



Ryszard DADLEZ

Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin – Chojnice

W utworach dewonu i karbonu wyróżniono 10 głównych kompleksów skalnych. Sedymentacja rozpoczęta zapewne w wyższym dolnym dewonie ma w strefie brzeżnej charakter głównie oldredowy do środkowego dewonu włącznie. W dewonie górnym dominują utwory wapienno-margliste, które w części środkowej obszaru przechodzą do dolnego karbonu, a w części północno-zachodniej zastąpione zostają przez piaskowce arkozowo-szarogłazowe, łupki i węglany. Sedymentacja przerywana jest dwoma krótkimi okresami erozji w najniższym dolnym karbonie i na pograniczu dolnego i górnego karbonu. Zasadnicza przebudowa tektoniczna i powszechne procesy denudacji nastąpiły na przełomie karbonu i permu.

WSTĘP

Od 1958 roku w strefie Koszalin — Chojnice (północno-zachodnia Polska) wykonano 72 otwory wiertnicze, które nawierciły kompleksy podpermskie (fig. 1). Wyniki badań tych profilów są rozproszone w różnych publikacjach lub opracowaniach archiwalnych, dotyczących bądź to poszczególnych otworów lub grup otworów, bądź też poszczególnych jednostek stratygraficznych, bądź wreszcie oddzielnych podregionów lub grup faunistycznych. Brak jest natomiast — jak dotychczas — ujęcia ogólnego, które choć w dużym skrócie referowałoby główne rysy profilu tych osadów. Naturalna kolejność przedstawiania wyników badań — od ogółu do szczegółu — została zatem odwrócona, przy czym stratygrafię profilów umieszczano na ogół od razu w schematach chronostratygraficznych, pomijając wydzielenie kompleksów skalnych i ich korelację.

Biorąc od samego początku czynny udział w tej akcji rozpoznawczej, jako współprojektant niektórych otworów i jako opiniodawca większości projektów przemysłu naftowego, miałem wpływ na kierunek i tok

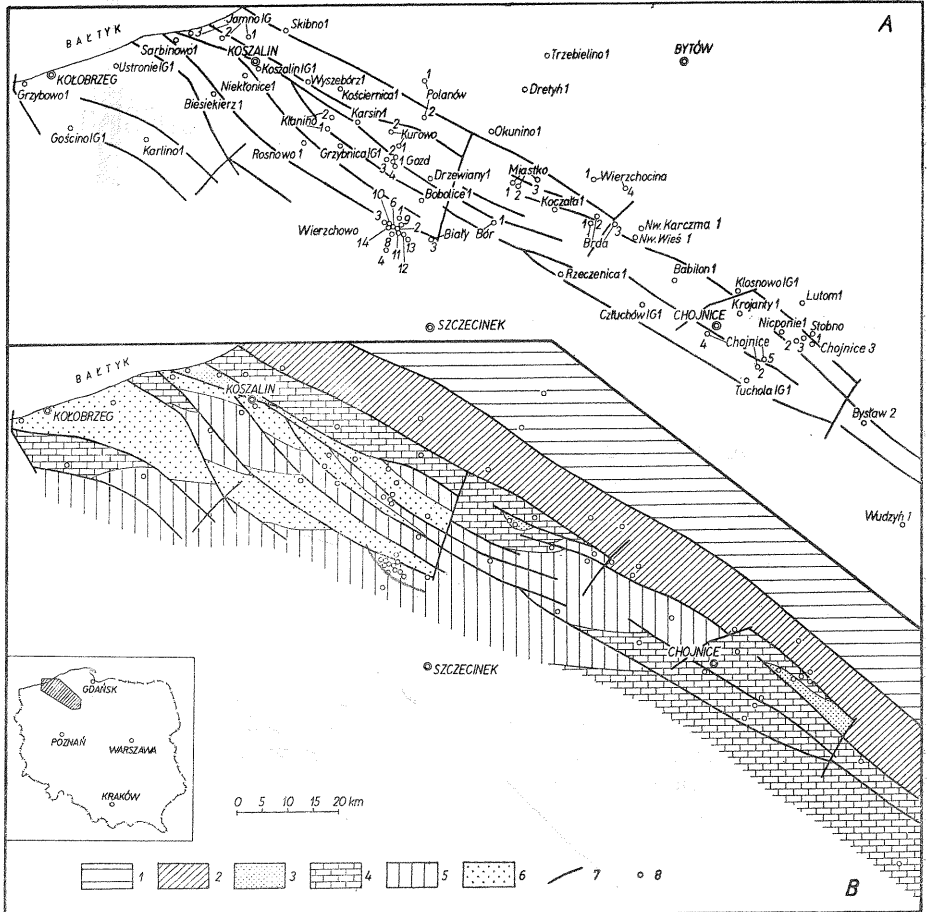


Fig. 1. Położenie otworów wiertniczych z profilami utworów przedpermicznych na tle: głównych uskoków (A) oraz uproszczonej mapy bez utworów permu (B)

Situation of boreholes with pre-Permian sequences on the background of: main faults (A) and simplified sub-Permian map (B)

1 — słabo zaburzone utwory ordowiku i syluru; 2 — sfaldowane utwory ordowiku i syluru; 3 — dewon dolny i środkowy; 4 — dewon górny; 5 — karbon dolny; 6 — karbon górny; 7 — ważniejsze uskoki; 8 — otwory wiertnicze

1 — slightly disturbed Ordovician and Silurian strata; 2 — folded Ordovician and Silurian strata; 3 — Lower and Middle Devonian; 4 — Upper Devonian; 5 — Lower Carboniferous; 6 — Upper Carboniferous; 7 — major faults; 8 — boreholes

badań, współuczestnicząc aktywnie w powstawaniu ich koncepcji i mogąc śledzić ich logiczny rozwój. Ponadto profilowałem absolutnie wszystkie rdenie z dyskusowanych otworów, zwracając przy tym szczególną uwagę na stopień ich zaangażowania tektonicznego.

Te wszystkie względy skłoniły do podjęcia opracowania, któremu przyświecają następujące cele:

— podanie jak najogólniejszej charakterystyki utworów przedpermicznych, opartej na obserwacjach własnych, a więc stosunkowo jednolitej w ujęciu;

— dokonanie na tej podstawie podziału na główne kompleksy litologiczne, uzupełnionego danymi o stratygrafii i wykształceniu zaczerpniętymi z publikowanych i niepublikowanych źródeł;

— stworzenie w ten sposób podstawy do dalszych szczegółowych dyskusji nad stratygrafią, paleogeografią i tektoniką tych utworów;

— wyprowadzenie wniosków, które wynikają z megaskopowej obserwacji układu przestrzennego dyskutowanych kompleksów, oraz wskazanie zasadniczych problemów badawczych, które w przyszłości powinny być rozwiązywane.

Począwszy od pierwszych wzmianek o podłożu permu (A. Tokarski, 1959; J. Poborski, L. Cimaszewski, 1961; R. Dadlez, 1965, 1967) ukazały się liczne prace poświęcone tym zagadnieniom. Najpełniej opracowane są utwory ordowiku i syluru (Z. Modliński, 1968; H. Tomczyk, 1968; L. Teller, K. Korejwo, 1968a, b, c; L. Teller, 1969, 1974; W. Bednarczyk, 1974; B. Żbikowska, 1974). O utworach dewonu i karbonu pisali: M. Pajchłowa (1964, 1968, 1971, 1977), H. Łobanowski (1968, 1969), A. M. Żelichowski (1968, 1971, 1972, 1977), A. Stasińska (1969), K. Korejwo (1969, 1975, 1976), M. Nehring (1971), H. Matyja (1972, 1975a, b, 1976), H. Krawczyńska-Grocholska (1975), E. Turnau (1975), a w zakresie petrografii i mineralogii J. Dadlez (1975, 1976, 1977) i M. Muszyński (1976). Sporo danych z badań biostratygraficznych kryje się także w licznych opracowaniach archiwalnych. Brali w nich udział — oprócz wymienionych autorów publikacji — m. in. J. Fedorowski, M. Różkowska, S. Woszczyńska, J. Kuchciński, K. Bojkowski, T. Migier, A. Jachowicz, M. Szulczewski, L. Miłaczewski i L. Jakubowska. Wszystkie określenia pięter stratygraficznych zamieszczone na fig. 2—12 oparte są na oznaczeniach skamieniałości, dokonanych przez wymienionych autorów, natomiast określenia litologii i zaburzeń tektonicznych, definicje granic i korelacja wynikają wyłącznie z moich własnych obserwacji i interpretacji.

