, zazwyczaj dolomitycznych. Stwierdzona w nich mikrofauna wskazuje na okresowe wpływy morskie. Zdaniem J. Kopika (*vide* R. Dadlez, 1968b) występująca w zespole mikrofauny *Involutina* sugeruje przenikanie tych wpływów z południa.

Najmniejsza liczba danych dotyczących rozwoju osadów noryku pochodzi z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W południowej części tego obrzeżenia K. Pawłowska (1979) wyróżniła na podstawie kryteriów litologicznych retyk dolny i górny. Miąższość tych ogniw jest zmienna i nie przekracza kilkaset metrów.

W zespole skał dolnego ogniwia dominującą rolę odgrywają mułowce pstre, czerwone i szaroseledynowe z nielicznymi przerostami piaskowców. Cechą charakterystyczną tych utworów jest gruzłowatość oraz występowanie zlepieńców węglanowych określanych mianem brekcji lisowskiej. Liczba wkładek zlepieńców jest większa w górnej części profilu, przy czym niekiedy zawierają one szczątki zwęglonej flory oraz małże *Unionites posterus* (Deffner et Fraas). W profilu otworu Dobrów T. Orłowska-Zwolińska (1983) stwierdziła obecność noryckiej mikroflory poziomu *Corollina meyeriana*.

Nadległe osady określone przez K. Pawłowską (1979) jako retyk cechuje przewaga piaskowców nad mułowcami i znaczny udział skał gruboklastycznych — zlepieńców z domieszką żwirów kwarcowo-kwarcytowych. Utwory te nie zawierają skamieniałości i do retyku zaliczono je na

podstawie kryteriów litologicznych (K. Pawłowska, 1979). Rozpoznanie osadów noryku i retyku na Niżu Polskim, a zwłaszcza w regionie krakowsko-wieluńskim wskazuje na to, że osady te wykształceniem litologicznym są najbardziej zbliżone do wydzielonego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wyższego zespołu osadów „retyku” (W. Bilan, 1976) wieku noryckiego.

W południowo-wschodniej części południowego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich wyróżniono dwa ogniwia litologiczne, określone jako górny kompleks piaskowcowy i górna seria pstra (G. Czapowski, A. Romanek, 1986). W dolnej części kompleksu występują piaskowce drobnoziarniste z licznymi przeławieniami czerwonych mułowców i iłowców kaolinowych. Pozostały odcinek tworzą białe i żółtawe piaskowce drobnoziarniste, skośnie, a niekiedy zmarszczkowo warstwowane, zawierające miejscami przeławienia obfitujące w klasty kaolinowe. W pokrywającej kompleks piaskowcowy górnej serii pstrej dominują mułowce z przerostami i przeławieniami piaskowców i zlepieńców typu brekcji lisowskiej. G. Czapowski i A. Romanek (1986) przyjmują, że cały ten zespół skalny mający łącznie 85 m miąższości został utworzony głównie w środowisku rzeki meandrującej i jest prawdopodobnie wieku retyckiego. Wykształcenie litologiczne osadów obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazuje na to, że są one noryckie.

W regionie częstochowsko-wieluńskim i we wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego utwory noryku cechuje duża zmienność wykształcenia litofacjalnego i środowisk sedimentacyjnych. Rozkład pierwotnych miąższości utworów noryku był na tym obszarze zależny od stopnia subsydencji, której najwyraźniejsze zróżnicowanie przypada na strefę okalającą elewację Sieradza. Wyrównaną natomiast subsydencją kompensowaną sedimentacją cechował się obszar położony na południe od tej strefy (fig. 52). Należy jeszcze dodać, że utwory noryku występujące na południe od Wielunia są przykryte osadami środkowej jury dolnej. Największą miąższość utworów noryku, wynoszącą powyżej 400 m, stwierdzono w rejonie wieluńskim, a stopniowa ich redukcja zaznacza się w kierunku południowego brzegu zbiornika sedimentacyjnego.

W pierwotnie stosowanym schemacie stratygraficznym omawiane osady zaliczono do retyku dolnego, wyróżniając w ich obrębie jednostki litostratygraficzne stosowane w zachodniej Polsce (Z. Deczkowski, 1967, 1977) lub cykle paleoklimatyczne (K. Grodzicka-Szymanko, 1971). Granice między poszczególnymi jednostkami litostratygraficznymi wyznaczano na podstawie kryteriów litologicznych, które ze względu na zróżnicowane wykształcenie litologiczne całego kompleksu okazały się nie wystarczające.

W rejonie wieluńskim dolna część osadów noryku jest zbudowana z iłowców brązowych i szarzielonkawych, w których obrębie pojawiają się pakiety piaskowców

drobnoziarnistych o przekątnym i falistym warstwowaniu, przechodzących w mułowce brązowe i szare. W wyższych partiach profilu występują iłowce wiśniowo-brunatne, często z szarozielonkawymi plamami. Wśród iłowców pojawiają się miejscami rozproszone w masie skalnej drobne okruchy skał węglanowych oraz liczne na ogół przewarstwienia i przerosty zlepieńców złożonych głównie z okruchów i otoczków skał węglanowych. Powszechne jest również występowanie przewarstwień oraz pakietów piaskowców drobno- i różnoziarnistych, często skośnie warstwowanych, leżących na przemian z warstwami iłowców i mułowców. Liczba przewarstwień piaskowców i zlepieńców jest zmienna w poszczególnych profilach, przy czym, zazwyczaj w górnych odcinkach, udział zlepieńców węglanowych jest mniejszy. Cechą charakterystyczną osadów, świadczącą o okresowym wynurzeniu się znacznych obszarów basenu sedymentacyjnego, są powłoki, gruzły i kongrecje typu caliche oraz regionalne pojawianie się od jednego do kilku poziomów rzecznych utworów piaszczysto-żwirowych. Na obszarze krakowsko-wieluńskiego warstwy piaszczysto-żwirowe były określone jako warstwy połomskie i zaliczono je do liasu (J. Znosko, 1955; Z. Mossoczy, 1961; Z. Deczkowski, 1963; Z. Jakubowski, 1977).

