

Florian STOLARCZYK

Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybałtyckiej

WSTĘP

Opracowanie dotyczy utworów permu występujących w północno-wschodniej części Polski — na wschód od Wisły i na północ od Olsztyna.

W ostatnich latach w związku z badaniami górnictwa naftowego znacznie wzrósł stopień rozpoznania budowy geologicznej tego regionu. Dotyczy to również osadów permskich. Poprzednie, najpełniejsze opracowanie stwierdzonych tu utworów permu przedstawiono w zbiorowej pracy Instytutu Geologicznego z r. 1967, dotyczącej budowy geologicznej syneklizy perybałtyckiej, w opracowaniach J. Pokorskiego, R. Wagnera i S. Tyskiego oraz częściowo A. Szyperko-Śliwczyńskiej. Autorzy ci wykorzystali kilkanaście otworów odwierconych w tej części kraju do końca 1966 r. Obecnie (początek 1971 r.) osady permu zbadano w profilach ponad 40 otworów.

W celu przeprowadzenia analizy rozwoju geologicznego oparto się na mapach miąższości i spągu przede wszystkim tych poziomów permu, które w warunkach sedymentacji ewaporatów umożliwiają określenie morfologii ówczesnego dna basenu oraz sprecyzowanie zasięgu morza. Metoda ta stosowana przez G. Richtera-Bernburga (1955) przyjęta jest i w Polsce (J. Poborski, 1969; J. Kłapciński, 1964; H. Jurkiewicz, 1970 i in.).

PERM DOLNY

Klastyczna seria osadów zaliczanych w syneklizie perybałtyckiej do permu dolnego leży niezgodnie na erozyjnej powierzchni osadów staropaleozoicznych: kambriu, ordowiku i syluru, a przykryta jest osadami górnego permu (P. Suweizdis, 1965). W rejonie Suwałk seria ta występuje w spągu utworów dolnego triasu i leży bezpośrednio na podłożu krystalicznym lub na klastycznych osadach zaliczanych do sinianu. Lokalnie na NNW od Lidzbarku Warmińskiego (Pieszkowo 1) w spągu tej serii występują skały wylewne typu diabazów.

Powierzchnia spągu permu ma formę słabo zarysowanej niecki, której oś biegnie od Dobrego Miasta na zachodzie, przez Kętrzyn do Gołdapi i dalej ku północno-wschodnim krańcom Polski. Lokalnie powierzchnia

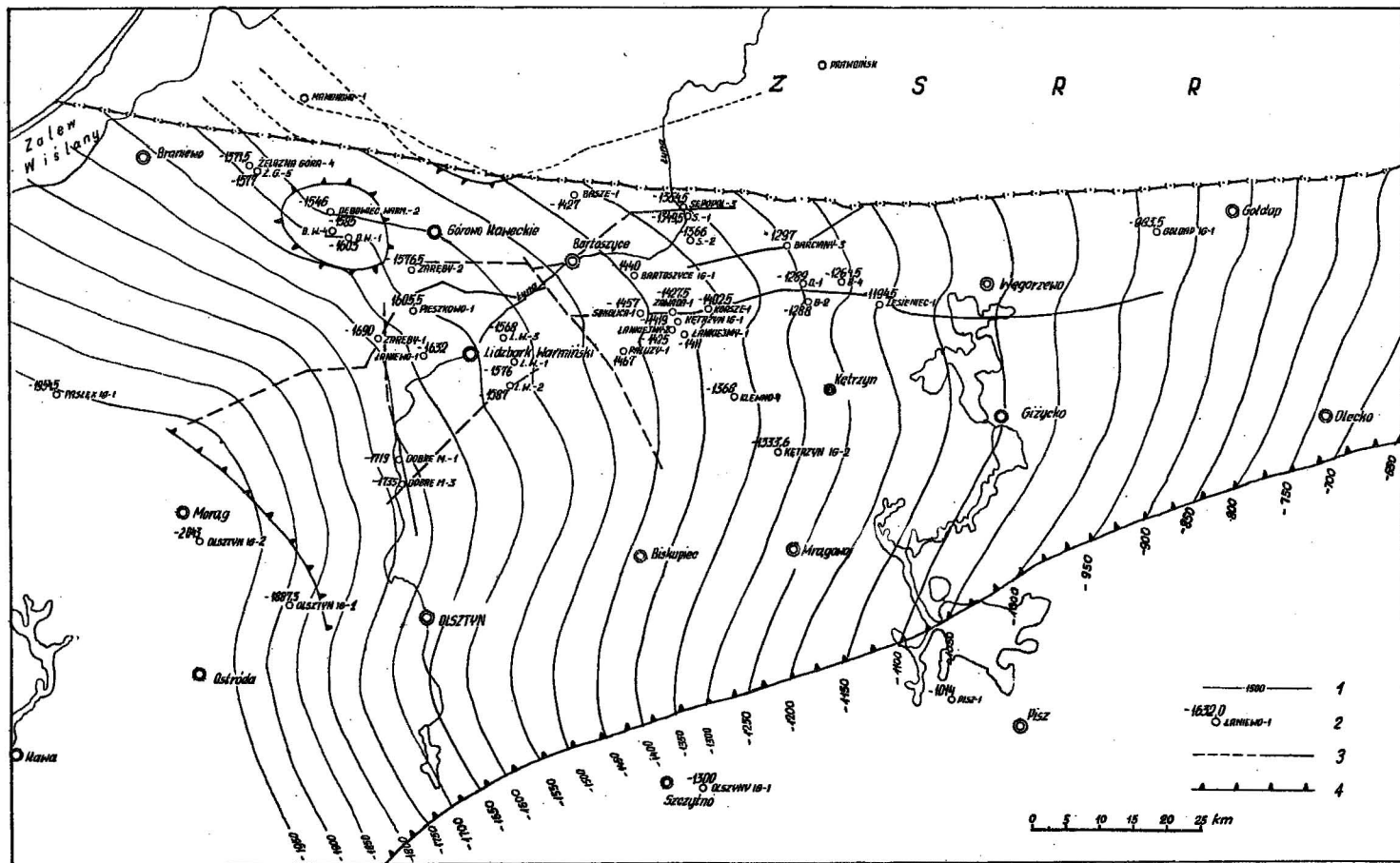


Fig. 1. Mapa powierzchni spągowej permu

Map of Permian bottom surface

1 — izohipsy powierzchni spągowej co 50 m; 2 — otwory wiertnicze z rzędną spągu permu; 3 — uskoki przypuszczalne i stwierdzone w osadach starszych od permu; 4 — zasięg permu dolnego

1 — contour lines of bottom surface, 50 m apart; 2 — bore holes with co-ordinate of Permian bottom; 3 — probable and ascertained faults in the deposits older than Permian; 4 — extent of Lower Permian

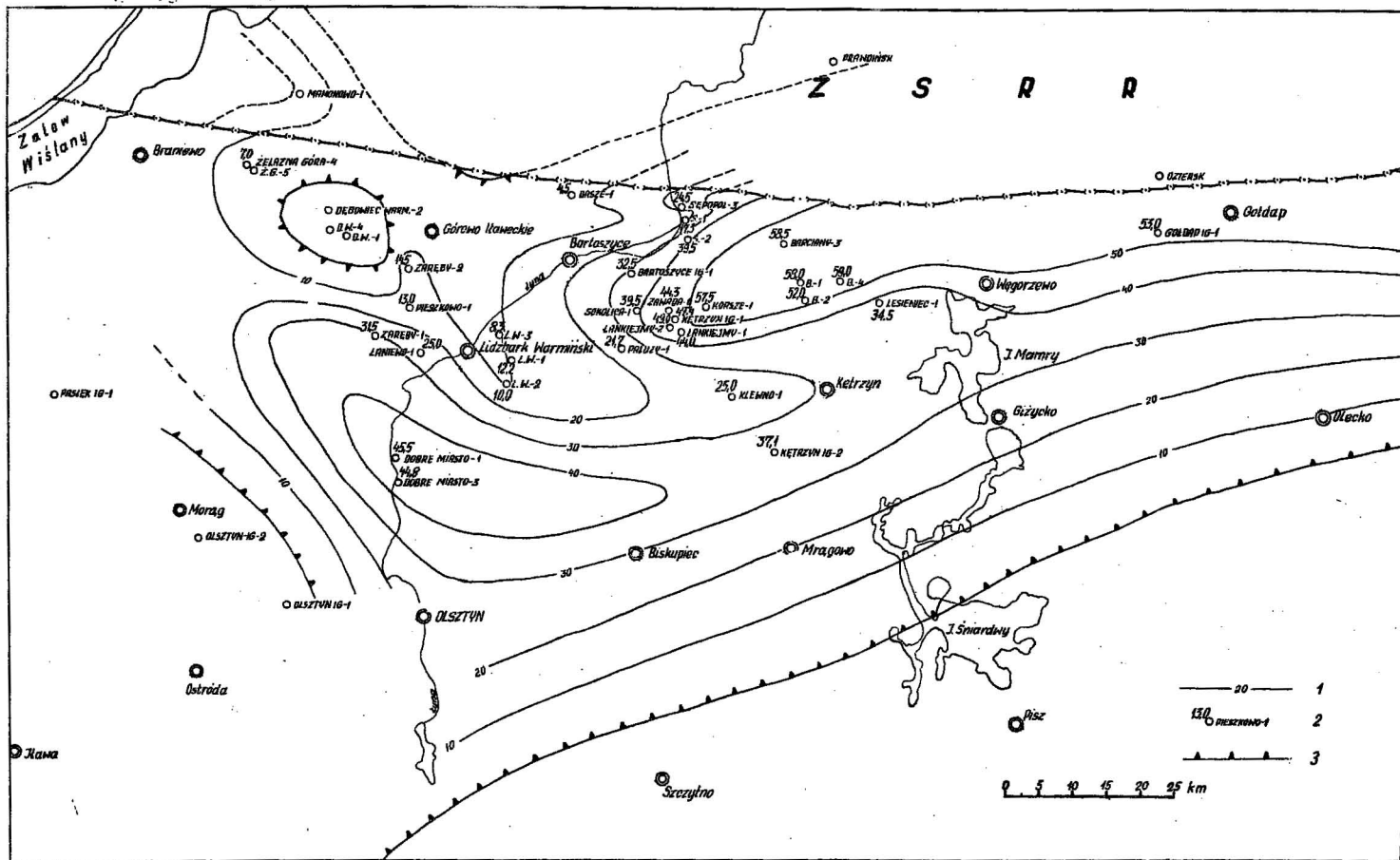


Fig. 2. Mapa miąższości permu dolnego
Thickness map of Lower Permian

1 — izopachyty permu dolnego co 10 m; 2 — otwory wiertnicze (liczba przy otworze oznacza miąższość permu dolnego w m); 3 — zasięg permu dolnego
1 — isopachous lines of Lower Permian, 10 m apart; 2 — bore holes (number at bore hole determines thickness of Lower Permian deposits in metres); 3 — extent of Lower Permian