Z opracowań archiwalnych zasługują na uwagę zestawienia korelacyjne profilów sporządzone przez J. Kuchcińskiego i B. Sikorskiego (1971) oraz A. Łobze (1976).

Pragnę serdecznie podziękować Kolegom ze służby geologicznej przemysłu naftowego, a w szczególności mgrowi inż. L. Cimaszewskiemu, mgrowi inż. A. Łobzie, mgrowi inż. B. Sikorskiemu i mgr inż. A. Oświecimskiej za zawsze chętnie udostępnianie materiałów i próbek. Wiele osób z Instytutu Geologicznego brało udział w wymianie myśli na poruszane tematy. Miło mi jest wyrazić wdzięczność przede wszystkim doc. mgr M. Pajchłowej oraz Żonie mojej, mgr J. Dadlez za liczne uwagi i sugestie, a także mgrowi R. Wagnerowi i mgrowi J. Pokorskiemu za częste ożywione dyskusje nad rdzeniami. Ilustracje kreśliły I. Myśliż, D. Ziomek i L. Patynowska.

KORELACJA

Zasadniczym materiałem w artykule są zestawienia korelacyjne wszystkich profilów wiertniczych, zgrupowanych w naturalne zespoły.

(fig. 2—12). Przedstawiają one główne typy skał bez drugorzędnych odmian i drobniejszych wkładek. Krzywe profilowania geofizycznego wybrano pod kątem udokumentowania przyjętych granic między kompleksami i pakietami skalnymi. Ponieważ w dotychczasowych opracowaniach stosowano różne systemy oznaczeń literowych lub liczbowych wydzielonych kompleksów, a nawet wprost nazwy pięter chronostratygraficznych, wobec tego zaproponowałem tutaj — dla uporządkowania nieco skomplikowanej sytuacji — nieformalne nazwy z członem definiującym pochodzącym od nazwy geograficznej. Proces formalizowania tych jednostek jest sprawą przyszłości, może on przy tym natrafić na trudności z powodu skąpego materiału skalnego i jego często nienadzwyczajnego stanu zachowania.

Zestawienia dla starszego paleozoiku (fig. 2 i 3) wykonano w sposób uproszczony. Z jednej strony ze względu na znaczną monotonię wykształcenia (dominacja łupków graptolitowych) wyróżnienie kompleksów skalnych jest tu niemożliwe, z drugiej zaś dokumentacja biostratygraficzna jest stosunkowo najlepsza. Wykorzystując zatem tę dokumentację, ustawiono profile zgodnie z ich pozycją biostratygraficzną, przypadki wątpliwe oznaczając pytajnikami. Wysokość rubryk poszczególnych pięter nie ma oczywiście nic wspólnego z ich rzeczywistą grubością, przede wszystkim z powodu silnego tektonicznego naruszenia warstw, fragmentaryczności profilów (praktycznie bez definicji granic między piętrami) oraz symbolicznego zaznaczenia pięter nie występujących w otworach.

Te dwa zestawienia nie będą dalej szczegółowiej omawiane. Na ich tle zasługuje na podkreślenie: kontrast między słabo zaburzonymi najmłodszymi profilami położonymi na przedpolu strefy sfałdowanej a silnie zaburzonymi profilami starszymi (fig. 2), następnie obecność wkładek piaskowców drobnoziarnistych w profilu Nw. Karczma 1 (którego pozycja stratygraficzna nie jest jednak pewna — fig. 2), wreszcie parokrotnie stwierdzone występowanie bentonitów (Z. Modliński, 1978). Dominacja wystąpień karadoku w profilach mogłaby dowodzić wyrównanej powierzchni sfałdowania (amplitudy silnie złuskowanych fałdów). Bardziej prawdopodobnie jednak jest ona wynikiem doboru statystycznego, jeśli — jak wykazują ostatnie badania — karadok trwał 2—6-krotnie dłużej niż pozostałe piętra ordowiku (M. Churkin, C. Carter, B. R. Johnson, 1977).

Trudności w korelacji dewonu i karbonu (fig. 4—12) wynikają z: a — pierwotnych zmian miąższości i wykształcenia osadów składanych w strefie ogólnie tektonicznie aktywnej; b — wtórnych zmian diagenetycznych w skałach; c — silnego tektonicznego zaangażowania obszaru, głównie pocięcia uskokami; d — skąpych i czasem sprzecznych (zależnie od analizowanej grupy skamieniałości) określeń biostratygraficznych; e — niedostatków informacji, do których należą bardzo rzadkie rdzenie oraz nieujednoliczone i czasem złej jakości pomiary geofizyki otworowej.

Duże zmiany pierwotne ilustruje np. fig. 6, 8 i 9. Zmiany wtórne, to przede wszystkim dolomityzacja wapieni, związana z infiltracją roztworów przy uskokach (fig. 8 — Karsin 1) lub w pobliżu przedpermskiej powierzchni erozyjnej (fig. 4 — Kościernica 1, Wyszebórz 1, Miastko 3, Koczała 1; fig. 6 — Stobno 3, Chojnice 3). W profilu Kościernicy (fig. 4)