Stopniowa redukcja miąższości osadów noryku zaznacza się w kierunku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W tym też kierunku postępuje zróżnicowanie wykształcenia litofacjalnego utworów. Duża zmienność wykształcenia litofacjalnego na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego została w znacznym stopniu uwarunkowana paleoreliefem, ukształtowanym erozją wczesnoepigenetyczną poprzedzającą sedymentację noryku. Osady noryku leżą na różnych ogniwach kajpru, wapienia muszlowego, a miejscami na paleozoiku.

Wyrażna niezgodność istnieje również między norykiem a pokrywą jurajską. Wskazuje ona na erozję osadów retyku i wyższego noryku. W kompleksie skalnym północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego dominującą rolę odgrywają iłowce i mułowce wiśniowe i brunatnoczerwone, wapniste, niekiedy gruzłowe, często z szarozielonymi plamami. Miejscami pojawiają się przewarstwienia iłowców oraz mułowców szarych, z dość licznymi zwęglonymi szczątkami roślin. W kompleksie tym bardzo zmienny jest udział warstw i przerostów zlepieńców i brekcji, zbudowanych głównie z okruchów i otoczków o zróżnicowanym stopniu obtoczenia skał węglanowych. Dość powszechne są również kongrecje, gruzły i powłoki typu caliche. Zmienny udział w budowie kompleksu mają również warstwy i przerosty wapieni, margli i dolomitów, przy czym ich ilość w stosunku do innych skał jest niewielka. Pakiety i przewarstwienia piaskowców, a zwłaszcza występujące regionalnie ciągi osadów piaszczysto-żwirowych o dominacji otoczków kwarców i kwarcytów (warstwy połomskie) stanowiących utwory rzek roztokowych, mogą natomiast odgrywać w budowie kompleksu znaczną rolę.

W. Bilan (1976) wyróżnił w obrębie tych utworów formację grabowską (fm) i wyższy zespół osadów „retyku”. Przeprowadzone przez niego badania wykazały dużą zmienność warunków sedymentacji oraz warunków środowiskowych, wykazujących okresowe zmiany od słodkowodnych do polihalinowo-brakicznych. Dokonany przez W. Bilana (1976) podział, oparty na nieco odmiennym wykształceniu litologicznym formacji grabowskiej (fm) od wyższego zespołu osadów „retyku” nie znajduje dostatecznego uzasadnienia. Wydzielone ogniwa charakteryzują się podobnymi zespołami skał i różnią się tym, że w wyższym zespole osadów „retyku” zaznacza się większe nagromadzenie warstw zlepieńców węglanowych i piaskowców. Znaczniejszy udział zlepieńców węglanowych i piaskowców może pojawiać się w różnych odcinkach profilu, w zależności od istniejących w danym czasie lokalnych warunków sedymentacji. Trzeba też wziąć pod uwagę fakt, że reprezentowane na tym obszarze profile nie są pełne, gdyż w różnym stopniu zostały objęte erozją w czasie powstania luki retycko-jurajskiej.

W omawianym kompleksie skalnym stwierdzono występowanie warstw zawierających małże *Unionites posterus* (Deffner et Fraas) oraz warstw z mikrofauną morską, świadczącą o zaznaczających się okresowo słabych wpływach ingresji morskiej. Przeprowadzone badania palinologiczne (T. Orłowska-Zwolińska, 1983) wykazały natomiast obecność mikroflory poziomu *Corollina meyeriana* charakterystycznego dla osadów noryku.

ROZWÓJ OSADÓW RETYKU

Osadom retyku na Niżu Polskim odpowiadają jednostki litostratygraficzne zaliczane dotychczas do „retyku” górnego lub „retyku” wyższego. W zachodniej Polsce i na monoklinie przedsudeckiej są to warstwy wielichowskie, a w Polsce północno-wschodniej i niecce warszawskiej warstwy bartoszyckie (warstwy z *Trileites*).

Z początkiem sedymentacji retyku klimat staje się bardziej wilgotny, co znajduje odzwierciedlenie w zanikaniu osadów czerwonych i pojawianiu się szarych.

Zbiornik retyku miał ogólnie mniejszy zasięg od zbiornika noryku (fig. 53). Dotyczy to głównie części południowej obszaru, który z początkiem sedymentacji retyku uległ wynurzeniu. W rejonie położonym między Piotrkowem Trybunalskim a Turkiem zaznaczał się w tym czasie półwysep, który od południowego zachodu i północnego wschodu okalały strefy cechujące się wzmoczoną subsydencją. Podobna strefa zaznaczała się na linii Raducz-Różyce oraz między Gościnem a Czaplankiem. Regionalny rozkład miąższości waha się w granicach 25–75 m, natomiast w strefach wzmoczonej subsydencji miąższość osadów wynosi od 100 do ponad 250 m (fig. 53). W wyniku dźwignięcia się południowej części obszaru, przesunięciu ku północy uległa zarówno południowa linia brzegowa zbiornika, jak i północno-wschodnia. Na północnym wschodzie Polski przekraczający układ osadów retyku w stosunku do noryku zaznacza się na północy oraz lokalnie na wschodzie w rejonie Białegostoku.