ta jest nierówna i ma dość urozmaicony relief (fig. 1). Na formę i charakter tej powierzchni wpłynęły w głównej mierze procesy długotrwałej erozji, które rozpoczęły się bądź to w sylurze, bądź też dopiero w karbonie (P. Suweizdis, 1968). Niektóre morfologiczne zróżnicowania uzależnione są zapewne od własności petrograficznych skał podłoża podpermskiego. Bardziej odporne na wietrzenie diabazy mogły tworzyć morfologiczne wyniesienia. Garb morfologiczny, prawdopodobnie wydłużony w kierunku NW-SE, związany z obecnością skał wylewnych występujących pod cechsztynem, a nad sylurem (Olsztyn IG 2), wywarł zapewne wpływ na ograniczenie przestrzenne serii czerwonego spągowca w zachodniej części omawianego obszaru. Podobnie obecność diabazów w podłożu podpermskim stwierdzona na NW od Lidzbarku Warmińskiego mogła spowodować pierwotny brak klastycznych osadów czerwonego spągowca lub też znaczną redukcję jego miąższości (fig. 2). Lokalne obniżenie morfologiczne stwierdzone pomiędzy zachodnią strefą występowania skał wylewnych w okolicach otworu Olsztyn IG-2 i drugą, nieco na wschód, w rejonie Dębowca — Pieszkowa, umożliwiło osadzenie się znacznych miąższości czerwonego spągowca w okolicach Dobrego Miasta (fig. 2).

Znaczny wpływ na zróżnicowanie powierzchni podpermskiej wywierały także strefy dyslokacji o wcześniejszych założeniach, odnowione u zarania okresu permskiego. Wpływ ten uwidocznia się szczególnie wyraźnie we wschodniej części omawianego rejonu. Strefa dyslokacyjna stwierdzona w osadach staropaleozoicznych, biegnąca prawie równoleżnikowo od Gołdapi w kierunku zachodnim, zaznaczyła się wyraźnym progiem morfologicznym w reliefie powierzchni podpermskiej. Na północ, u podnóża tego progu seria osadowa czerwonego spągowca osiągnęła największe miąższości (fig. 2).

Klastyczna seria zaliczana do czerwonego spągowca ma bardzo urozmaicony skład, wielkość ziarn, charakter lepiszcza i barwę. Cechy te lokalnie zmieniają się tak znacznie, że nawet w profilach bardzo blisko siebie usytuowanych nie można odnaleźć i korelować tych samych poziomów. Nowe materiały w pełni potwierdzają zmienność litologiczną tej serii, dość szczegółowo scharakteryzowaną przez M. Juskowiakową i J. Pokorskiego (1970). W skład serii klastycznej wchodzi naprzemianległe ławice zlepieńców i piaskowców, a lokalnie także ilowców (fig. 8, 11). Wśród materiału klastycznego dominuje kwarc, skalenie, ułamki skał krystalicznych i osadowych. Na ogół złe sortowanie materiału poprawia się wyraźnie ku północy, w tym też kierunku maleje wielkość ziarn (fig. 9, 10). Stąd wniosek, że droga transportu materiału musiała być krótka i przebiegała z południa ku północy. Obszarem dostarczającym materiału do tych osadów było wyniesienie mazursko-suwańskie, a omawiana seria reprezentuje osad pochodzenia kontynentalnego-piedmontowego.

W przekroju pionowym skały barwy jej są różnorodne: brunatno-rdzawe, różowe, szare, jasnoszare, szarozółte i pstre. Ogólnie jednak w ubarwieniu osadów można dostrzec pewne prawidłowości. W strefie bliskiej wyniesieniu mazursko-suwańskiemu skała jest prawie w całości brunatnoczerwona. W otworach położonych nieco dalej na północ zjawiają się wkładki różowe, szare i jasnoszare. W pobliżu północnej granicy państwa przeważają jasnoszare barwy osadów. Lepiszczce skały w południowej części obszaru jest przeważnie ilasto-żelaziste, a ku północy zmienia się

na ilasto-wapniste. Nie stwierdzono związku jaśniejszej barwy skały ze wzrostem jej węglanowości. W wielu przypadkach (Barciany 1, 2, 3, 4 i in.) brunatnoczerwone osady są wyraźnie wzbogacone w lepiszcze węglanowe. W jaśniejszych partiach skały stwierdzono znaczny udział minerałów siarczkowych. Okruszcowanie siarczkami silniejsze jest w partiach wyniesionych, gdzie na ogół miąższości czerwonego spągowca są małe (Zareby 2, Pieszkowo 1, Lidzbark Warmiński 3). Obserwacje te pokrywają się z podobnymi spostrzeżeniami J. Kłapcińskiego (1964, 1967), jak również moimi (otwór Syców 2) w obszarze monokliny przedsudeckiej. Można przypuszczać, że jaśniejsze barwy skał w obrębie czerwonego spągowca są efektem wtórnego, odbarwiającego działania roztworów kruszczośnych. Taką przyczynę, jako jedną z wielu możliwych, podaje także M. Podemski (1970), jeżeli chodzi o proces odbarwienia stropowych partii czerwonego spągowca obszaru monokliny przedsudeckiej.

Dyskusyjna wydaje się być granica między czerwonym spągowcem a cechsztyнем. Jasnoszare piaskowce wapniste występujące pod łupkiem miedzionośnym nie mogą być uznawane w całości za odpowiednik zlepieńca podstawowego, gdyż jasne piaskowce występują także i w niższej części czerwonego spągowca. Węglanowe spoiwo nie może stanowić również kryterium podziału, gdyż jest pospolite w całym pionowym profilu omawianych klastycznych osadów permskich. J. Oberc i J. Tomaszewski (1963) proponują zaliczyć do cechsztyну monokliny przedsudeckiej tę część szarych piaskowców, które zostały przerobione i redeponowane przez transgredujące morze cechsztyńskie. Zbliżony charakter skały i różne położenie szarych piaskowców permskich występujących na naszym obszarze uniemożliwia jednoznaczne określenie spągu cechsztyну. Niejasna jest np. pozycja stratygraficzna jasnoszarych, rozsypliwych piaskowców o miąższości 4,5 m, występujących pod łupkiem miedzionośnym w profilu otworu Basze 1. Umownie zaliczono ją na razie w całości do czerwonego spągowca.

Co do zasięgu osadów dolnego permu, to na podstawie danych z ostatnich lat stwierdzić można, że rozprzestrzenienie osadów czerwonego spągowca w zachodniej części rejonu badań jest szersze niż dotychczas przypuszczano. Prawdopodobnie osady te ciągną się długim językiem od okolic Olsztyna równoległe do północno-zachodniego obrzeżenia wyniesienia mazursko-suwałskiego aż po rejon Działdowa.

PERM GÓRNY

CYKLOTEM WERRA (Z1)

Osady cechsztyну w północno-wschodniej Polsce występują powyżej serii czerwonego spągowca lub też w miejscach, gdzie serii tej brak. Leżą one bezpośrednio bądź to na łowcach syluru, bądź też lokalnie na skałach wylewnych typu diabazów. U podstawy cechsztyну, pod niewątpliwie cechsztyńskimi czarnymi łupkami, stanowiącymi odpowiednik łupku miedzionośnego, leży warstwa piaskowców szarych, zlepieńcowatych, wapnistych, na ogół o miąższości nie przekraczającej kilkudziesięciu cm. W otworze Żelazna Góra 4 za odpowiednik zlepieńca podstawowego przyjęto leżącą pod łupkiem miedzionośnym warstwę jasnopopielatoszarych