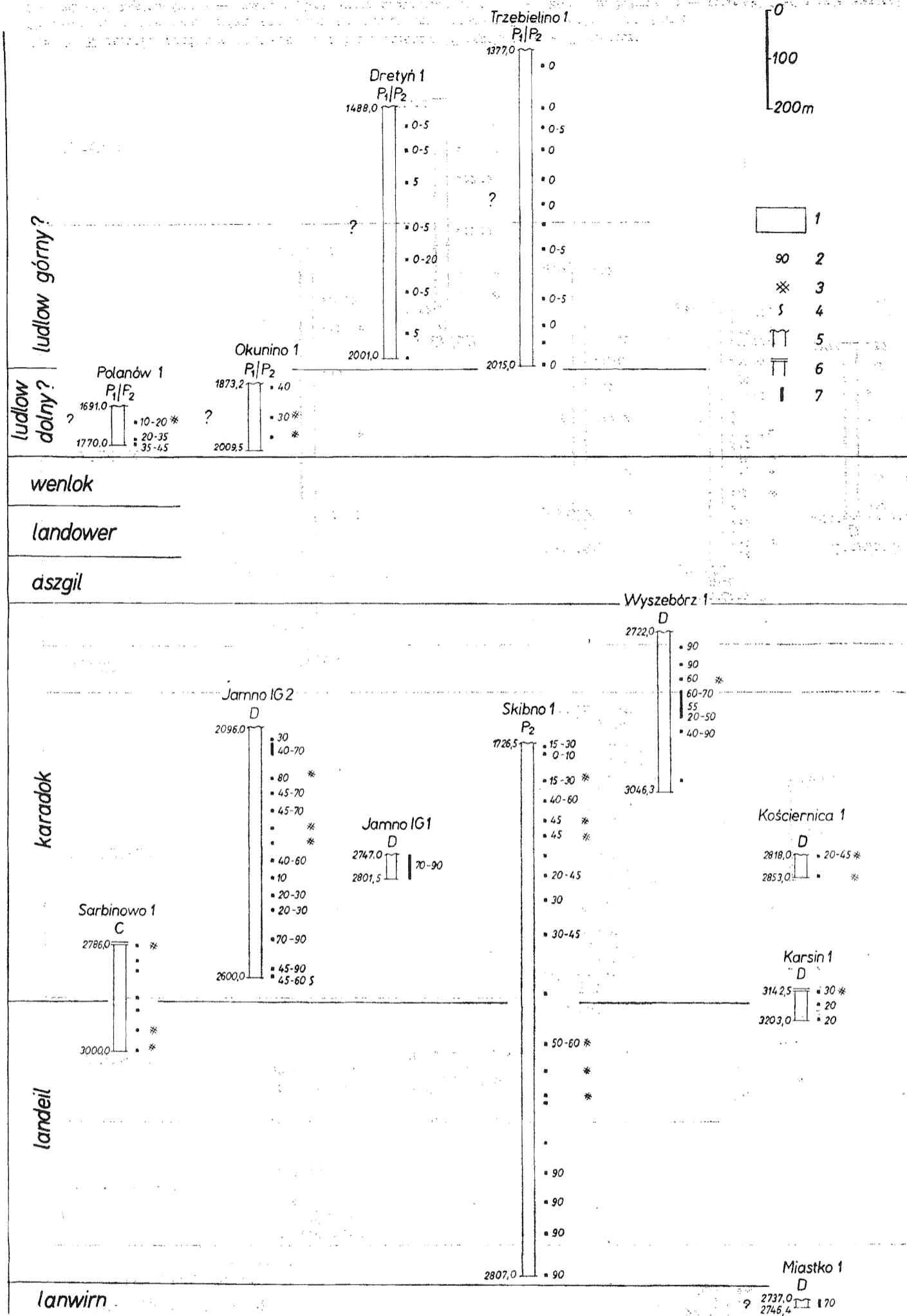


Fig. 2. Korelacja profili ordowiku i syluru między Sarbinowem a Trzebielinem
Correlation of the Ordovician and Silurian sequences between Sarbinowo and Trzebielino

1 — łupki ilaste; 2 — upady w stopniach; 3 — skały strzaskane i zlustrowane; 4 — skały zapewne przefalowane; 5 — powierzchnia erozyjna; 6 — płaszczyna uskoku; 7 — odcinki rdzeniowane; D — dewon; C — karbon; P₁/P₂ — warstwy darłowskie lub miastockie permu (według J. Pokorskiego, 1976); P₂ — cechsztyń

1 — shales; 2 — dips in degrees; 3 — fractured and slickensided rocks; 4 — probably overturned beds; 5 — erosional surface; 6 — fault plane; 7 — cored intervals; D — Devonian; C — Carboniferous; P₁/P₂ — Darłowo or Miastko Beds of the Permian (after J. Pokorski, 1976); P₂ — Upper Permian — Zechstein

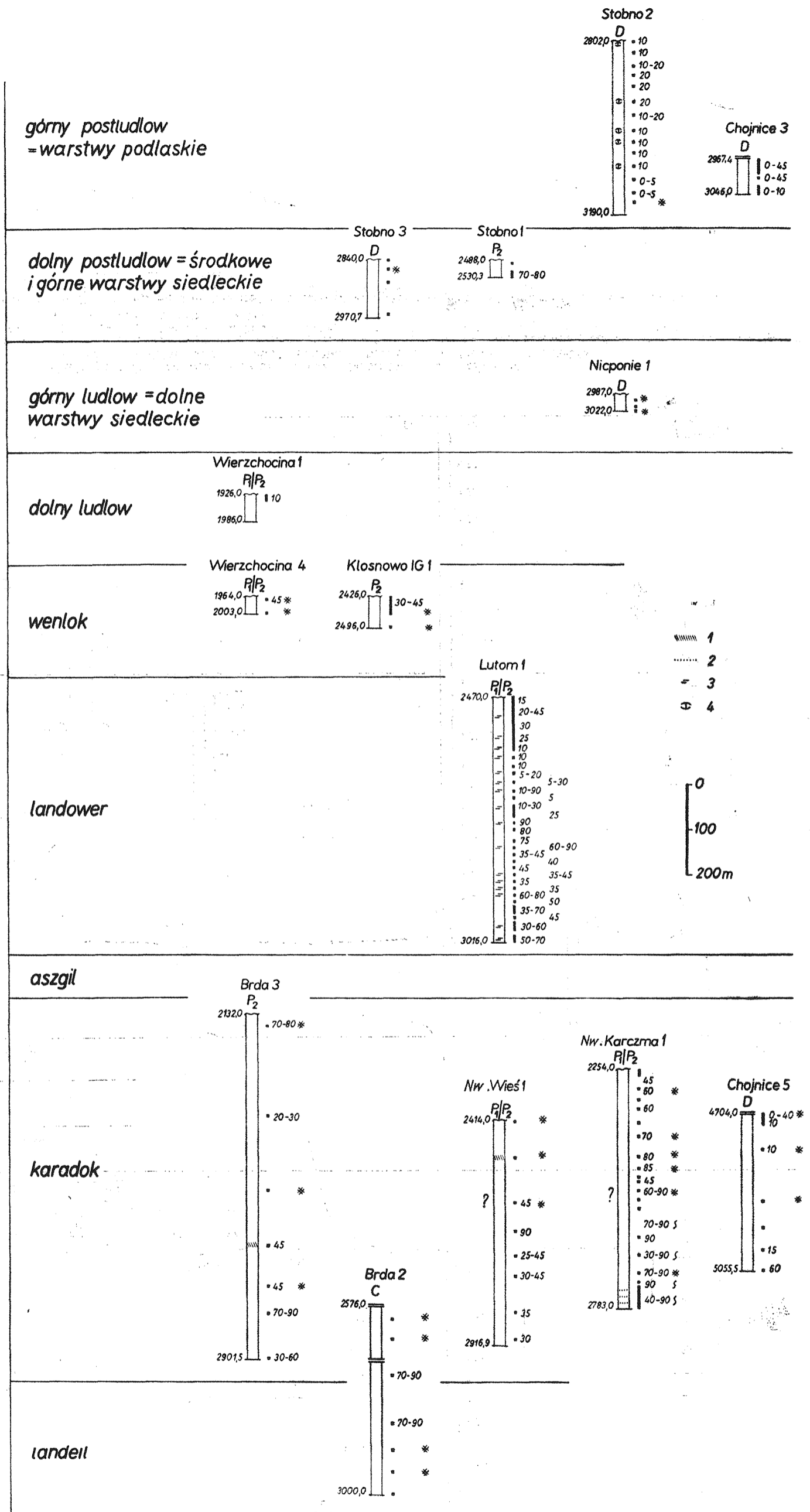


Fig. 3. Korelacja profili ordowiku i syluru między Wierzchociną a Lutomiem

Correlation of the Ordovician and Silurian sequences between Wierzchocina and Lutom

1 - wkladki bentonitow; 2 - wkladki piaskowcow drobnoziarnistych; 3 - wkladki mułowcow; 4 - soczewki i wtracenia wapieni; pozostałe objaśnienia przy fig. 2
 1 - bentonite beds; 2 - fine-grained sandstone beds; 3 - siltstone beds; 4 - limestone lenses and intercalations; for other explanations see Fig. 2

proces ten może być związany z obu przyczynami. Świadczy o tym lokalne potrzaskanie skał przy jednoczesnym lokalnym braku przykrycia utworami cechsztynu — przedłużony okres odsłonięcia podłoża spowodował dłuższe oddziaływanie subaeralnych procesów diagenetycznych. Dolomityzacja sprawiła ogólnie, że niektórych pakietów dolomitowych nie można bezkrytycznie korelować, bo mogą nie być równowiekowe.

Uskoki wytrącające fragmenty profilu stwierdzano niejednokrotnie. Najjaskrawsze tego przykłady to kontakt górnego karbonu z ordowikiem w otworze Sarbinowo 1 (fig. 12 — obecność dolnego karbonu jest tu dyskusyjna), dolnego karbonu z ordowikiem w otworze Brda 2 (fig. 11) oraz górnego dewonu z ordowikiem w otworze Karsin 1 (fig. 8). O uskokowym charakterze tych kontaktów świadczy konsekwentne uzupełnianie się profilów w sąsiednich otworach. Niekiedy uskoki zostały wyznaczone (np. Chojnice 5 — fig. 5, Chojnice 3 — fig. 6, Drzewiany 1 — fig. 8) na podstawie lokalnych deformacji warstw, przejawów mineralizacji i wycieków ropy, braku strefy przebarwień w utworach ordowiku, znamionującej kontakty erozyjne, a także na podstawie charakterystycznych anomalii na krzywych geofizycznych.