W czasie sedymentacji osadów retyku obszary otaczające basen były w znacznym stopniu speneplizowane, o czym świadczy wykształcenie litofacjalne osadów. W najniższej części kompleksu występują zazwyczaj piaskowce drobno- i średnioziarniste, jasnoszare, zawierające w spoiwie znaczną domieszkę glinki kaolinowej.

Wyższe partie natomiast tworzą mułowce i iłowce szare oraz ciemnoszare, często z obfitymi szczątkami węglanej flory, a miejscami nawet z przerostami węglistymi. W strefach położonych w sąsiedztwie pierwotnej linii brzegowej zbiornika pojawiają się dość często w składzie skał przewarstwienia osadów pstrych oraz gliniek i muł-

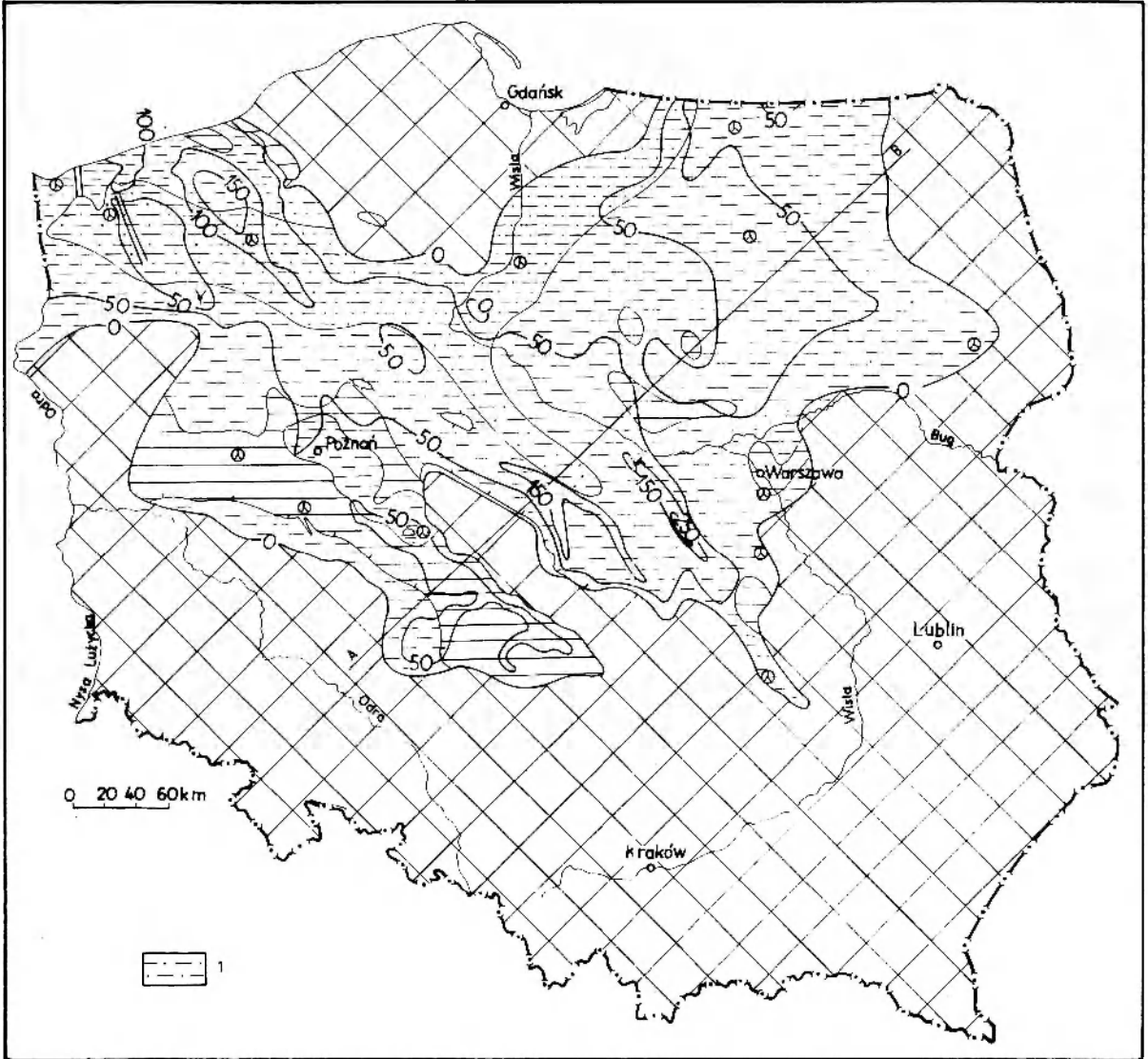


Fig. 53. Mapa paleomiąższości i litofacji retyku

1 — litofacja piaskowcowo-iłasta; pozostałe objaśnienia przy figurach 45 i 52

Map of paleothickness and lithofacies of the Rhaetian

1 — sandstone-clayey lithofacies; for other explanations see Figures 45 and 52

ków białoszarych i różowych. W zachodniej Polsce i na monoklinie przedsudeckiej cechą charakterystyczną osadów retyku jest powszechne występowanie sferolitów syderytowych.

Na obszarze Polski północno-wschodniej i w niecce warszawskiej osady retyku składają się głównie z iłowców i mułowców szarych, z licznymi szczątkami zwęglonej flory oraz smugowatymi przerostami, a nawet wkładkami węgla. Miejscami pojawiają się też przewarstwienia i przeławicenia piaskowców drobnoziarnistych.