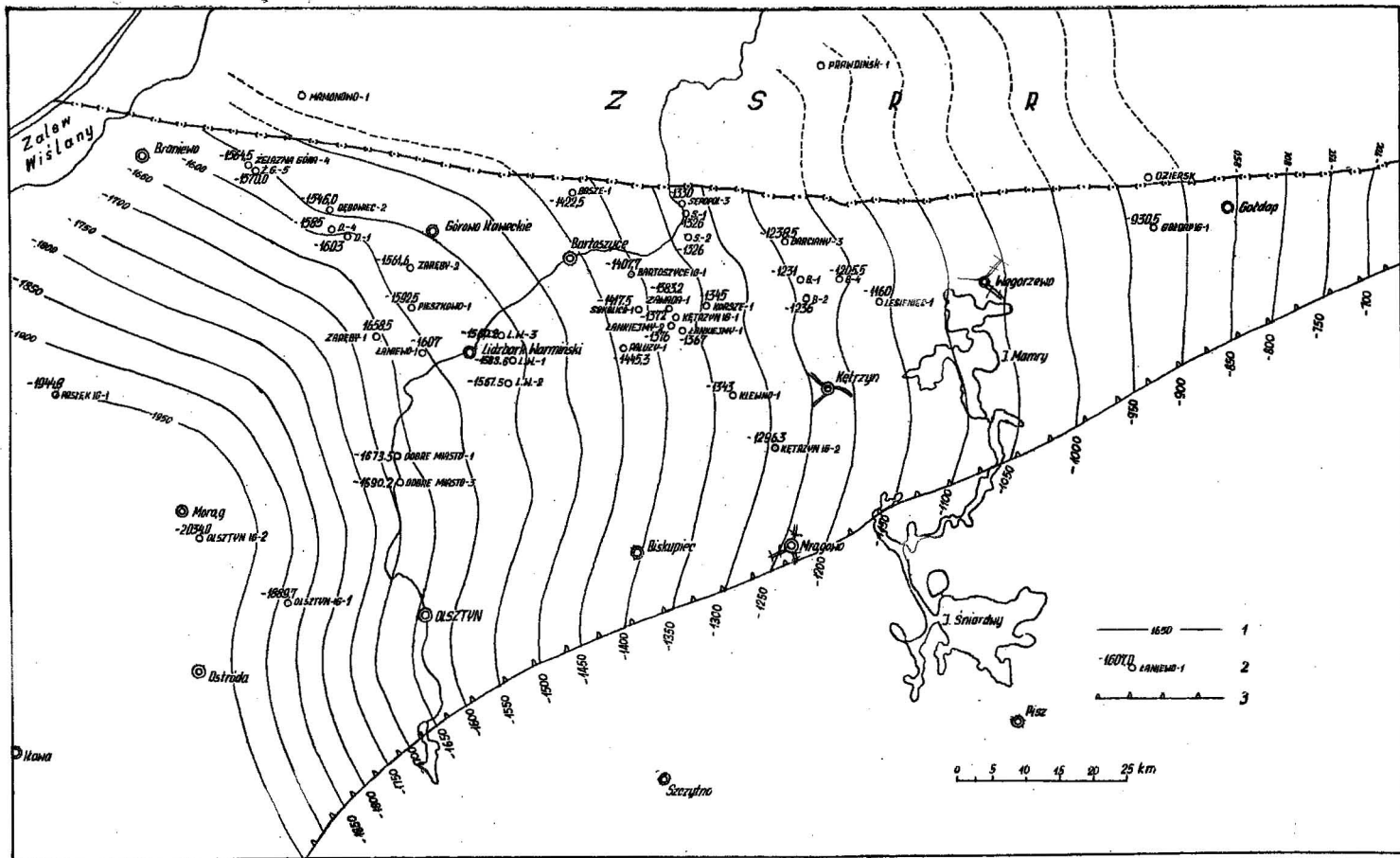


Fig. 3. Mapa spągu permu górnego
Map of Upper Permian bottom

1 — izohipsy powierzchni spągowej co 50 m; 2 — otwory wiertnicze z rzędna spągu permu górnego; 3 — zasięg permu górnego
1 — contour lines of bottom surface, 50 m apart; 2 — bore holes with co-ordinate of Upper Permian bottom; 3 — extent of Upper Permian

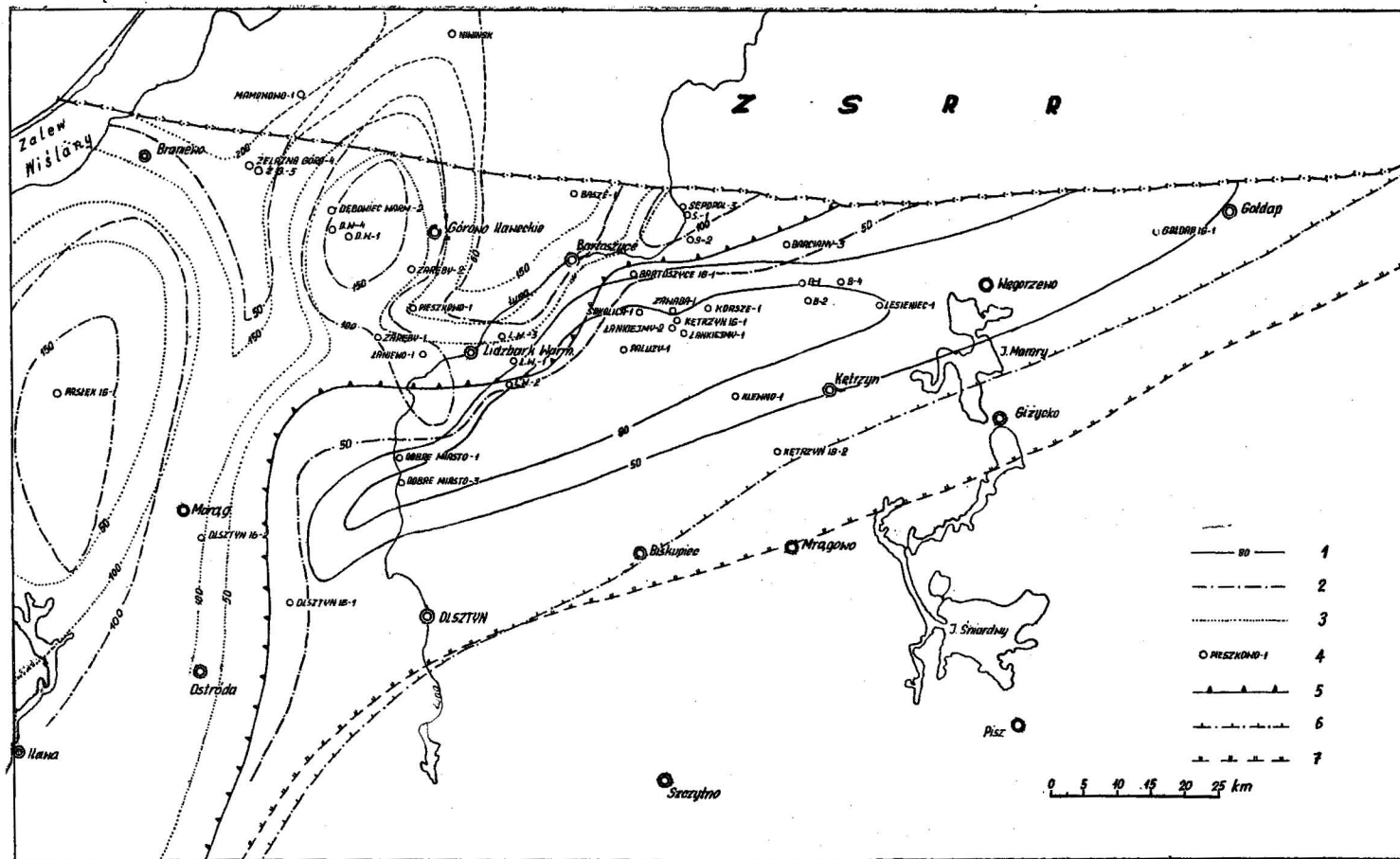


Fig. 4. Mapa miąższości głównych poziomów w cyklociemie Z1 cechsztynu

Thickness map of main horizons in cyclothem Z1 of Zechstein

1 — izopachyty wapienia podstawowego Z1; 2 — izopachyty anhydrytu dolnego Z1 lub (w strefie brzeżnej) anhydrytów Z1; 3 — izopachyty soli najstarszych; 4 — otwory wiertnicze; 5 — zasięg facji chlorkowej; 6 — zasięg facji siarczanowej; 7 — zasięg wapienia podstawowego

1 — isopachous lines of Main Limestone in Z1; 2 — isopachous lines of Lower Anhydrite in Z1 or Anhydrite (in the marginal zone); 3 — isopachous lines of the oldest salts; 4 — bore holes; 5 — extent of chloride facies; 6 — extent of sulphate facies; 7 — extent of Main Limestone

piaskowców drobnoziarnistych, bezwapnistych, laminowanych i przekładanych iłowcami szarozielonkawymi, poniżej których zaobserwowano wyraźną powierzchnię rozmyć. Niżej występują jasnoszare piaskowce zaliczone do czerwonego spągowca. Podobną kilkunastocentymetrową warstwę piaskowców (odpowiednik zlepieńca podstawowego) można wydzielić w profilach szeregu innych otworów (Zareby 1, Sępopol 2 i 3). W otworze Barciany 1 pod łupkiem miedzionośnym występuje 3-centymetrowa warstewka dolomitu szarobeżowego z pojedynczo rozmieszczonymi ziarnami kwarcu. Ku spągowi warstewka ta przechodzi w piaskowce zlepieńcowate, silnie węglanowe. W otworach Dębowiec Warmiński 1, 2, 4, gdzie osady cechsztyńskie leżą bezpośrednio na diabazach, zlepieniec podstawowy nie występuje. W czasie transgresji cechsztyńskiej elewowane partie diabazów znalazły się zapewne powyżej podstawy fałowania i stąd brak najniższych ogniwi cechsztynu. W otworze Dębowiec Warmiński 2 nie doszło nawet do osadzenia się łupków miedzionośnych, a sedymentację cechsztynu rozpoczyna dopiero wapień podstawowy.

Występujący powyżej zlepieńca poziom czarnych łupków ilastych, a w brzeźnych partiach zbiornika cechsztyńskiego łupków mulowcowych o drobnożyłkowej oddzielności z licznymi łuskami, a czasem i większymi fragmentami odcisków ryb (Sokolica 1) stanowi odpowiednik łupku miedzionośnego z innych rejonów kraju. W poziomie tym, zwłaszcza w jego spągu, liczne są przejawy okruszczenia minerałami siarczkowymi. Minerale siarczkowe tworzą gruzełkowe lub soczewkowate skupienia do 1 cm średnicy (Sępopol 3, Lidzbark Warmiński 1 i 3). Rzadziej występują one w formie cieniutkich, ledwie makroskopowo widocznych lamin. W całej masie łupku pospolite tu są również pojedyncze kryształki siarczków. Powszechna obecność siarczków w tym poziomie, jak również jego ciemna (czarna) barwa wskazują na redukcyjny charakter zbiornika sedymentacyjnego. Maksymalna miąższość tego poziomu nie przekracza 1 m.