KOMPLEKSY LITOLOGICZNE DEWONU I KARBONU

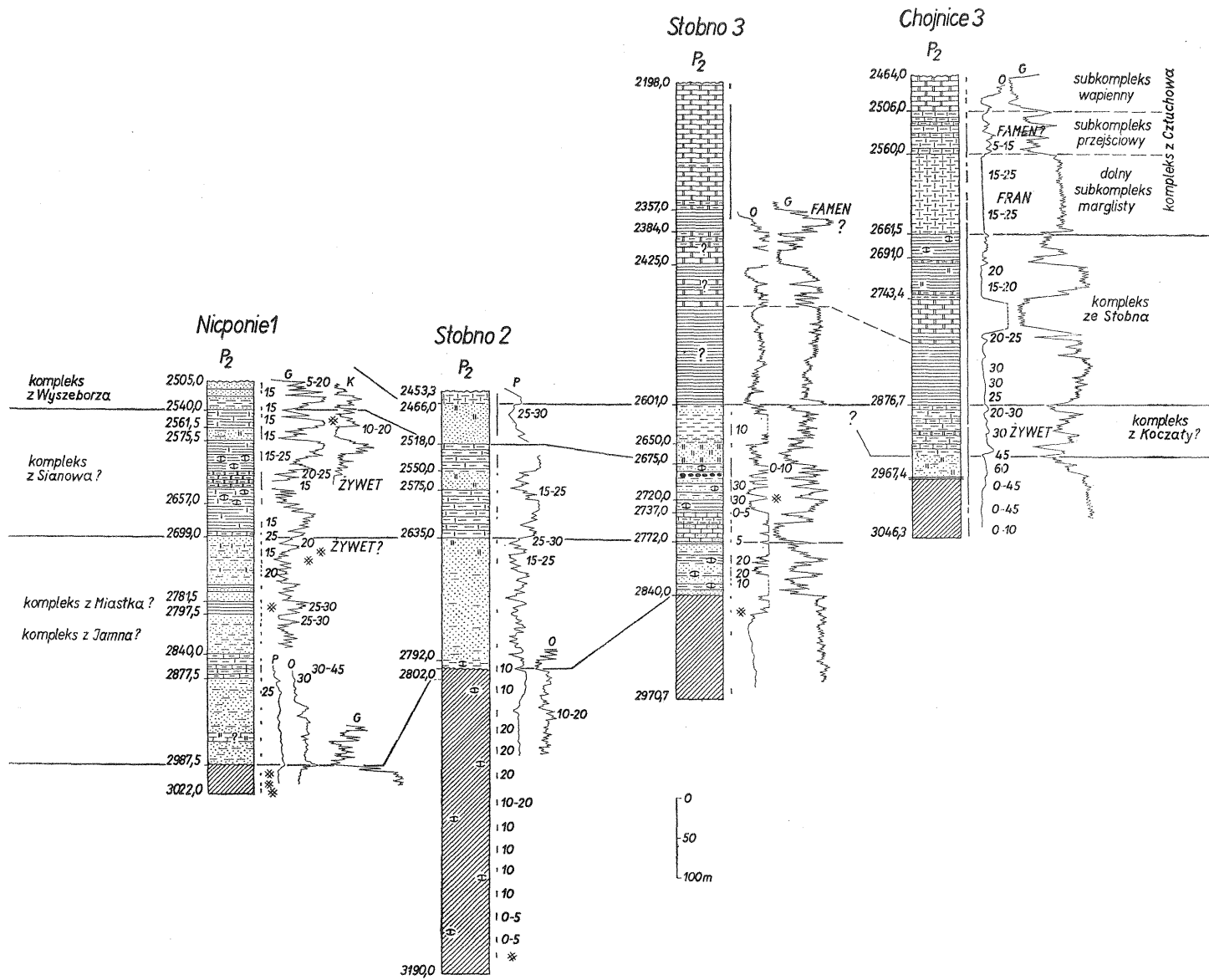
DEWON

Znaczna zmienność wykształcenia uniemożliwiła ustalenie jednolitego podziału utworów dewońskich dla całego obszaru.

W niższej części profilu dewonu strefy facjalnej Jamna (fig. 4) można w większości pełnych profilów wydzielić dwa kompleksy skał klastycznych, pochodzenia prawie wyłącznie śródlądowego o wykształceniu typu old red, przedzielone i przykryte kompleksami skał klastycznych i węglanowych pochodzenia morskiego. Są to:

Kompleks z Jamna — drobnziarniste piaskowce i mułowce kwarcowe, zielonawe, czerwone lub pstre, podrzędnie jasnoszare. Niekiedy wkładki skał ilastych oraz poziomy zlepieńców, w których dominują toczące miejscowych skał ilasto-mułowcowych oraz rzadziej otoczaki kwarcu. Powszechne wtórne spoiwo dolomitowe. Miejscami nagromadzenia szczątków roślin. Cienkie warstwy mułowców z fauną, notowane głównie w górnych odcinkach kompleksu, wskazują na krótkotrwałe ingresje morza. W profilu Miastka w dolnej części pakiet pstrych skał mułowcowo-ilastych z przerostami i gruzłami anhydrytów i wkładkami dolomitów mułowcowych. Zespół mikroflorystyczny w górnej części kompleksu wskazuje na pogranicze emsu i eiflu. Miąższość od 307 do 460,5 m.

Kompleks z Sianowa — iłowce, łupki ilaste i mułowce z podrzędnym udziałem piaskowców oraz z udziałem margli i wapieni marglistych zwiększającym się z NE (Jamno IG 1) ku SW (Koczała 1). W zespole fauny na ogół dominują koralowce, mszywioly, brachiopody. Występują też glony. Fauna ta wskazuje dość jednoznacznie na żywecki wiek kompleksu. Z uwagi na zasięgi niektórych gatunków nie można wykluczyć przynależności jego dolnej części do eiflu. Miąższość od 44 do 154 m.



Kompleks z Wyszeborza — zbliżony litologicznie do kompleksu z Jamna. Drobnodziarniste piaskowce i mułowce, szare, szarozielone lub pstre, często o spoiwie dolomitycznym. W profilach północno-zachodniej części obszaru liczniejsze wkładki zlepieńców z dominacją otoczków kwarcu, a w środkowej części pakiet skał piaskowcowych o grubszym ziarnie, szaroczerwonych, przekątnie uławiconych, zapewne fluwialnych. W części górnej cienkie wkładki mułowcowo-dolomitowe z fauną morską, w których stwierdzono w dwóch miejscach koralowce z franu — granica między żywetem a franem może zatem przebiegać w obrębie tego kompleksu. Miąższość od 198 do 303 m.

Kompleks z Koczały — zbliżony rozwojem litologicznym i charakterem fauny do kompleksu z Sianowa z tą różnicą, że przeważają w nim utwory marglisto-wapienne, występujące obok mułowców, łupków i — znacznie rzadziej — piaskowców. Powszechne procesy dolomityzacji skał węglanowych. Fauna koralowców i brachiopodów dość jednoznacznie określa wiek kompleksu jako frański, i to raczej niższy (dolny? lub środkowy i dolny?) fran. Miąższość w profilu typowym (Koczała 1) 130 m, w pozostałych bywa większa (Jamno IG 1 — 252 m), mimo ściecia przez utwory permu.

W otworze Miastko 1 ponad kompleksem z Jamna sekwencja jest inna niż w sąsiednich profilach i dlatego ten fragment trzeba było wyodrębnić jako:

Kompleks z Miastka — naprzemianległe cienkie pakiety (w układzie cyklów w zasadzie symetrycznych) utworów morskich mułowcowo-ilastych, podrzędnie marglisto-wapiennych (typu kompleksu z Sianowa) z utworami śródlądowymi, piaszczysto-mułowcowymi (typu kompleksów z Jamna i Wyszeborza); stwierdzono co najmniej 6 pakietów skał morskich i tyleż śródlądowych. Dokumentacja biostratygraficzna niejednoznaczna: H. Łobanowski (1968) cały ten kompleks umieszcza w żywecie, A. Stasińska (1969) część najniższą zalicza do eiflu, resztę do żywetu, a warstwy bezpośrednio wyższe do franu. Istnieją dwa warianty korelacji tego kompleksu z profilami sąsiednimi. Według jednego (fig. 4) jest on ekwiwalentem kompleksów z Sianowa i Wyszeborza, według drugiego zaś (fig. 4 i 13) — ekwiwalentem górnej części kompleksu z Jamna.