Osady retyku tworzyły się w środowisku wód wystodżonych, o czym świadczą występujące sporadycznie szczątki małżów i ślimaków. Osady te zawierają również szczątki zwęglonej flory. Na podstawie wyników badań palinologicznych uzyskanych na Niżu Polskim T. Orłowska-Zwolińska (1983) wyróżniła poziom *Reccisporites tuberculatus*, obejmujący miospory retyckie.

Osady retyku nie wykazują znacniejszego zróżnicowania litofacjalnego, przy czym największą część obszaru pokrywa litofacja ilasto-piaskowcowa. Wzrost piaszczystości osadów wyrażony litofacją piaskowcowo-ilastą obejmuje strefę ciągnącą się od okolic Wolina po rejon Kutna. Przewagą utworów ilastych natomiast cechują się niewielkie, odosobnione pola, z których największe znajduje się w południowo-zachodniej części tego obszaru (fig. 53).

ZARYS PALEOTEKTONICZNY

Występujące na Niżu Polskim twory noryku i retyku są rozwinięte w platformowej asocjacji terygeniczej, reprezentowanej w noryku głównie przez osady pstre i czerwone, a w retyku szare. Na podstawie charakterystycznych cech diagnostycznych cały ten kompleks skalny należy zaliczyć do asocjacji skał czerwonych wczesnego stadium cyklu tektonicznego.

Ruchy tektoniczne objawiające się w górnym triasie wykazywały największe nasilenie na przełomie karniku i noryku. W początkowej fazie tych ruchów znaczna część Niżu Polskiego została wypiętrzona i objęta erozją. Należy przyjąć, że ciągłość sedymentacji między kajprem a norykiem jest zachowana tylko na obszarach, które pokrywają szare ily dolomityczne z anhydrytem, zawierające mikroflorę zespołu *Corollina meyeriana*. Okres nasilenia i zamierania ruchów tektonicznych był zmienny. Niejednolity stopień zdarcia podłoża noryku na wypiętrzonych elementach strukturalnych świadczy o zamieraniu tych ruchów w różnym czasie. Wyniki badań stratygraficznych nie zawsze określają jednoznacznie wielkość luk erozyjno-sedymentacyjnych na przełomie karniku i noryku.

Z analizy rozwoju paleotektonicznego kompleksu skalnego noryku wynika (fig. 54), że bruzdy: oleśnicko-kielecka, słuwicko-łódzka i kutnowska charakteryzowały

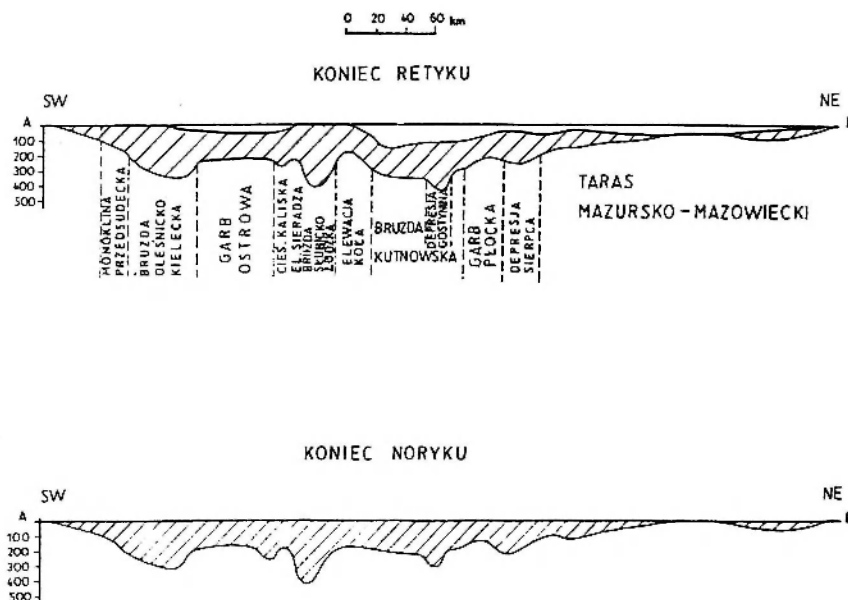


Fig. 54. Przekrój paleotektoniczny A-B z figury 52 i 53 (Z. Deczkowski)