Wapienie i dolomity cyklotemu Werra rozpoczynają serię ewaporatów cechsztyńskich. Rozkład miąższości tego poziomu, podobnie zresztą jak młodszych ogniwi cechsztynu, stanowi całkowite potwierdzenie schematu wytrącania się ewaporatów podanego przez G. Richtera-Bernburga (1955). W polskiej części syneklizy perybałtyckiej strefa największych miąższości węglanów (Z1 — fig. 4), jak już wcześniej zauważył R. Wagner, przebiega niezbyt szerokim pasem (5—15 km) równoległe do wyniesienia mazursko-suwalskiego. Miąższość węglanów w tej strefie wynosi 80—100 m. Północna granica wału osadów węglanowych Werry ulega na wschód od Lidzbarku Warmińskiego wyraźnemu ugięciu i wał rozszerza się w kierunku północnym (fig. 4). Przyczyną tego zjawiska jest prawdopodobnie odnowienie się w czasie sedymentacji wapienia podstawowego starszego uskoku o kierunku NNW-SSE, wzdłuż którego część zachodnia uległa obniżeniu, przez co szybkie tempo sedymentacji węglanów zostało tu ograniczone do wąskiego pasa w bliższym sąsiedztwie wyniesienia mazursko-suwalskiego.

W litologicznym charakterze węglanów zaznacza się wpływ ładu. W miarę zbliżania się do brzegów basenu zwiększa się udział materiału klastycznego. Równocześnie dolomity stają się bardziej wapniste, a nawet zawierają wkładki wapieni. Na wschód od Kętrzyna wzrasta ilość ławic wapieni. Szaropopielate ławice wapieni obfitują w faunę małżową.

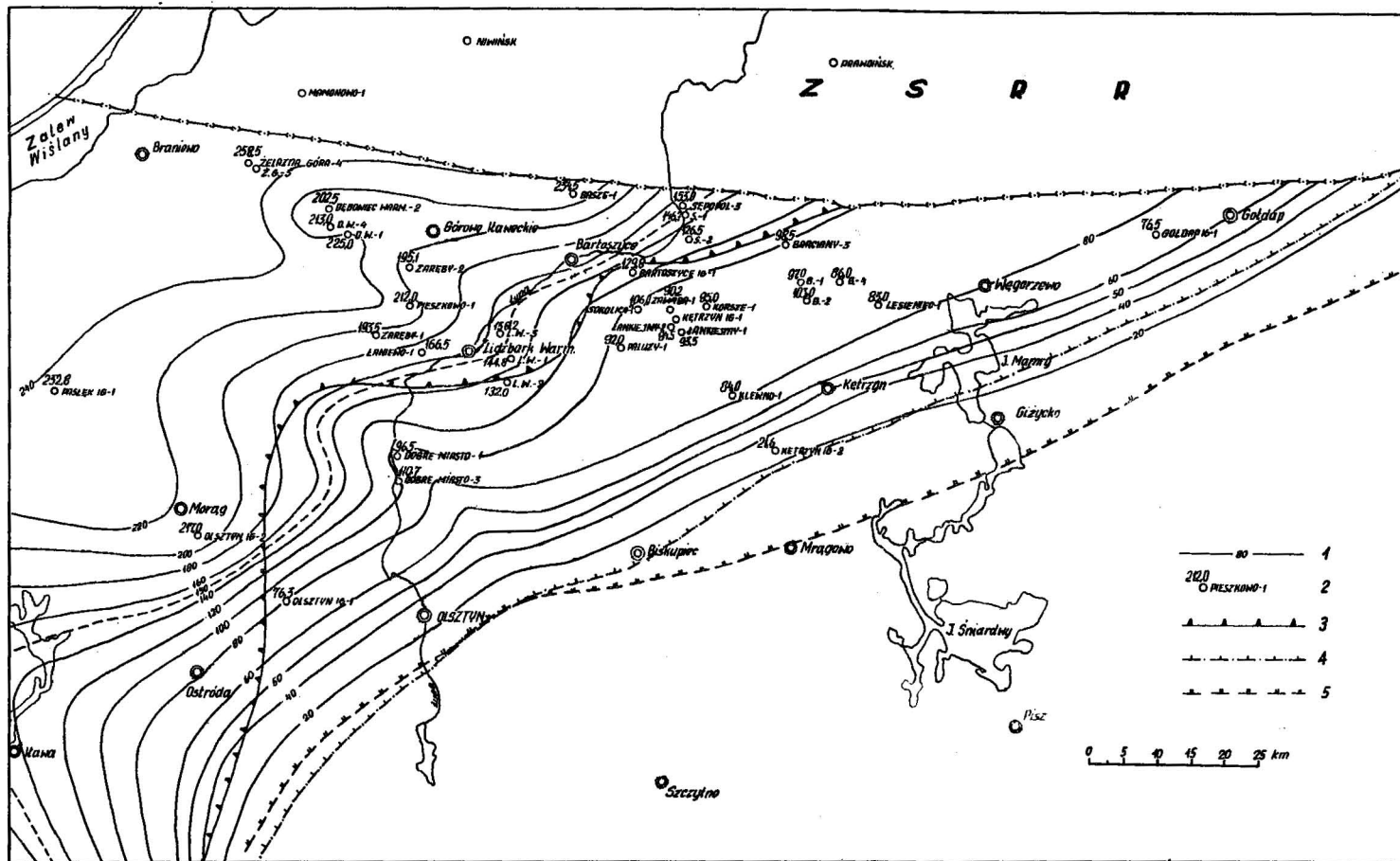


Fig. 5: Mapa miąższości cyklotemu Z1 cechsztynu (Werra)
Thickness map of cyclothem Z1 of Zechstein (Werra)

- 1 — izopachyty Z1 cechsztynu co 20 m; 2 — otwory wiertnicze (liczba przy otworze oznacza miąższość osadów cyklotemu Z1 w m); 3 — zasięg facji chlorkowej; 4 — zasięg facji siarczanowej; 5 — zasięg wapienia podstawowego
1 — isopachous lines of cyclothem Z1, 20 m apart; 2 — bore holes (number at bore hole determines thickness of deposits of cyclothem Z1); 3 — extent of chloride facies; 4 — extent of sulphate facies; 5 — extent of Main Limestone

Fakty powyższe świadczą o płytkowodnych warunkach sedymentacji węglanów, zwłaszcza w strefie brzeżnej zbiornika sedymentacyjnego.

W profilu pionowym węglanów obserwuje się także znaczne zróżnicowanie litologiczne. W dolomitach występują liczne gruzłowate i soczewkowate wtrącenia anhydrytów (fig. 9, 10). Ich udział wzrasta ku górze. Spągowe partie dolomitów, na ogół pozbawione wtrąceń anhydrytowych, zawierają pewną domieszkę materiału ilastego. W strefie brzegowej — w pobliżu wyniesienia mazursko-suwańskiego — wzrasta udział materiału drobnoklastycznego — mułowcowego. Lokalnie w otworach Dębowiec Warmiński 1, 2, 4 dolomity zawierają w spągowej partii do 50% materiału okruchowego, pochodzącego z niszczonego przez erozję diabazów. W otworze Dębowiec Warmiński 1 między poziomem węglanowym a łupkiem miedzionośnym występuje ponad 2-metrowa warstwa piaskowców szarogłazowych o spoiwie węglanowym, złożonych głównie z okruchów skał osadowych i diabazów. W profilach cechujących się maksymalnymi miąższościami wapienia podstawowego, blisko stropu tego poziomu, występują beżowe dolomity zwięzłe o widocznej makroskopowo „pęcherzykowatej” porowatości, potwierdzonej badaniami laboratoryjnymi. W otworach Dobre Miasto 1 i 3 dolomity są w stropie bardzo silnie spękane i skawernowane. To lokalne zjawisko związane jest, być może, z południkową strefą dyslokacyjną, wyraźnie zaznaczającą się w osadach starszych i prawdopodobnie odnowioną w cechszynie.

Na północ od strefy maksymalnych miąższości węglanów, w miarę zbliżania się ku centralnej części zbiornika sedymentacyjnego, dochodziło do wytrącenia się siarczanów o maksymalnych miąższościach rzędu ponad 100 m. Tak schematycznie przedstawiony obraz ulega skomplikowaniu w okolicach Dębowca i Pasłęka, gdzie lokalne morfologiczne wyniesienia wpływają na znaczne zróżnicowanie w rozkładzie miąższości i charakterze osadów. W obrębie tych elewacji wytrąciły się maksymalne miąższości anhydrytów (fig. 4: Pasłek IG 1 — 194 m, Dębowiec Warmiński 1 — 156,5 m), co w połączeniu z dużymi miąższościami tego poziomu bardziej na południe spowodowało utworzenie się krótkich wałów anhydrytowych o kierunku zbliżonym do południkowego. Zjawisko to wpłynęło dodatkowo na zróżnicowanie morfologii ówczesnego dna morskiego. Na wschód od rejonu Dębowca, mniej więcej pomiędzy Lidzbarkiem Warmińskim, Bartoszycami i Górą Iławeckim, powstało obniżenie. Tam miąższości anhydrytów są znacznie mniejsze (fig. 4, 8: Basze 1—17 m, Lidzbark Warmiński 3—60 m). Istnienie podobnego obniżenia jest także prawdopodobne pomiędzy rejonem Dębowca a rejonem Pasłęka (fig. 4). W świetle nowych danych sygnalizowane przez R. Wagnera istnienie prawie równoleżnikowego wału anhydrytowego Pasłek — Bartoszyce — Majakowskaja (po stronie ZSRR) nie znajduje potwierdzenia.

Anhydryt dolny Werra w strefie południowej obszaru, gdzie następuje silna redukcja jego miąższości (w pobliżu dużych miąższości wapienia podstawowego), zawiera w spągowych partiach znaczne ilości drobnych przerostów nieregularnych lamin lub grubszych, kilkucentymetrowych wkładek szarobieżowego dolomitu, często o silnym zapachu bitumicznym. Dalej na północ, w głębszej części zbiornika sedymentacyjnego, anhydryty nie zawierają wtrąceń dolomitycznych i są zazwyczaj grubokrystaliczne. W przejściu do stref depresyjnych pojawiają się nawet wkładki soli.