Znaczna odrębność wykształcenia w drugiej strefie facjalnej: Człuchów — Chojnice (fig. 5) sprawia, że trzeba w niej stosować inny podział. Odrębności facjalne polegają na nie stwierdzeniu w strefie Człuchowa utworów w facji old redu, innym wykształceniu piaskowców oraz innej litologii i innym układzie w profilu kompleksów o przewodzie utworów węglanowych bądź ilasto-marglistych.

Kompleks z Tucholi — w otworze Tuchola IG 1 nieprzebita na odcinku blisko 360 m. Są to 4 pakiety wapieni przedzielone 3 pakietami osadów łupkowo-marglistych, ciemnoszarych w najniższym pakiecie również czerwonych i zielonych. Wapienie, zwłaszcza w dolnych pakietach, noszą cechy utworów rafowych, koralowo-stromatoporowych. Piaskowce kwarcowe drobnodziarniste, często mułowcowe, występują podrzędnie w partiach przejściowych między pakietami wapiennymi a łupkowymi. Sporadycznie fauna żywetu.

Kompleks z Silna — głównie łupki ilaste, rzadziej mułowcowe, niemargliste

Fig. 6. Korelacja profilów dewonu w okolicy Stobna
Correlation of the Devonian sequences in the vicinity of Stobno

Objaśnienia przy fig. 4 i 5

For explanations see Figs. 4 and 5

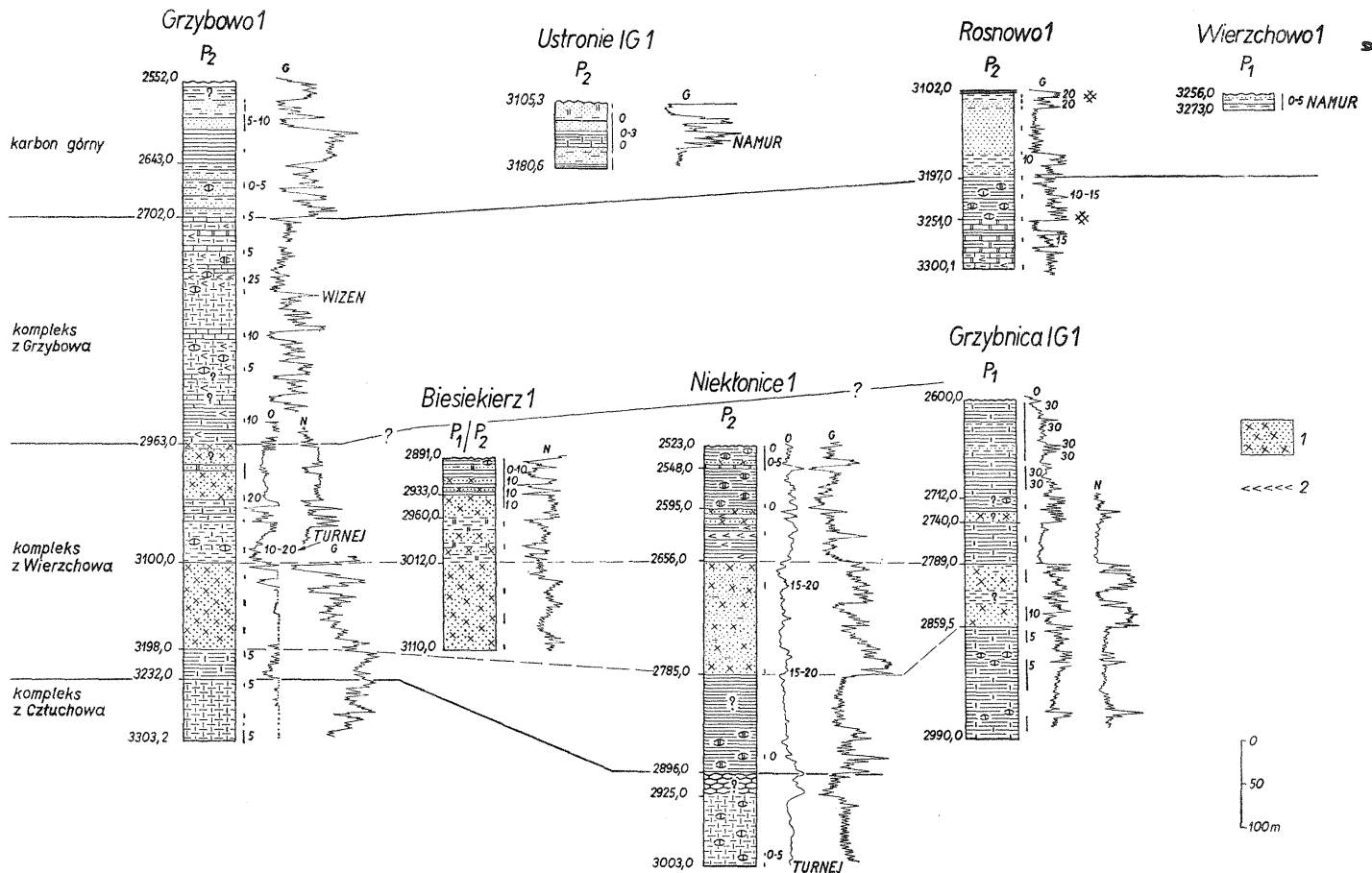


Fig. 7

lub słabo margliste (z wyjątkiem części najniższej), ciemnoszare, niekiedy ze sferysyderytami. W górnej części pakiety piaskowców i mułowców. Miąższość 158—168,5 m. Nieliczna fauna żywetu.

Kompleks z Chojnic — głównie piaskowce drobnziarniste i bardzo drobnziarniste, rzadziej średnioziarniste, niekiedy dolomityczne, jasnoszare lub szarobrazowe. Często smugi ilaste, poziomy toczeńców mułowcowo-ilastych oraz przerosty i liczne wkładki mułowców ciemnoszarych o powszechnych teksturach bioturbacyjnych. Sporadyczne wkładki łupków bezwapiennych lub marglistych. Miąższość 261 m (Chojnice 5) i 96 m (Tuchola IG 1). Wiek nieokreślony (żywet? fran?). Korelacja litostratygraficzna z profilem Człuchów IG 1 niepewna, pozwala na przyjęcie dwóch wariantów (fig. 5).

Również korelacja w regionie Stobna (fig. 6) oraz między nim a pozostałymi regionami (fig. 13) jest utrudniona. Ze względu na obecność osadów facji old redu i ogólne podobieństwo w następstwie pionowym kompleksów, bliższe są analogie ze strefą Jamna odległą o około 50 km niż z oddalonymi o kilka do 10 km profilami rejonu Chojnice — Tuchola. Częste przeplatanie stosunkowo cienkich pakietów osadów old redu i osadów morskich wskazuje na bliższe pokrewieństwo najniższego odcinka profilu w obszarze Stobna z kompleksem z Miastka niż z kompleksem z Jamna — korelacja została potraktowana wariantowo. Wyżej można z zastrzeżeniami odszukać ekwiwalenty kompleksów z Sianowa i Wyszecborza, co potwierdzone jest skąpyimi znaleziskami fauny w pierwszym z nich, wskazującymi najprawdopodobniej na żywet. Kompleks z Wyszecborza zawiera zresztą również wkładki utworów morskich, a zatem wykształcenie jest odmienne od typowych profilów w strefie Jamna.

Ogólnie trzeba podkreślić, że powyżej kompleksów z Wyszecborza i Chojnic następuje wyraźny zanik zwartego występowania osadów piaszczystych i rozpoczyna się dominacja osadów wapiennych i ilastych. Jest bardzo możliwe, że oba kompleksy są mniej więcej równowiekowe, a ich granica górna jest izochroniczna i zaznacza regionalne zahamowanie dopływu materiału klastycznego.