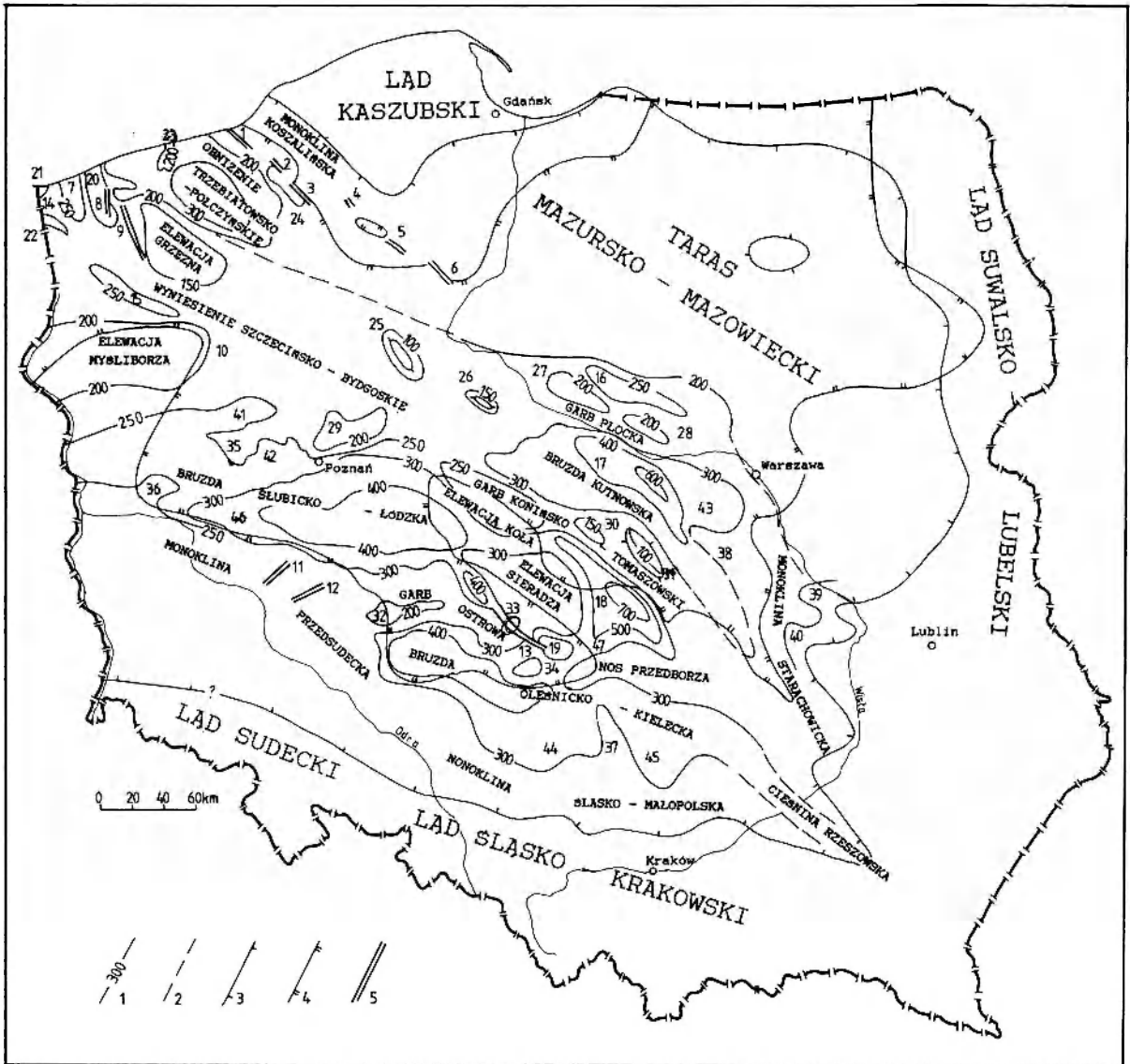


Fig. 55. Mapa paleotektoniczna noryku i retyku (Z. Deczkowski, M. Franczyk)

1 — paleoizohipsy spągu kompleksu (paleomiąższość w metrach) noryku i retyku, 2 — granice jednostek paleotektonicznych niezależne od przebiegu paleoizohips, 3 — zasięg basenu noryku, 4 — zasięg basenu retyku, 5 — rowy synsedymacyjne; elementy strukturalne (structural elements): rowy (grabens): 1 — Koszalin, 2 — Karsin, 3 — Bobolice, 4 — Brda, 5 — Chojnice, 6 — Korytowo, 7 — Laska, 8 — Wysoka Kamieńska, 9 — Blotno, 10 — Człopy, 11 — Chobień, 12 — Rawicz, 13 — Kalisz; depresje (depressions): 14 — Wolin, 15 — Stargard Szczeciński, 16 — Sierpc, 17 — Gostynin, 18 — Piotrków Trybunalski, 19 — Chrusty; elewacje (elevations): 20 — Rekowo, 21 — Swinoujście, 22 — Trzebież, 23 — Karcino, 24 — Bobolice, 25 — Szubin, 26 — Konary, 27 — Lipno, 28 — Bodzanów, 29 — Owieczki, 30 — Rogoźno, 31 — Jeżów, 32 — Antonin, 33 — Złoczew, 34 — Radoszewice; nosy strukturalne (structural noses): 35 — Lwówek, 36 — Krosno Odrzańskie, 37 — Koniecpol, 38 — Mszczonów, 39 — Ursynów, 40 — Radom; zatoki strukturalne (structural bay): 41 — Międzychód, 42 — Buk, 43 — Warszawa, 44 — Częstochowa, 45 — Jędrzejów, 46 — Sulechów; 47 — przełęcz (pass) Bełchatów

Paleotectonic map of the Norian and Rhaetian (Z. Deczkowski, M. Franczyk)

1 — paleoisohypses (paleothickness in metres) of the bottom of the Norian and Rhaetian complex, 2 — borders of the paleotectonic units independent of the isohypse locations, 3 — extent of the Norian basin, 4 — extent of the Rhaetian basin, 5 — synsedimentation grabens

się tendencjami obniżającymi, przy czym tempo ich pograżania było nierównomierne. Mniejszym tempem pograżania lub nawet okresowemu wypiętrzaniu ulegały natomiast takie elementy strukturalne jak: garb Ostrowa, elewacja Sieradza, elewacja Koła i garb Płocka. Z końcem sedymentacji osadów retyku strefa zawarta między elewacją Sieradza a elewacją Koła uległa wypiętrzeniu (fig. 55), o czym świadczy niezgodność ułożenia jury dolnej na noryku. Dotyczy to również południowo-zachodniej strefy bruzdy oleśnicko-kieleckiej i monokliny przedsudeckiej.