W otworach Dębowiec Warmiński 1 i 4, mniej więcej w środku poziomu anhydrytowego, występuje ławica soli o miąższości kilkunastu metrów. Można przypuszczać, że lokalne pionowe ruchy obniżające doprowadziły gdzieś do krótkotrwałego przerwania sedymentacji anhydrytów i wytrącania się soli.

Ogólnie rzecz ujmując, na północy (w pobliżu obecnej granicy państwowej) w najgłębszej części omawianego zbiornika cechsztyńskiego osadziły się maksymalne miąższości soli najstarszych (fig. 4). Oś zbiornika sedymentacyjnego w cyklotemie Werra przebiegała mniej więcej równoleżnikowo wzdłuż granicy państwowej. Strefy dużych miąższości soli sięgają od północy dwiema zatokami przedzielonymi wałem anhydrytowym. Jedna z tych zatok zaznacza się na północ od Lidzbarku Warmińskiego i druga na zachód od Dębowca. Ta ostatnia łączy się przypuszczalnie ze strefą dużych miąższości soli cechsztyńskich (Z1) w niecce warszawskiej. W osiowej strefie największych miąższości soli doszło również do wytrącenia soli potasowo-magnezowych. Charakter krzywych profilowania gamma pozwala przypuszczać, że podobne sole występują w stropowej części poziomu solnego w profilach otworów Żelazna Góra 4 i 5. Duże miąższości soli w depresjach (Basze 1 — 186 m, Żelazna Góra 5 — 195 m) i małe stosunkowo na elewacjach (Pastęk IG 1 — 1 m, Dębowiec Warmiński 1 — 31 m) wpłynęły na względne wyrównanie dna zbiornika sedymentacyjnego. Prawdopodobnie wskutek dopływu świeżych wód morskich, zwiastujących nowy cykl sedymentacyjny Stassfurtu doszło do wytrącenia się anhydrytu stropowego Werra. Na ogół większe miąższości tego poziomu w depresjach i mniejsze na elewacjach, na co zwrócił uwagę już R. Wagner, spowodowały dalsze wyrównanie dna zbiornika sedymentacyjnego.

CYKLOTEM STASSFURT (Z2)

Sedymentacja utworów nowego cyklotemu (fig. 6) rozpoczęła się na znacznie wyrównanej powierzchni osadzeniem poziomu węglanowego, znanego powszechnie pod nazwą dolomitu głównego. Jego miąższości wahają się w niewielkich granicach od 9 m w otworze Korsze 1 do 1,5 m w otworze Barciany 4. Poziom ten na ogół reprezentują szaropopielate, dość zwarte dolomity, czasem z wkładkami iłowców ciemnoszarych lub prawie czarnych i margli. Niekiedy w kompleksie dolomitu głównego (otwory Zareby 1 i 2, Lidzbark Warmiński 1 i 3) można wyróżnić trzy warstwy: warstwę dolną — dolomitów popielatoszarych, marglistych z wkładkami i laminami ilastymi; warstwę środkową — dolomitu beżowego, kruchego z gniazdami i szczelinami wypełnionymi krystaliczną solą i warstwę górną — dolomitów popielatoszarych, marglistych z licznymi skorupami małży. W bezpośrednim sąsiedztwie wyniesienia mazursko-suwalskiego dolomity beżowe nie występują. Zwiększa się tam udział materiału ilastego przy jednoczesnej redukcji osadów poziomu dolomitu głównego.

Wyżej osadziły się anhydryty podstawowe cyklotemu Z2. Największe ich miąższości rzędu 13—15 m występują nieco na północ od największych miąższości dolomitu głównego (Dębowiec 1, Zareby 2, Bartoszyce IG 1). Według R. Wagnera anhydryty Stassfurt w południowo-zachodniej części omawianego obszaru zastępują poziom dolomitu głównego i mają nieco

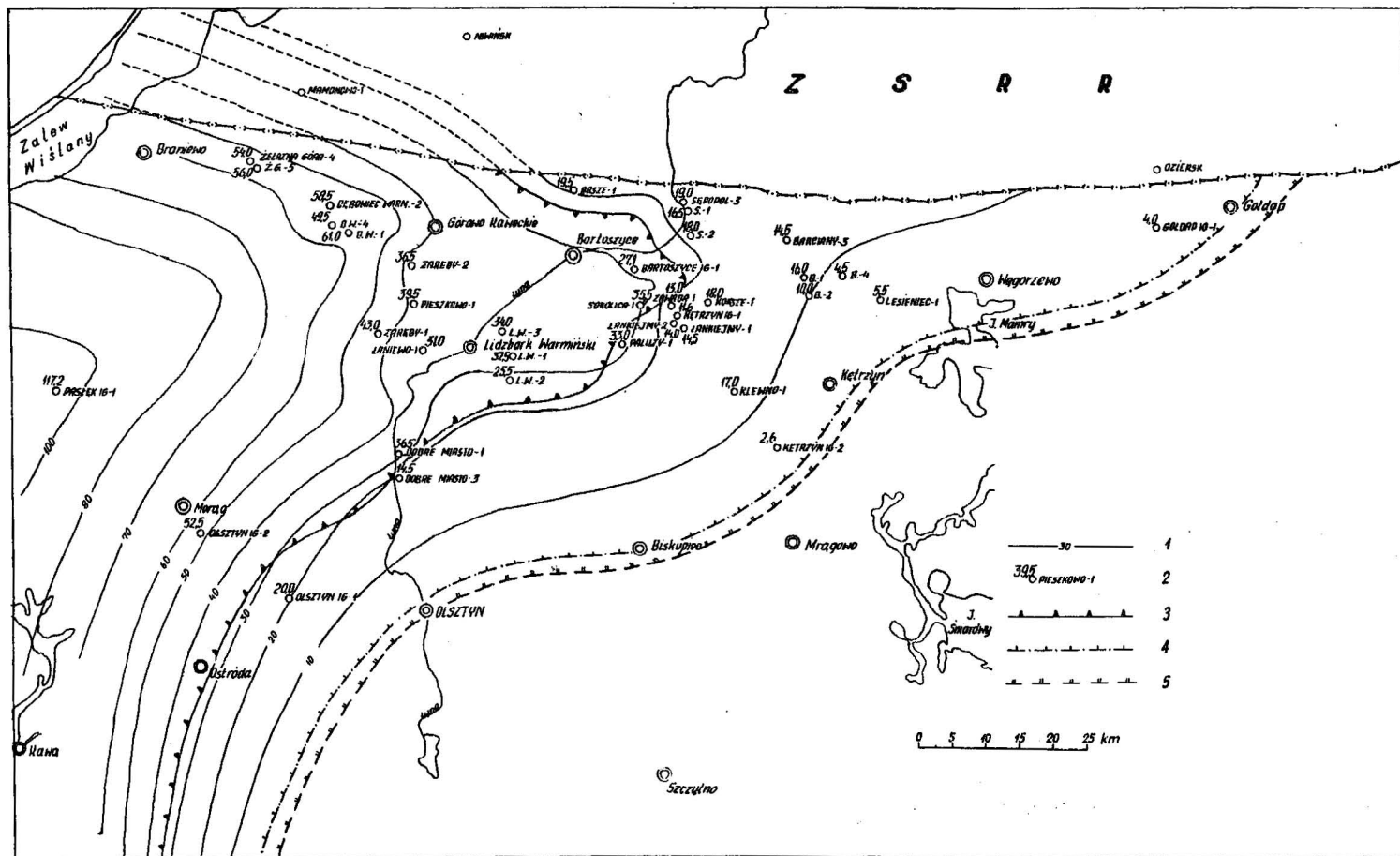


Fig. 6. Mapa miąższości cyklotemu Z2 cechsztynu (Stassfurt)
Thickness map of cyclothem Z2 of Zechstein (Stassfurt)

1 — izopachyty cyklotemu Z2 cechsztynu co 10 m; 2 — otworywiertnicze (liczba przy otworze oznacza miąższość osadów cyklotemu Z2 w m); 3 — zasięg facji chlorkowej; 4 — zasięg facji siarczkowej; 5 — zasięg dolomitu głównego

1 — isopachous lines of cyclothem Z2, 10 m apart; 2 — bore holes (number at bore hole determines thickness of deposits of cyclothem Z2 in metres); 3 — extent of chloride facies; 4 — extent of sulphate facies; 5 — extent of Main Dolomite

szersze rozprzestrzenienie. Wydaje się jednak, że równolegle z redukcją miąższości dolomitu następuje również redukcja miąższości anhydrytu. W strefie brzegowej anhydryty otoczone są przez dolomity mułowcowe, mające największy zasięg w tym cyklotemie. Lokalnie w strefie brzeżnej w otworze Barciany 2 anhydryty Stassfurt zastąpione są w stropie mułowcami węglanowymi z dużą ilością wtrąceń i przekładek anhydrytowych. Udział mułowców sięga tu 50% masy skały.

Sole starsze występują w zachodniej, głębszej części basenu. Oś zbiornika w poziomie soli starszych przebiega przypuszczalnie od Pasłęka (72,3 m) przez Dębowiec Warmiński 1 (43,5 m) i dalej ku wschodowi nieco na północ od Bartoszyce.

Ostatnim wyróżnionym ogniwem cyklotemu Z2 jest poziom anhydrytu stropowego. Miąższość jego waha się od kilkunastu cm do 1,5 m.