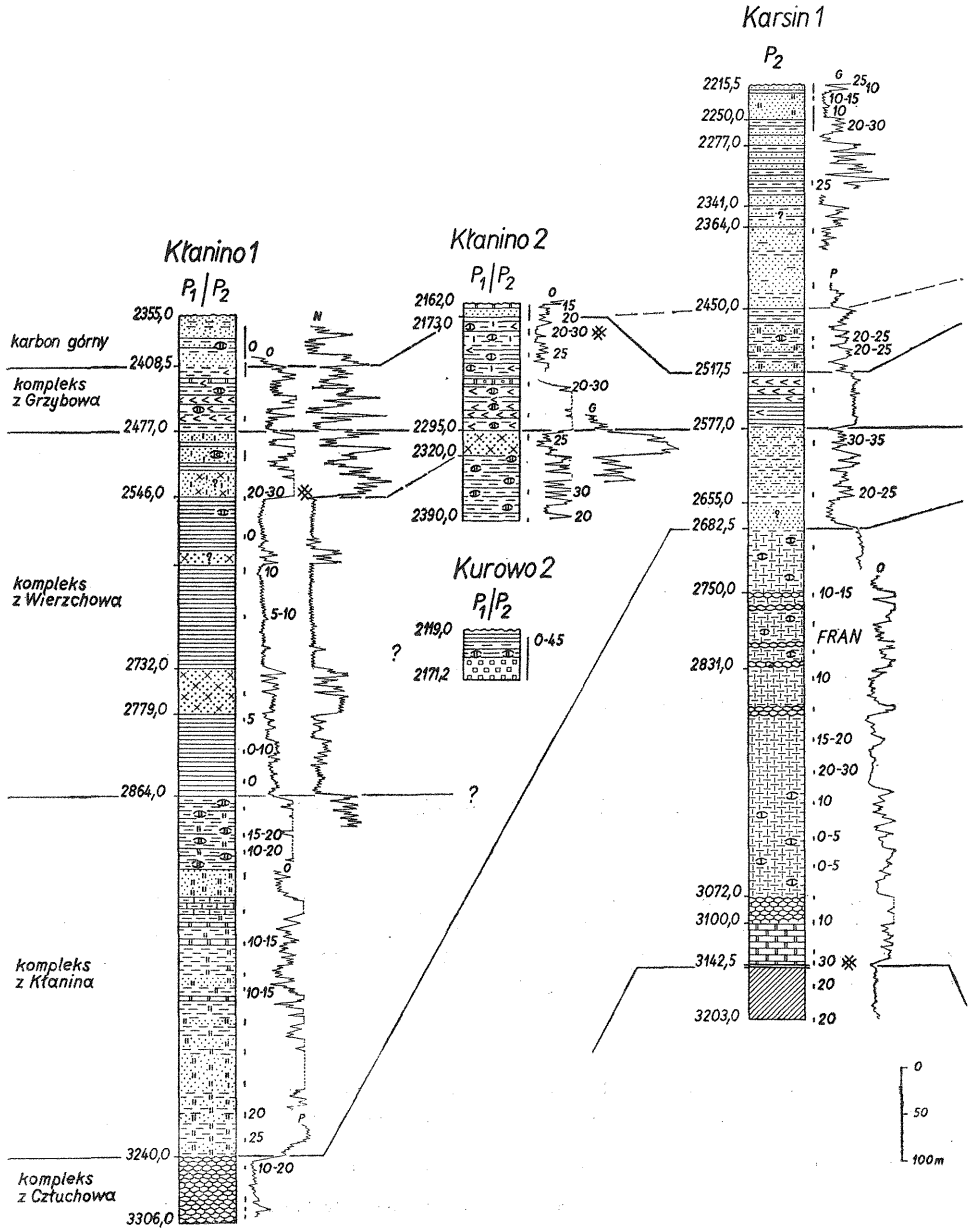
DEWON — PRO PARTE KARBON

Kompleks z Człuchowa (fig. 4—10 i 13) — przykrywa opisane dotychczas kompleksy we wszystkich regionach (o ile nie uległ późniejszej erozji). Składa się z margli i wapieni marglistych szarych, o powszechnej teksturze gruzłowej, podzrędnie z iłowców i łupków marglistych. W odcinkach wapiennych częste zja-

Fig. 7. Korelacja profilów dewonu i karbonu między Grzybowem a Grzybnicą
Correlation of the Devonian and Carboniferous sequences between Grzybowo and Grzybnica

1 — piaskowce arkozowe i szarogłazowe; 2 — wkładki anhydrytu; pozostałe objaśnienia przy fig. 4 i 5.

1 — arkosic and greywacke sandstones; 2 — anhydrite interlayers; for other explanations see Figs. 4 and 5



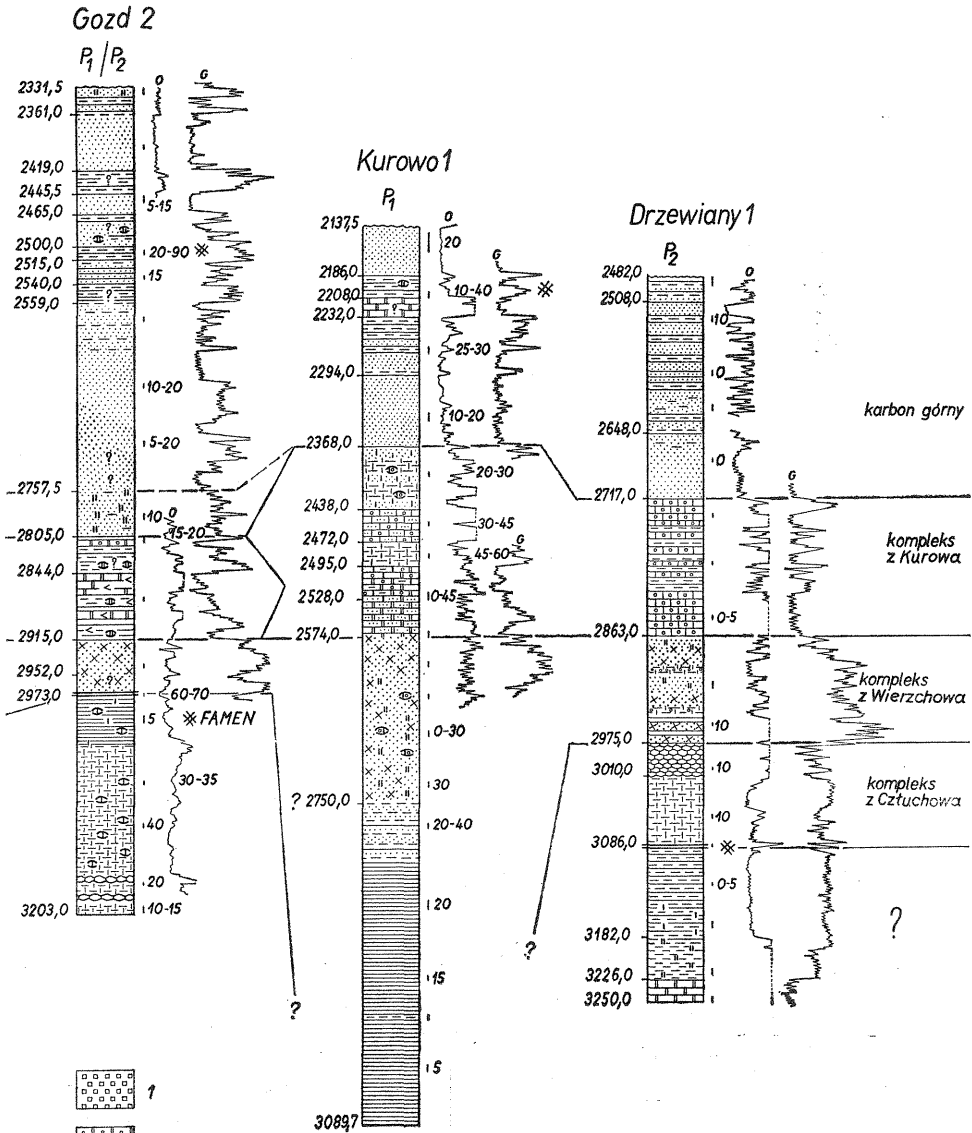


Fig. 8. Korelacja profili dewonu i karbonu między Kłaninem a Drzewianami

Correlation of the Devonian and Carboniferous sequences between Kłanino and Drzewiany