Na obszarze Niziu Polskiego stwierdzono też wyniesienia, które były wypiętrzane i obejmowane erozją przez

cały okres sedymentacji noryku. Są to wyniesienia strukturalne Szubina, Konar i Jeżowa w Polsce centralnej, cechujące się niezgodnym ułożeniem osadów retyku na różnych ogniwach kajpru i wapienia muszlowego. Na formowanie się paleostruktur noryku wywarła zapewne duży wpływ tektonika solna.

Ruchy tektoniczne objawiające się w noryku i retyku doprowadziły do przebudowy planu strukturalnego uformowanego z końcem kajpru górnego. Na przełomie retyku i jury dolnej zaznaczyła się zmiana planu paleostrukturalnego.

conitic in deeper zone of the basin while marly and dolomitic in the littoral zones. Ammonites appear in the marginal zones of the Góry Świętokrzyskie (Mts.) and in the Silesian-Cracow area. Ceratites have been found that represent the following zones: *robustus*, *compressus*, *evolutus*, *spinus*, and *enodis* (H. Senkowiczowa, 1991). The 1st, 2nd, 3rd, and 4th conodont zones have been distinguished and correlated with the ammonitic zones. The younger ammonitic zones within the Polish Lowland are missing since the Keuper facies in this area developed earlier than in the west European part of the epicontinental Middle Triassic basin. Relatively abundant ostracods belong to the *Speluncella spinosa* zone. The presence of bivalve *Entolium discites* (Schlotheim) is characteristic in the lowermost strata of the Upper Muschelkalk while a common appearance of *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim) in its upper part; the latter is correlated with Cycloidesbank in the area of Germany.

Microflora of the Upper Muschelkalk is relatively rich. T. Orłowska-Zwolińska (1985) has distinguished the miospore zone of *Heliosaccus dimorphus*. The zone is bipartite. The lower part comprising of the Upper Muschelkalk contains miospores associated with acritarchs of the *Tasmanites* assemblage. No evidences of the marine microplankton have been found in the upper part which is equivalent to the Lower Keuper. The assemblage of miospores of the *Heliosaccus dimorphus* zone, apart from quantitatively dominating nominal species includes such species as *Cyclotriletes* and *Verrucosiporites* as well as such genus as *Succinctisporites grandior* Leschik sensu Madler that are index ones for the microflora of the Ladinian. In the lower part of the extent of the miospore zone with *Heliosaccus dimorphus*, the presence of the megaspore assemblage of *Capillispurites germanicus* has been observed (T. Marcinkiewicz, 1992a; Fig. 20).

Considering petrographic variability of Muschelkalk deposits that developed within the littoral zone of the basin, M. Sikorska-Jaworowska has distinguished four principal zones of sedimentation; this includes, from the land towards open waters on the shelf, the following: 1) a littoral zone (with terrigenous deposits), 2) a back barrier "lagoonal" zone (with dolomitic calcareous and sulphate type rocks), 3) a shallow-water carbonate ramp including barriers and shallownesses (with organodetrital and oolitic limestones), and 4) a deep-water carbonate ramp (with both organodetrital and pelitic limestones). Petrographic variability in particular profiles also indicates the sequence of the sedimentary zones. From the bottom upwards the sediment changes its character from distant zones far away from the shore (deep water zones) to the littoral one. Dominant in the Lower Muschelkalk was the sedimentation going on in the deep water zone, then in the shallow carbonate ramp one. As refers to the Middle Muschelkalk, dominant was the sedimentation which took place in the back barrier "lagoonal" zone, and in the Upper Muschelkalk — in the littoral zone.

On the turn of the Muschelkalk and Keuper, the sea retreated from the Poland's area; only a shallow inland basin was left in the Lower Keuper (the late Ladinian), in which the sedimentation was going on in deltaic-lagoonal-fluvial environments. Though in the Lower Keuper the basin became more differentiated with respect to sedimentary and paleotectonic aspects, the Middle Polish Trough remained the most depressed paleostructural element within which processes of salinar tectonics became distinctly manifested by the arenaceous-silty and clayey-marly deposits of the Sulechów Beds (Table 24). Of abundant appearance are the Ladinian miospores of the upper member of the *Heliosaccus dimorphus* zone (A. Fijałkowska, 1992). This upper member can be correlated with the megaspore *Dijkstrastrisporites beutleri* zone (T. Marcinkiewicz, 1978). Macrofauna of the Lower Keuper is represented by bivalves belonging to *Myophoria transversa dolomitica* Zeller and *Unionites leiticus* (Quenstedt) as well as by abundant phylloids.

THE UPPER TRIASSIC

THE KEUPER

Transgression approaching from the south took place in the lowermost part of the Lower Gypsum Beds of the Upper Keuper (the early Carnian). The clayey-dolomitic deposits (the Border Dolomite) formed at this time. After a short ingress of the sea, the fine-clastic sediments accumulated in the sedimentary basin of the Lower Gypsum Beds; these

fine-clastic sediments are mostly clayey, frequently dolomitic with anhydrite and rock salt. In the Lower Gypsum Beds (Fig. 45) the presence was noted of brackish ostracods *Darwinula*, bivalves *Costatoria goldfussi* (Alberti) and *Unionites leiticus* (Quenstedt) as well as of abundant phylloids.