Trudnym problemem do rozstrzygnięcia jest podział cechsztynu w strefie brzeżnej, gdzie facje salinarna i siarczanowa zastępowane są osadami węglanowymi i klastycznymi. W strefie tej (fig. 9, 11) przyjmuje się nieco odmienny podział cechsztynu, niż podaje to R. Wagner. W profilu otworu Kętrzyn IG 2 do cyklotemu Z1 R. Wagner zalicza tylko kompleks osadów węglanowych występujących w spągu cechsztynu. Wydaje się jednak, że do tego pietra należy również włączyć wyżejległe mułowce i piaskowce wraz z przykrywającą je warstwą anhydrytu miąższości około 1 m. Piaskowce i mułowce są bowiem odpowiednikiem zlepieńców, stwierdzonych zresztą już wcześniej przez R. Wagnera w spągu anhydrytu stropowego Z1 i mają niekiedy swe odpowiedniki w postaci wkładek mułowcowych, występujących kilka metrów poniżej poziomu dolomitu głównego. Zaobserwowano to w profilach szeregu otworów w strefie, gdzie nie występują sole najstarsze. W profilu otworu Kętrzyn IG 2 do cyklotemu Stassfurt można zaliczyć szarobeżowe dolomity z głębokości 1387,1–1389,4 m wraz z przykrywającymi je anhydrytami. Natomiast wyżej występujące dolomity i wapienie należałyby już do cyklotemu Leine (Z3 — fig. 9)¹.

W Gołdapi według R. Wagnera reprezentowane są tylko osady cyklotemów Werra i Stassfurt, przy czym do Stassfurtu autor ten zalicza tylko stropowe dolomity cechsztynu miąższości około 3 m. Wydaje się jednak, że cyklotem Werra w otworze Gołdap reprezentują wapienie oraz leżące nad nimi kilkumetrowej miąższości anhydryty, w stropie z wkładką ok. 0,4 m ilowców rdzawo-czerwonych i brązowych (prawdopodobnie odpowiednik piaskowców i mułowców występujących nad wapieniem podstawowym w Kętrzynie IG 2). Do cyklotemu Stassfurt natomiast zaliczyć należałoby ilowce dolomityczne brunatnoszare i zbite z głębokości 987,5–989,0 m, stanowiące zapewne odpowiednik dolomitu głównego oraz leżące na nich anhydryty miąższości około 2,5 m. Wyżej występujące tu dolomity (Stassfurt wg R. Wagnera) zalicza się do cyklotemu Leine. Powyższe zmiany wynikają z przeprowadzonej analizy litologicznej i korelacji stratygraficznej (fig. 8, 11).

¹ W trakcie przygotowywania niniejszego artykułu do druku miałem możliwość zaznajomić się z nowszą pracą R. Wagnera (E. Czajor, R. Wagner, w przygotowaniu do druku), w której podział cechsztynu w otworze Kętrzyn IG 2 jest zgodny z tu przedstawionym.

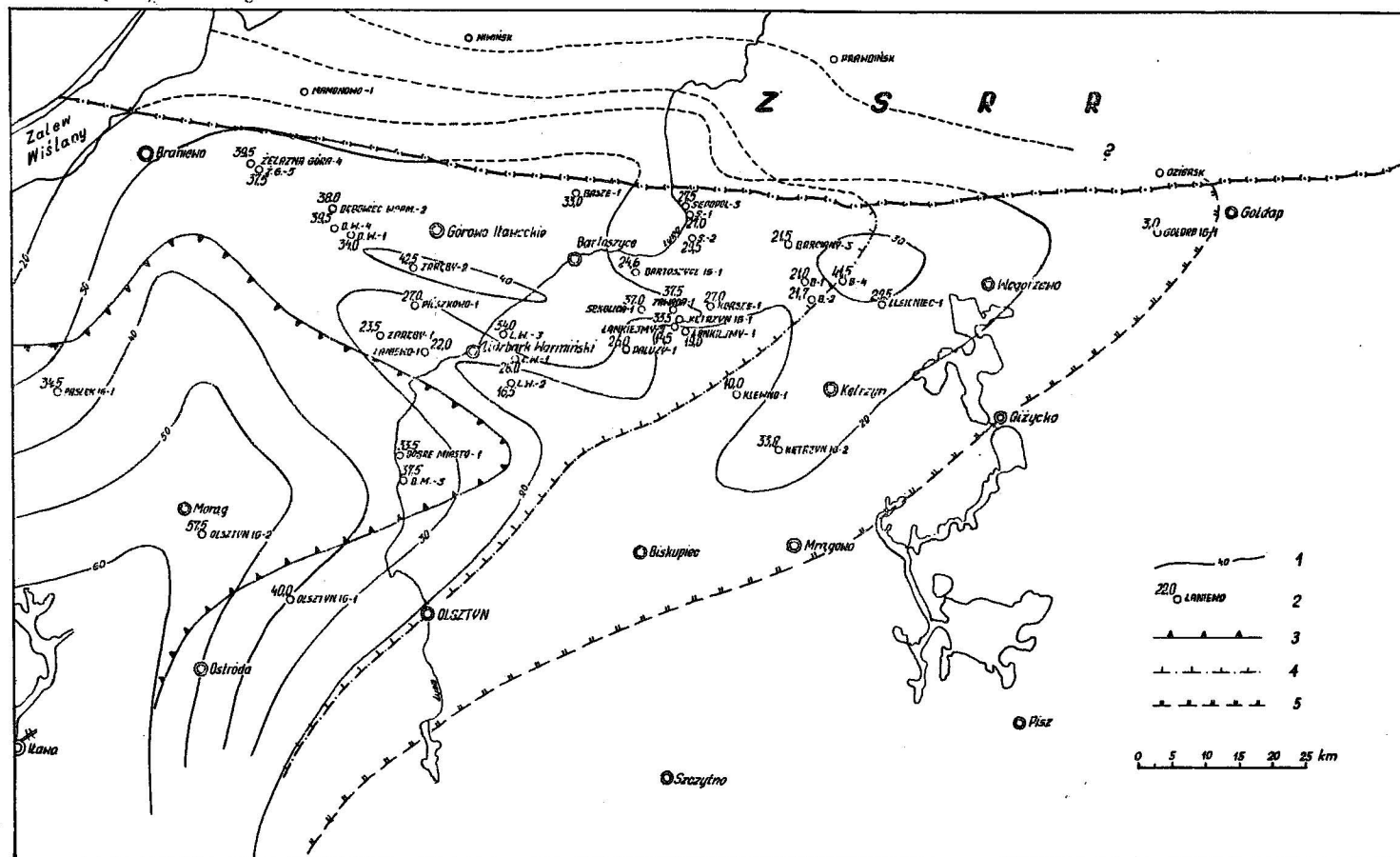
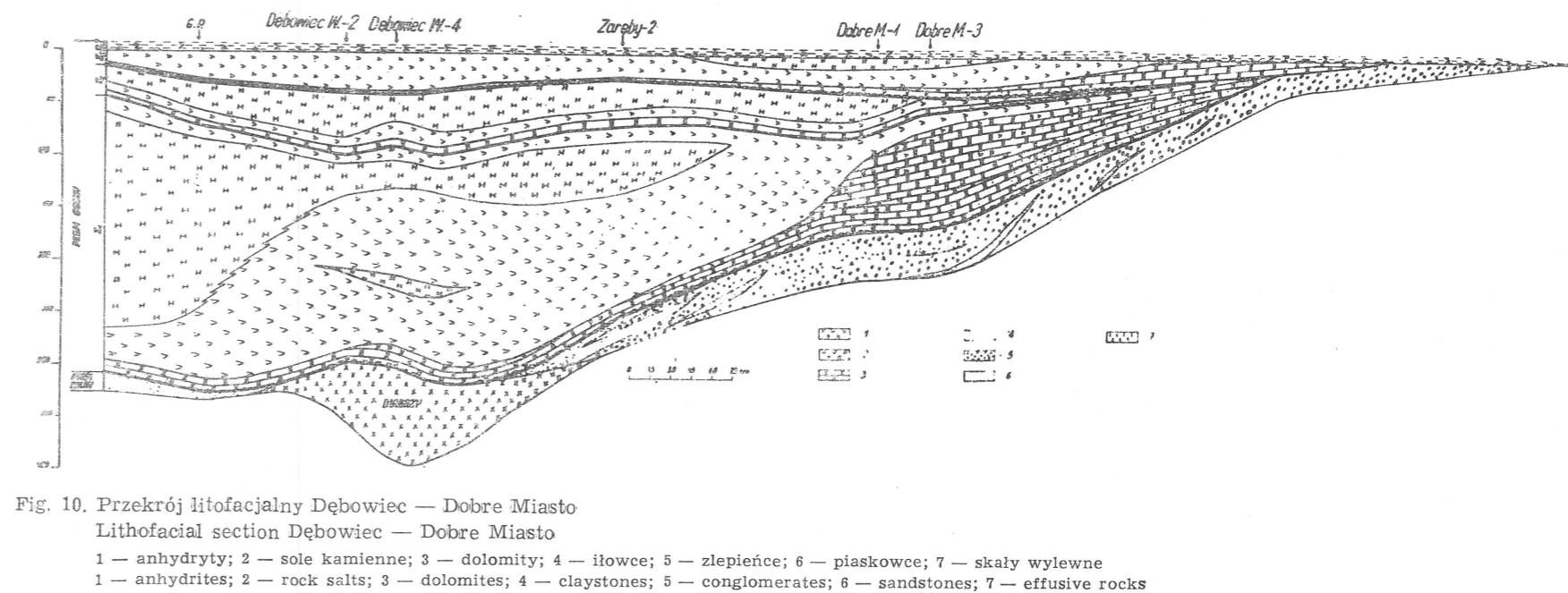
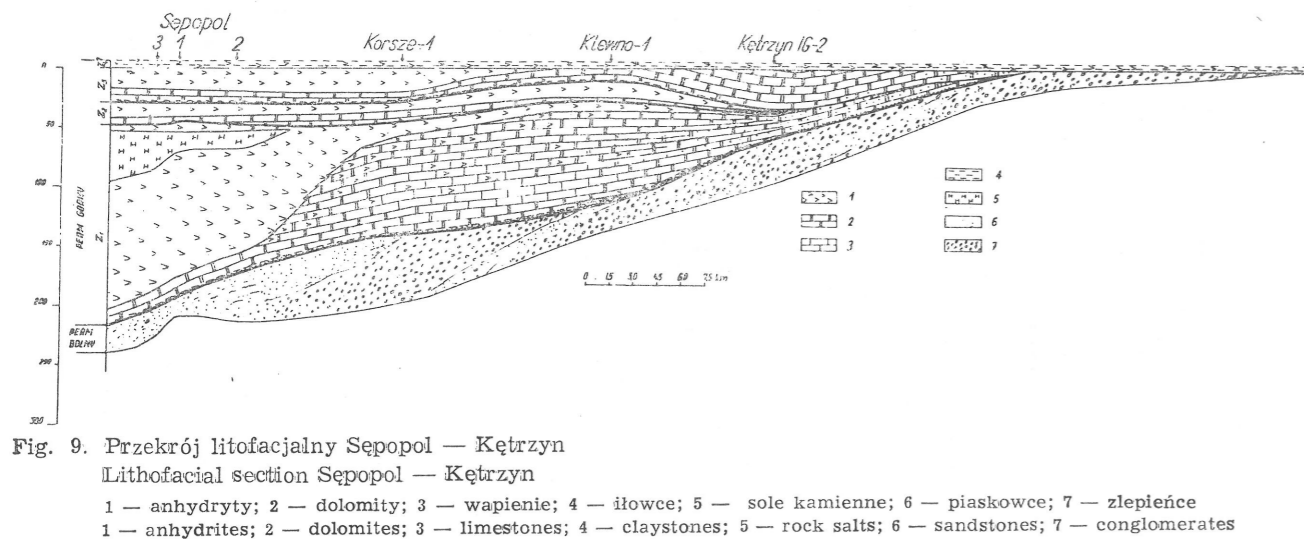
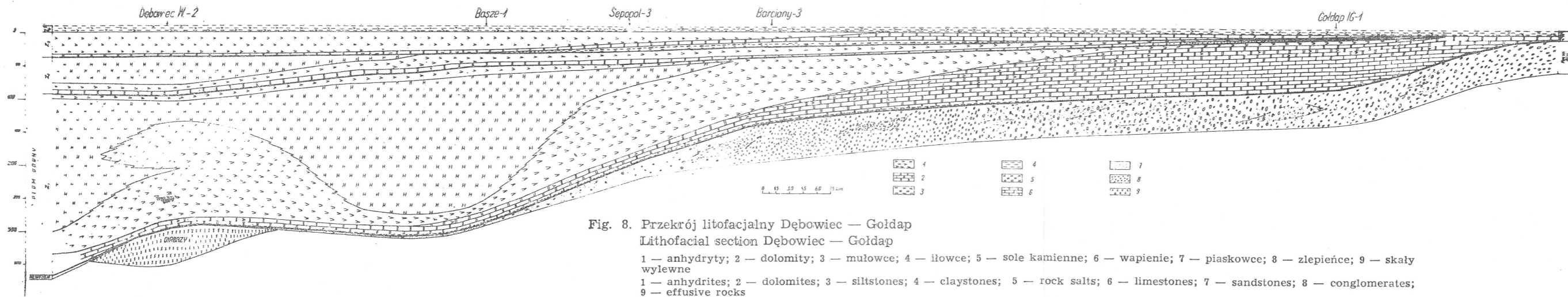