1 — diabazy; 2 — dolomity z oolitami; 3 — wapienie oolitowe; 4 — wapienie oolitowe piaszczyste; 5 — margle z oolitami; 6 — soczewki i wkładki wapieni oolitowych; pozostałe objaśnienia przy fig. 4, 5 i 7

1 — diabases; 2 — dolomites with oolites; 3 — oolitic limestones; 4 — oolitic sandy limestones; 5 — marls with oolites; 6 — lenses and interlayers of oolitic limestones; for other explanations see Figs. 4, 5 and 7

wiska dolomityzacji. Szczątki fauny na ogół skąpe w marglach, obfitsze w wapieniach; w zespole fauny, uboższym i odmiennym niż w kompleksach starszych, przeważają brachiopody i szkarłupnie, spotykane są także głowonogi. W dolnej części kompleksu niekiedy skupione liczniejsze wkładki wapieni. Wyżej leży gruba seria margli (dolny subkompleks marglisty), a jeszcze wyżej, w odstępnie od 400 m (Koczała 1) do 1000 m (Chojnice 5) od spągu rozpoczyna się seria gruzłowych wapieni marglistych (subkompleks wapienny). Związana jest ona z podścielającymi marglami wyraźną serią przejściową (subkompleks przejściowy) o mniej więcej równych proporcjach obu typów skał. Inne pakiety wapienne, rozproszone w subkompleksie marglistym, zdają się mieć dość niestały charakter.

Granice dolna i górna kompleksu z Człuchowa są zapewne diachroniczne. Kompleks ten spoczywa na ogół na kompleksie z Koczały, a w rejonie Chojnic — na kompleksie z Chojnic, ale niekiedy wprost na kompleksie z Wyszecborza. Jego dolne odcinki mogą być zatem gdzieś lateralnymi odpowiednikami kompleksu z Koczały. Granica górna kompleksu ma przeważnie charakter erozyjny — w większości profilów leżą na nim bądź twory zaliczone do dolnego karbonu, wykształcone w zupełnie odmiennej facji, bądź też twory permu. W tych profilach fauna wskazuje przy pełnym rozwoju kompleksu na wiek fameniński (wyjątkowo turnejski — Wierzchowo 4 i Niekłonicze 1) jego części górnej i frański — części dolnej, przy czym granica między franem a famenem biegnie zapewne w części środkowej dolnego subkompleksu marglistego.

Odrębną pozycję zajmuje region Brdy — Babilonu (fig. 11). Twory wapienno-margliste kompleksu z Człuchowa leżą tu pod osadami marglisto-piaszczysto-ilastymi i wapienno-oolitowymi, należącymi zapewne do wyższego dolnego karbonu, i związane są z nimi dość stopniowym przejściem. Tworzą one górny subkompleks marglisty z podrzędnymi wkładkami wapieni gruzłowych, należący do turneju i struńskich warstw przejściowych (K. Korejwo, 1976; H. Matyja, 1976). W jednym z otworów (Babilon 1) twory te przechodzą ku dołowi, również stopniowo, w margliste wapienie gruzłowe z fauną famenu, należące zapewne do subkompleksu wapiennego.

Z zestawienia profilów grupy Brda — Babilon (fig. 11) i Człuchów — Wudzyń (fig. 5) wynika łączna miąższość kompleksu z Człuchowa wynosząca przynajmniej 2500 m (1000 m dolny subkompleks marglisty i subkompleks przejściowy + minimum 600 m subkompleks wapienny + minimum 900 m górny subkompleks marglisty). Z tego około 1600 m przypada na dewon. Należy tę miąższość uważać za pierwotną, przederozyjną miąższość kompleksu w głębszej strefie basenu, szybko zapewne ulegającą redukcji ku NE, czego dowodzi zmniejszenie się miąższości subkompleksów: dolnego marglistego i przejściowego lub ich ekwiwalentów od około 1000 m w profilu Chojnice 5 do niecałych 500 m w profilu Gozd 2 i 300—370 m w profilach Koczała 1 i Chojnice 3.

Kompleks ze Stobna (fig. 6) — występujący lokalnie. Łupki ilaste słabo margliste lub bezwapienne, szare i szarozielone z pakietami epigenetycznych szarych dolomitów. Położenie w profilu poniżej zredukowanych przypuszczalnych ekwiwalentów dolnego subkompleksu marglistego wskazuje, że kompleks ten może być facjalnym odpowiednikiem dolnych odcinków kompleksu z Człuchowa. Nieliczne stanowiska fauny (H. Łobanowski, 1968, 1969) nie przeczą takiemu przypuszczeniu.

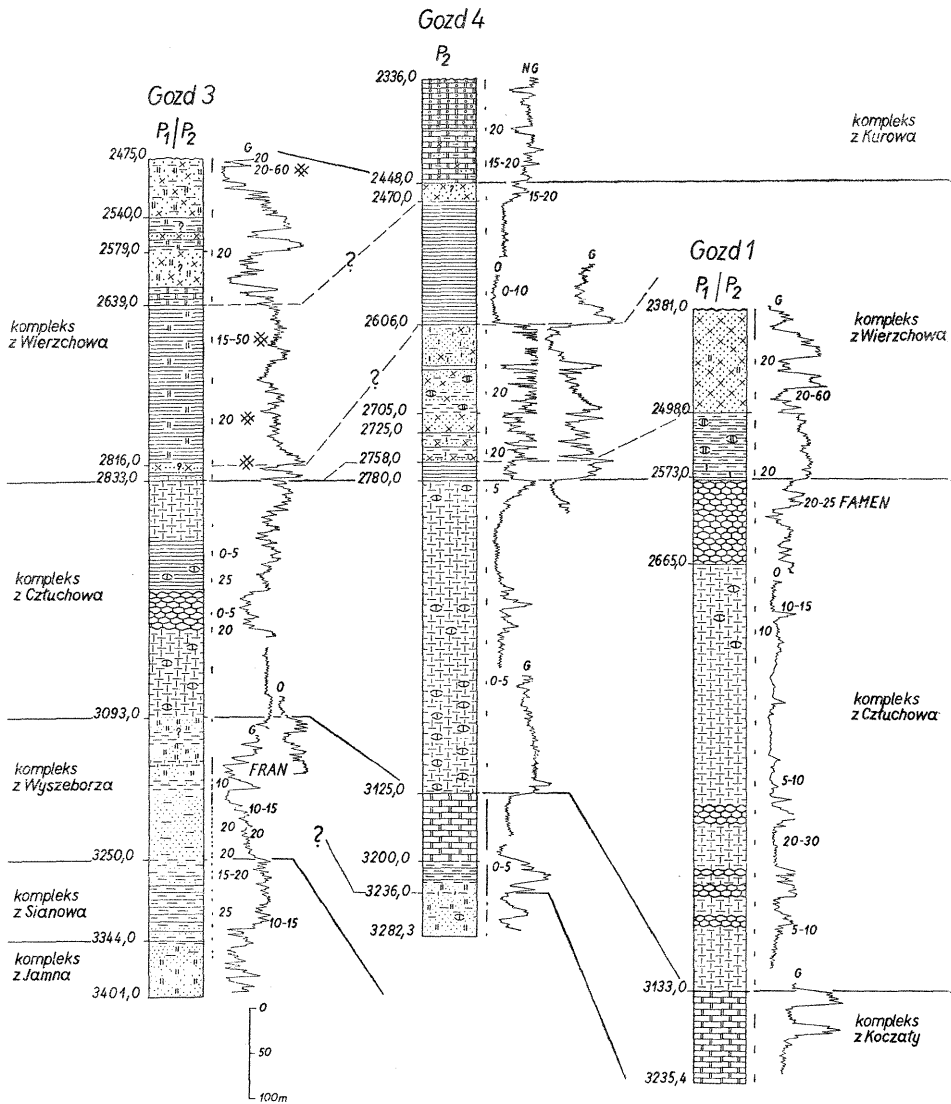


Fig. 9. Korelacja profili dewonu i karbonu w okolicy Gozdu
 Correlation of the Devonian and Carboniferous sequences in the vicinity of Gozd
 Objaśnienia przy fig. 4, 5, 7 i 8
 For explanations see Figs. 4, 5, 7 and 8