Microflora of the Border Dolomite and the Lower Gypsum Beds includes the miospore zone of *Porcelispora longdonensis*, within which two subzones have been distinguished. The older appears as the *Echinisporites iliacooides* subzone in the lower part of the Lower Gypsum Beds while the younger as the *Triadispora verrucata* subzone in the upper part of the Lower Gypsum Beds. Microflora of the *Echinisporites iliacooides* subzone also contains elements representative for the Ladinian; however, there are also appearing species of the Circumpolles group that until quite lately were considered representative for the Carnian. This is why age of this flora is questionable. The *Triadispora verrucata* zone includes the microfloral assemblage being typical for the Carnian. Only scarce megaspores have been found in variegated deposits of the Lower Gypsum Beds that were formed under more arid and warmer climatic conditions than those of the Lower Keuper. There is a large differentiation of the Lower Gypsum Beds in relation to their thickness and facies, which was connected with intensive processes of salinar tectonics.

An intensive development of rivers followed when the sedimentation of the Lower Gypsum Beds was over due to climatic changes connected with the increase of humidity. Undoubtedly, the inland sedimentary basin of the Reed Sandstone was a part of a wide-spread deltaic system. This was a fresh-water basin where sandstones with minute organic remains, characteristic for low sinuosity rivers sedimented. This was also the environment favourable for formation of deposits of claystone-mudstone type, with abundant plant remains and scarce fauna, which is representative for the sedimentation in stagnant waters (Fig. 46). A lower part of the Reed Sandstone, with dominant grey sandy and clayey-sandy deposits, contains abundant miospores. They have made it possible to distinguish the *Aulisporites astigmatosus* which correlates the microflora of the Julian substage (the Middle Carnian) occurring in the Alps (T. Orłowska-Zwolińska, 1983). Deposits of the lower part of the Reed Sandstone contain megaspores of the *Narkisporites harrisi* zone, visibly dominating in the assemblage of the nominal species (T. Marcinkiewicz, 1978; Tables 25–29).

A change in climate into the arid and warm one happened at the close of the sedimentation of the Reed Sandstone. It was followed by the diminution of the basin size. The Upper Gypsum Beds represent the clayey sediments, subordinarily the silty ones, with intensively variegated colour typical for the relict inland basin surrounded by the land subject to weathering processes of lateric type. Share of anhydrites, dolomites, and sandstones in the deposits is not large. Organic remains have not been found. They only commenced to appear in the upper part of the Upper Gypsum Beds that developed in the form of the grey dolomitic claystones, frequently with inserts of anhydrite or gypsum or dolomite (in places); they origin is connected with the beginning of the Norian short marine ingress (Fig. 47). A consecutive change in climate into a colder and more humid one acted in favour of floral development. There are miospores in these sediments, that are typical in the a subzone of the *Corollina meyeriana* zone. The assemblage of this subzone distinguishes itself due to domination of grains of *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Goczan and *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Goczan, both indicative for the Norian (T. Orłowska-Zwolińska, 1983; Figs. 48–50).

Intensification of local diastrophism appeared in the late Carnian, at the close of the sedimentation of the Upper Gypsum Beds. It was manifested by sedimentary growth of the salt structures along with the appearance of tectonic fault grabens.

THE NORIAN AND RHAETIAN

In the Norian, after short-lived episode of diminution of local diastrophism, an intensive tectonic unrest resulted in strong dismembering of the sedimentary basin. A considerable part of the Polish Lowland was uplifted and subject to processes of erosion which in many regions and within particular salt structures resulted in partial or total removal of the Keuper sediments. Tectonic movements continuing at variable intensity

during the entire Norian manifested themselves in differentiation of lithology in both vertical and horizontal arrangements. Zones of diversified subsidence were developing accumulate sediments of considerable lithofacial variability. Dominant were the fresh-water to polyhaline-brackish environments, with some weak and sporadic marine influences approaching from the north-west. The Norian complex predominantly contains claystones and siltstones, variegated in colour, with interbeddings and thicker packages of sandstones, at times. On a regional scale, the lower part of the complex contains beds of carbonate rocks whereas carbonate-clayey and clayey conglomerates along with clumpy limestones are common in the entire profile. Characteristic features of the Norian deposits are connected with the presence of concretions, duricrusts and knobs of caliche type, and the appearance of one to several horizons of sandy deposits of fluvial origin (Fig. 52). All of these features give evidence of periodical emergences of considerable areas of the sedimentary basin.

Some beds have been distinguished in the Norian sediments of the western sector of the Polish Lowland; this includes the Drawno Beds, Jarkowo Beds, and Zbąszynek Beds — all having their equivalents in the lower part of the Lower Kłodawa Beds in the Kujawy area and in the Nidzica Beds in the north-eastern region (Table 30).

Organic remnants are scarce. Fauna is represented by brackish bivalves and ostracods, and significantly less frequent marine bivalves, ostracods, and foraminifera. The latter are known to occur in both the Nidzica and Zbąszynek Beds. Such brackish bivalves as *Unionites posterus* (Deffner et Fraas), characteristic for the Norian, occur in the Jarkowo and Zbąszynek Beds. An important part in biostratigraphy of the Norian is played by miospores and megaspores. T. Orłowska-Zwolińska (1983, 1985) has distinguished the *Corollina meyeriana* zone which includes all of miospores from the entire Norian profile. The miospores of the b subzone are known in the upper part of the Jarkowo Beds and in the lower part of the Zbąszynek Beds. The miospore assemblage of the b subzone is characterized by significant taxonomic differentiation and the appearance of species *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad and *Heliosporites altmarkensis* Schulz. As refers to the c subzone, distinguished in the upper part of the Zbąszynek Beds, it is recognizable due to the presence of *Rhaetipolis germanicus* Schulz. Miospores of the *Corollina meyeriana* zone are Norian in their age. Megaspores appear in the upper part of the Jarkowo Beds as well as in the lower part of the Zbąszynek Beds. In scarce assemblage of megaspores, the index species for the Norian is *Striatrilites ramosus* Marcinkiewicz (T. Marcinkiewicz, T. Orłowska-Zwolińska, 1985; Tables 30–35).