Fig. 7. Mapa miąższości cyklotemu Z3 cechsztnu (Leine)

Thickness map of cyclothem Z3 of Zechstein (Leine)

1 — izopachyty cyklotemu Z3 cechsztnu co 10 m; 2 — otwory wiertnicze (liczba przy otworze oznacza miąższość osadów cyklotemu Z3 w m); 3 — zasięg facji chlorkowej; 4 — zasięg facji siarczanej; 5 — zasięg szarego iłu solnego łącznie z dolomitem płytowym
 1 — isopachous lines of cyclothem Z3, 10 m apart; 2 — bore holes (number at bore hole determines thickness of deposits of cyclothem Z3 in metres); 3 — extent of chloride facies; 4 — extent of sulphate facies; 5 — extent of grey salt clay along with Plattendolomit



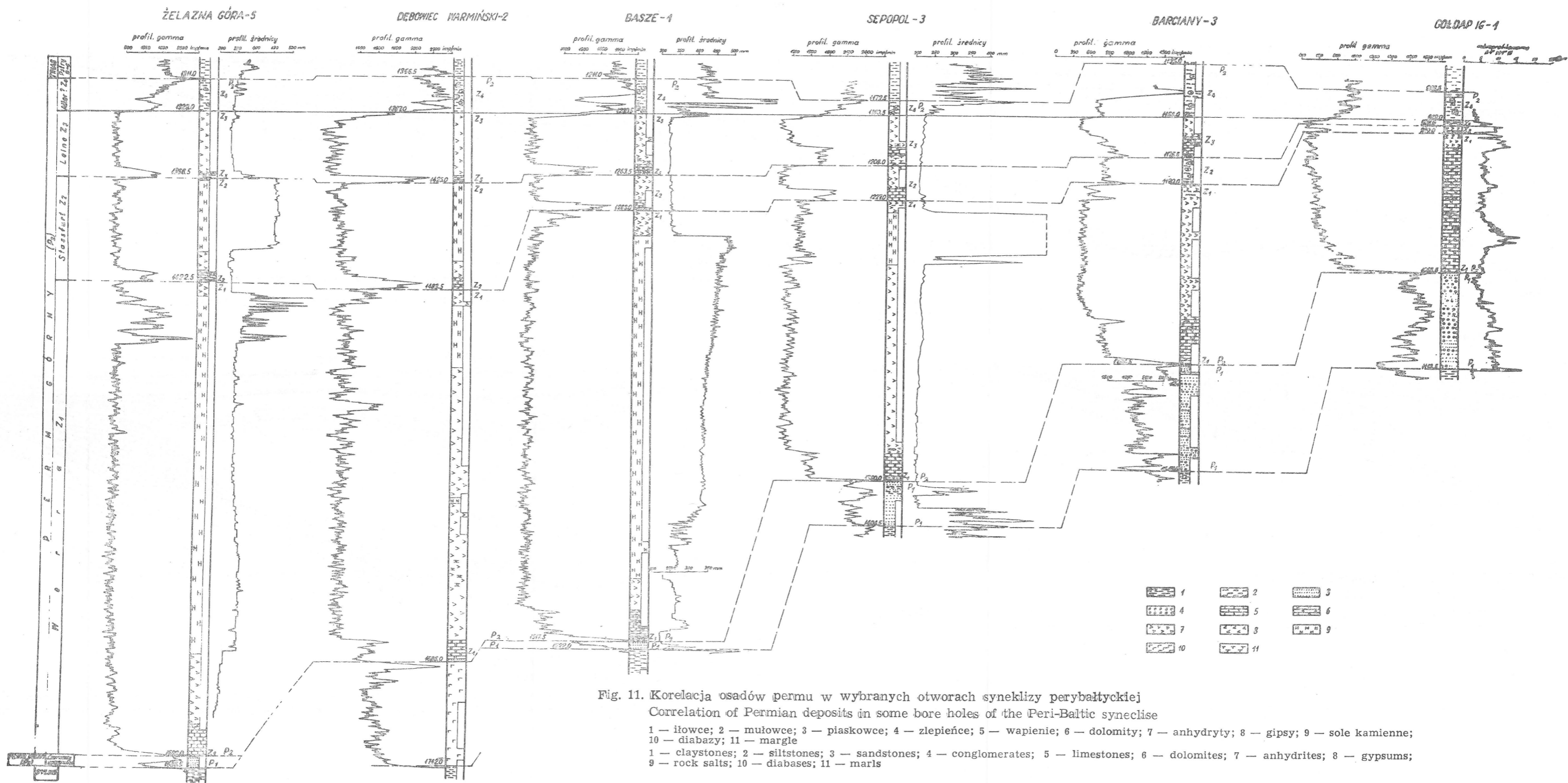


Fig. 11. Korelacja osadów permu w wybranych otworach syneklizy perybałtyckiej
Correlation of Permian deposits in some bore holes of the Peri-Baltic syncline

1 - ilowce; 2 - mułowce; 3 - piaskowce; 4 - zlepieńce; 5 - wapienie; 6 - dolomity; 7 - anhydryty; 8 - gipsy; 9 - sole kamienne;
10 - diabazy; 11 - margle
1 - claystones; 2 - siltstones; 3 - sandstones; 4 - conglomerates; 5 - limestones; 6 - dolomites; 7 - anhydrites; 8 - gypsums;
9 - rock salts; 10 - diabases; 11 - marls

CYKLOTEM LEINE (Z3)

Osady cyklotemu Leine (fig. 7) — z wyjątkiem południowej części obszaru — mają węższy zasięg niż osady cyklotemów starszych. Występują one przeważnie tylko po stronie polskiej, a ponadto w niezbyt szerokim przygranicznym pasie po stronie radzieckiej. Oś zbiornika sedymentacyjnego przebiega od Gołdapi poprzez Barciany, Sokolicę i dalej ku południowemu zachodowi w stronę Olsztyna. W okolicach Lidzbarku Warmińskiego (Łaniewo — Zaręby) zarysowuje się wyniesiona strefa o znacznie mniejszych miąższościach tych osadów (fig. 7). Ślady tego elementu widoczne są i w starszych ogniwach cechsztynu (fig. 6).