Tectonic movements that took place on the turn of the Norian and Rhaetian caused serious variation in both the extent of sedimentary basin and its internal configuration. In the Rhaetian, the basin shifted northwards, retreated from some southern areas and expanded north-eastwardly.

There was also a change in climate on the turn of the Norian and Rhaetian, which manifested itself by the disappearance of sediments variegated in colour as well as the appearance of grey deposits. There were claystones and siltstones that dominated in the deposits at this time, with sandstone beds in the lower part of the profile. Spherulites, sideritic pseudo-oolites and intercalations of clayey siderites were also appearing. Abundant floral remains are common, and intercalations and interbeddings of coaly clays and coal occur within zones of intensified subsidence (Fig. 53).

Infrequent findings of bivalve and gastropod remains indicate fresh-water environment. The Wielichowo Beds have been distinguished among the Rhaetian sediments of the western sectors of the Polish Lowland. They are equivalent to the lower part of the Lower Kłodawa Beds in Kujawy and correspond to the Bartoszyce Beds in the north-eastern region (Table 30).

The *Ricciisporites tuberculatus* miospore zone has been identified in the Rhaetian sediments. The nominal species dominates in the assemblage of miospores of the Rhaetian age (T. Orłowska-Zwolińska, 1983). The abundant appearance of megaspores is observed in the limnic sediments belonging to the Wielichowo Beds and their facial equivalents (the Bartoszyce Beds). T. Marcinkiewicz (1971) has created the megaspore assemblage-zone of *Trileites pinguis* and numerous species of stratigraphic extent that are restricted to the Bartoszyce Beds only (Tables 31–35).

The Norian and Rhaetian sediments occurring within the Polish Lowlands developed in the platform-like terrigenous association which in the Norian is represented mainly by variegated and red sediments whereas in the Rhaetian by grey sediments. This complex belongs to the association of red beds of the early stage of the tectonic cycle. Tectonic movements manifested during the Upper Triassic had their maximum intensity on the turn of the Carnian and the Norian. The early stage of these movements affected a considerable area of the Polish Lowland by uplifting and exposing it to erosional processes. Periods of intensification and disappearance of tectonic movements were variable. A diversified degree to which the base of the Norian on the elevated structural elements had been worn away provides evidence on these movements termination at different times (Figs. 54, 55).

THE LOWER JURASSIC

STRATIGRAPHY AND DEVELOPMENT OF SEDIMENTARY BASIN

The epicontinental sediments of the Lower Jurassic in the Polish Lowlands developed in a vast inland basin which was several times affected by short duration marine incursions. This is evidenced by scarce inserts of sediments containing impoverishing marine or brackish fauna. Sediments of open sea origin, with faunal assemblages belonging to the Carixian and Domerian have been noted in Pomerania only.

The Hettangian and Lower Sinemurian were the stages during which development of a shallow sedimentary basin was under way; its waters were freshened, but the basin maintained a periodical communication with the west European sea (in the north-west) and the Alpine basin as well (in the south-east). Both the Hettangian and Sinemurian sediments have been identified as the Mechowo Beds in Pomerania, as the Upper Kłodawa Beds and Ksawerowek Beds in Kujawy, and as the Liwiec Beds in the north-eastern region (Table 36).

With respect to lithological appearance, the Hettangian and Lower Sinemurian sediments are monotonous, composed of grey sandstones, claystones and siltstones, with faunal remains. Megaspores appearing here belong to the *Nathorstisporites hopliticus* zone, with specimens of nominal species taking a dominant position (T. Marcinkiewicz, 1971). Megaspores are associated with sporomorphs that are the index ones for the I microfossil phase. They are: *Acanthotriletes spinulosus* (Rogalska) and *Aratrisporites minimus* Schulz (M. Rogalska, 1976; Tables 37–41).

Intensification of marine influences in the sediments of the Hettangian and Lower Sinemurian was manifested by the presence of infrequent foraminifera (mostly agglutinated in their form) and marine bivalves belonging to genus *Tancredia* (Fig. 56).

Deposits of the Upper Sinemurian age developed in the limnic environment. Predominantly, they are composed of sandstones with secondary interbeddings of siltstones and claystones. In the lithostratigraphic division they are represented by the Radowo Beds in Pomerania, a lower part of the Main Sławęcin Series in Kujawy, and the Olsztyn Beds in the north-eastern region (Table 36).

In the Lower Pliensbachian (the Carixian), the basin expanded in a significant way, and the marine transgression followed which occurred to be of most impressive character in the Lower Jurassic. It was advancing from the west and it carried into effect a renewed communication of the inland basin of the Polish Lowland with the west European basin of open sea character. This communication was disconnected in the Upper Sinemurian. The incursion mostly affected the north-western area of Poland where marine sediments are being found as alternation of sandstones, siltstones and claystones of the Łobez Beds that are fauna rich. Ammonites appear here; they belong to two standard zones of *Uptonia jamesoni* and *Tragophylloceras ibex*. Apart from ammonites with their appearance being exclusively restricted to Pomerania only, bivalves occur to be relatively common fossils in almost entire Carixian basin. The assemblage of the Carixian fauna is composed of agglutinated foraminifera; there is also noted the first (and simultaneously abundant) appearance of calcareous foraminifera. In silty-clayey deposits of the Carixian age in Western Pomerania the calcareous foraminifera take a position of dominant element of the faunal assemblage due to a large