U podstawy cyklotemu Z3 osadziły się ciemnoszare ility o miąższości sięgającej 2 m. Zarówno w profilu pionowym — w partiach stropowych — jak i w poziomym — ku brzegom zbiornika — ility te przechodzą w beżowe dolomity, szaropopielate margle i wapienie dolomityczne z liczną fauną małżową (Barciany 1). W profilu otworu Barciany 4 seria ta osiąga maksymalną miąższość ok. 40 m. Nieco na zachód w głębszej strefie osiowej części basenu doszło do wytrącenia się anhydrytu głównego w maksymalnych miąższościach. Największe miąższości tego poziomu obserwowane są w całej centralnej części badanego obszaru (Zawada 1 — 30,5 m, Zaręby 2 — 38,5 m, Dębowiec Warm. 2 — 34 m, Basze 1 — 27,5 m). Przypuszczenie R. Wagnera o istnieniu tu równoleżnikowego wału anhydrytowego nie znajduje potwierdzenia. Na SW od okolic Dębowca — Zaręb i Lidzbarku Warmińskiego istniały warunki do wytrącania się soli młodszych. Stwierdzono je dotychczas w profilach 5 otworów (Olsztyn IG 2, Pasłek IG 1, Dobrze Miasto 1 i 3, Prabuty IG 1). Sedymentację ewaporatów cechsztyńskich zamyka poziom anhydrytu stropowego Leine.

Na całym omawianym obszarze ewaporaty cechsztyńskie przykryte są około 20—25-metrową serią bunatnoczerwonych osadów mułowcowo-iłowcowych, przechodzących ku górze w osady piaskowca pstrego. Seria ta różni się od osadów triasu brakiem wyraźnego warstwowania i zdecydowanie większym udziałem anhydrytów i gipsów. A. Szyperko-Słiwczyńska serię tę wyróżnia jako „warstwy przejściowe” i wyraża przypuszczenie, że mogą one należeć już do osadów cyklotemu Aller. Seria ta stanowi niewątpliwie zakończenie sedymentacji osadów cechsztyńskich. Powstała ona w warunkach wysychających lagun, przy czym wiekowo może ona odpowiadać nie tylko cyklotemowi Z4, ale także (w części wschodniej) i starszym ogniwom cechsztynu.

WNIOSKI

1. Decydujący wpływ na charakter i miąższość osadów cechsztynu miała morfologia dna morskiego, uzależniona w dużym stopniu od pionowych ruchów podłoża podpermskiego (fig. 1).
2. W czasie sedymentacji dolnych ogniw cechsztynu w morfologii dna morskiego zaznaczały się elewacje o kierunku NNW-SSE (Zaręby — Dębowiec oraz prawdopodobnie w rejonie Pasłeka).
3. Pionowe, zróżnicowane ruchy podłoża podpermskiego, akcentujące się w czasie sedymentacji poszczególnych ogniw cechsztynu, powodowały regionalne i lokalne zmiany miąższości i charakteru osadów tego wie-

ku. Na zjawiska te zwracał już wcześniej uwagę S. Tyski (S. Depowski, S. Tyski, 1968).

4. Najszerszy zasięg i największą głębokość miało morze cechsztyńskie w cyklotemie Werra, stąd też największe miąższości osadów tego wieku.

5. Wyniki ostatnich wierceń potwierdziły wnioski S. Tyskiego (1960) i R. Wagnera o asymetryczności zbiornika cechsztyńskiego i stopniowym przesuwaniu się osi basenu ku południowi.

5. Kompleks osadów cyklotemu Stassfurt jako całość nie leży przekraczając na utworach cyklotemu Werra. Niemniej facje chlorkowe cyklotemu Stassfurt występują bardziej ku południowi niż sole Werra.

6. Osady cyklotemu Leine leżą wyraźnie przekraczając na utworach cyklotemu Stassfurt, a w południowej części omawianego obszaru również przekraczając na osadach cyklotemu Werra.

Przedsiębiorstwo Poszukiwań
Naftowych w Wołominie
Nadesłano dnia 24 maja 1971 r.

PIŚMIENNICTWO

- CZAJOR E., WAGNER R. (w przygotowaniu do druku) — Perm. W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Opracowanie zbiorowe pod redakcją A. Laszkiewicz. Biul. I.G.
- DEPOWSKI S., TYSKI S. (1968) — Budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej i warunki występowania bituminów. *Prz. geol.*, **16**, p. 329—330, nr 7. Warszawa.
- JURKIEWICZ H. (1970) — Rozwój litologiczny cechsztynu w zachodniej części Nieceki Nidziańskiej. *Kwart. geol.*, **14**, p. 79—85, nr 1. Warszawa.
- JUSKOWLAKOWA M., POKORSKI J. (1970) — Osady permu dolnego w syneklizie perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **224**. Warszawa.
- KLAPCINSKI J. (1964) — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, p. 551—573, nr 4. Kraków.
- KLAPCINSKI J. (1967) — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, p. 467—486, nr 4. Kraków.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J. (1963) — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. geol.*, **11**, p. 505—508, nr 12. Warszawa.
- POBORSKI J. (1969) — Nowy obraz stosunków litofacjalnych w zagłębiu cechsztyńskim w Polsce. *Kwart. geol.*, **13**, p. 93—99, nr 1. Warszawa.
- PODEMSKI M. (1970) — Szary spągowiec w okolicy Nowej Soli. *Kwart. geol.*, **14**, p. 291—302, nr 2. Warszawa.
- RIECHTER-BERNBURG G. (1955) — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **105**, p. 843—854, nr 4. Hannover.
- SUWEIZDIS P. (1968) — Rola ruchów kaledońskich i hercyńskich w rozwoju tektonicznym obszaru nadbałtyckiego. *Kwart. geol.*, **12**, p. 797—811, nr 4. Warszawa.

- TYSKI S.** (1960) — Niektóre problemy geologiczne w północno-wschodniej Polsce w nawiązaniu do obszarów przyległych. *Prz. geol.*, 8, p. 185—190, nr 4. Warszawa.
- СУВЕИЗДИС П. И.** (1965) — К вопросу о возрасте „немой” толщи терригенных подцехштейновых образований Южной Прибалтики. *Гос. геол. ком. СССР, Инст. Геол. Вильнюс.*

Florian STOLIARCZYK

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРМИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИБАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Резюме

В статье представлены новые данные о пермских отложениях северо-восточной части Польши. Интенсивные геологические и буровые работы, проводившиеся в том районе за последние годы, позволили составить карты мощности и распространения основных пермских фаций (фиг. 1—7). Обломочные отложения, относимые здесь к нижней перми, к западу имеют более широкое распространение, чем предполагалось ранее. Распределение мощности нижней перми исключительно зависело от морфологии подпермской поверхности (фиг. 1—2). На форму этой поверхности большое влияние оказывали как древние дислокационные зоны, так и петрографическая неоднородность пород подпермского основания.

На характер и мощность отложений цехштейна решающее влияние оказывала морфология морского дна, которая в большой степени зависела от вертикальных движений подпермского основания (фиг. 1). На эти явления уже раньше обращал внимание С. Тыски (1967, 1968). Во время седиментации нижних элементов цехштейна (фиг. 4—6) в морфологии морского дна обозначились поднятия почти меридиональной направленности (Зарембы — Дембовец и в районе Пасленка). Наиболее широкое распространение и самую большую глубину цехштейновое море имело в циклотеме Вэрра, отсюда и самая большая мощность отложений этого возраста (фиг. 5, 8—10). Вблизи южного края бассейна в том циклотеме осаждались карбонаты максимальной мощности, а немного дальше от берега и на возвышенностях сульфаты значительной мощности, в депрессиях же соли (фиг. 4).

Результаты бурения последних скважин подтвердили выводы С. Тыского и Р. Вагнера о асимметричности цехштейнового бассейна и постепенном перемещении оси бассейна к югу. Хотя комплекс отложений Стассфурт, как целое, не залегает несогласно на отложениях циклотема Вэрра, хлоридные фации Стассфурт залегают южнее солей Вэрра (фиг. 10). Отложения циклотема Лейне залегают с отчетливым несогласием на отложениях Стассфурт, а в южной части описываемой территории также на отложениях Вэрра (фиг. 9, 10).

Florian STOLIARCZYK

NEW DATA ON THE PERMIAN DEPOSITS IN THE EASTERN PART OF THE PERI-BALTIC SYNECLISE

Summary

The paper presents new data on the Permian deposits found to occur in the north-eastern areas of Poland. Intense geological and drilling activity, recently carried on in this region, allowed both thickness map and map of main Permian

facies extents (Figs. 1—7) to be drawn. Clastic deposits, related here to the Lower Permian, extend somewhat farther to the west than previously supposed. The thickness of the Lower Permian deposits strongly depended upon the morphology of the sub-Permian surface (Figs. 1 and 2). The form of this surface was then affected by some older dislocation zones and by a petrographical differentiation of the rocks in the sub-Permian basement.

Both the character and the thickness of the Zechstein deposits depended here mainly upon the sea bottom morphology which was strongly affected by vertical movements of the sub-Permian basement (Fig. 1). These phenomena have already before been emphasized by S. Tyski (1967, 1968). During the sedimentation of the Zechstein lower members (Figs. 4—6) the sea bottom was being uplifted and the elevations were characterized almost by a meridional direction (Zareby — Dębowiec and region of Pasłek). The greatest extent and the greatest depth of the Zechstein sea were characteristic of the Werra cyclothem, thus at present the greatest thicknesses may be encountered here in the deposits of this age (Figs. 5, 8—10). In a zone situated near the southern shore of the sedimentary basin, carbonates precipitated in this cyclothem on a large scale, forming deposits of maximum thickness. Somewhat farther offshore and on the elevations, sulphates produced thick deposits, and in the depressions — salts were laid down (Fig. 4).

The results of the recent drillings proved the conclusions drawn by S. Tyski and R. Wagner as to the asymmetric character of the Zechstein basin and the gradual displacement of the basin axis to the south. Although the complex of the Stassfurt sediments does not, as a whole, rest transgressively on the formations of the Werra cyclothem, the Stassfurt chloride facies are observed to occur more southwards than the Werra salts (Fig. 10). On the other hand, the sediments of the Leine cyclothem distinctly overlap the Stassfurt formations and, within the southern part of the area in study, also the Werra ones (Figs. 9 and 10).