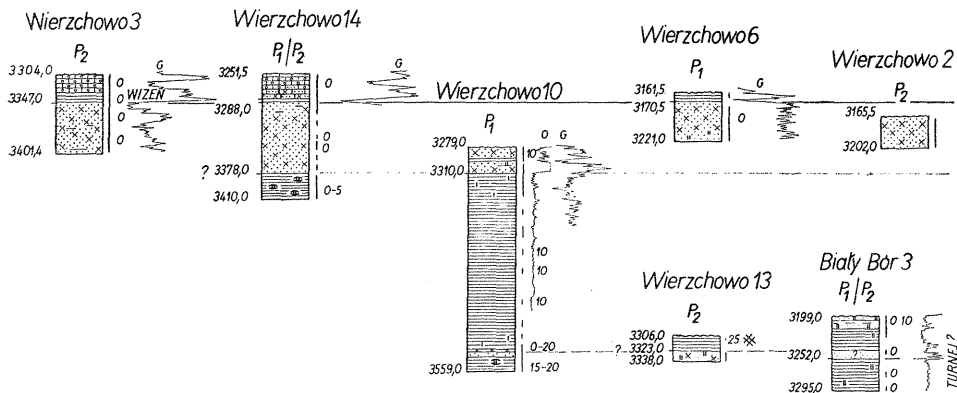


Fig. 10. Korelacja profilów dewonu i karbonu w okolicy Wierzchowa, Bobolic i Białego Bóru

Correlation of the Devonian and Carboniferous sequences in the vicinities of Wierzchowo, Bobolice and Biały Bór

Objaśnienia przy fig. 4, 5, 7 i 8

For explanations see Figs. 4, 5, 7 and 8

DEWON? KARBON?

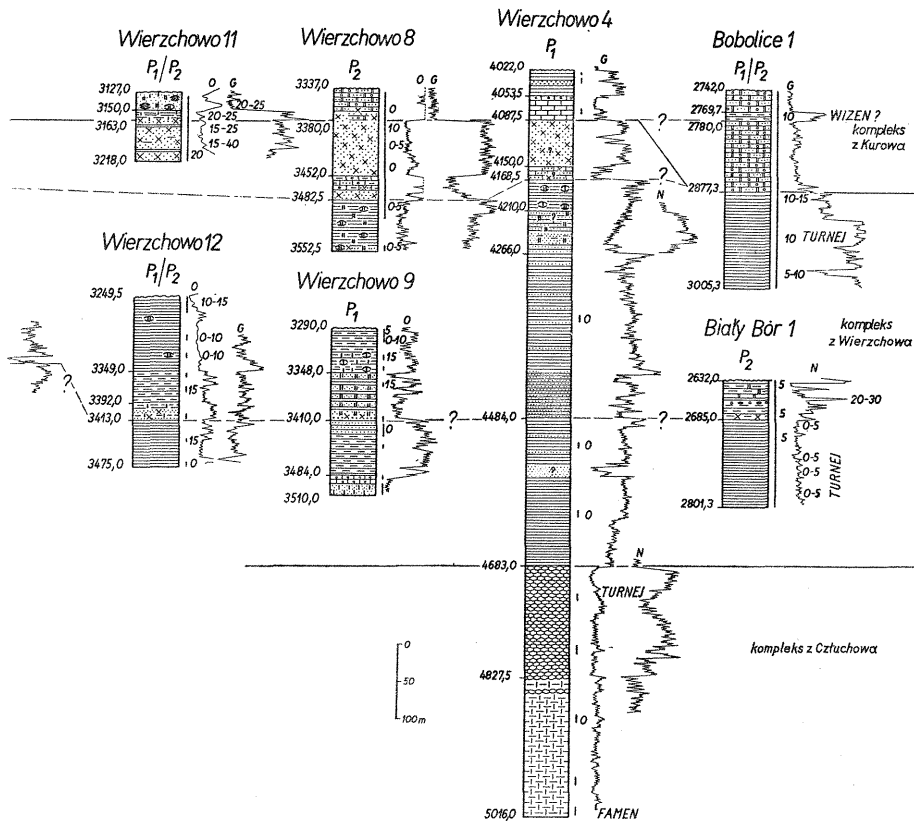
Kompleks z Kłanina — stwierdzony tylko w otworze Kłanino 1 (fig. 8). Bardzo drobnoziarniste piaskowce i mułowce dolomityczne jasnoszare, niekiedy przechodzące w dolomity mułowcowe. W górnej części pakiet wapieni ciemnoszarych, przerośniętych iłowcami marglistymi, a w części najwyższej przejście w iłowce i mułowce dolomityczne. Lokalnie detryt roślinny, fauny brak, wiek nieokreślony. Miąższość blisko 380 m.

KARBON DOLNY

W tym odcinku profilu przeważają zasadniczo trzy główne typy osadów (fig. 14): łupki ilaste, piaskowce szarogłazowo-arkozowe¹ i wapień przeważnie okruczowo-oolitowe. Stwierdzono wielokrotnie wzajemne przeplatanie tych trzech typów w profilu oraz ich lateralne zazębienie się, nawet w pojedynczych rdzeniach. Jednakże istnieje wyraźna tendencja do zgrupowania i dominacji pierwszego i drugiego typu osadów w części dolnej i środkowej, a trzeciego — w części górnej omawianego odcinka. Wydzielono tu trzy kompleksy:

Kompleks z Wierzchowa — charakteryzują dwa pierwsze, ostro skontrastowane typy osadów (fig. 7—10). Łupki ilaste są chude, mikowe, często mułowcowe i dolomityczne, na ogół bezwapienne, czasem słabo margliste, ciemnoszare do pra-

¹ Zależnie od przyjętej klasyfikacji badane skały przypadają albo w większości na pole szarogłazów (W. D. Szutow i in., *fide* M. Muszyński, 1976), albo w połowie na pole arkoz, a w połowie na pole arenitów litycznych (E. F. Mc Bride, 1963; F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever, 1972). Jeśli jednak wziąć pod uwagę nomenklaturę bardziej tradycyjną, w której arkozę definiują prócz skaleni także okruczy skał magmowych (R. L. Folk, 1954), to wszystkie te skały znajdują się w polu arkoz.



wie czarnych, niekiedy zielone. W nielicznych wkładkach mułowców oraz wkładkach i soczewkach dolomitów mułowcowych materiał arkozowy, ponadto cienkie ławice piaskowców arkozowych i wapieni oolitowych. Lokalnie wkładki anhydrytu, a w niektórych profilach smugi żelaziaków ilastych. Łupki zawierają rozproszoną substancję organiczną, a w zespołach minerałów ilastych przerosty illitowo-montmorillonitowe, zaś w części dolnej — illitowo-chlorytowe (M. Muszyński, 1976).

Piaskowce arkozowe są źle wysortowane, szaroróżowe, szaroczerwone, szare i zielonawe, nieraz z obfitym spoiwem wapiennym lub częściej dolomitycznym. W składzie mineralnym skalenie potasowe i kwaśne plagioklasy, okruchy skał wylewnych (od paleoryolitów do paleotrachitów) oraz kwarc (M. Muszyński, 1976). Piaskowce zawierają niekiedy porwaki i okruchy oraz smugi i wkładki łupków ilastych ciemnoszarych. Ponadto przerosty i wkładki: szarych i szarozielonych piaskowców drobnoziarnistych i mułowców dolomitycznych z mniejszą lub większą ilością materiału arkozowego, mułowców marglistych i dolomitów mułowcowych z oolitami, wreszcie wapieni oolitowych (szczególnie w części górnej). Spotykane są także oolity w rozproszeniu w spoiwie piaskowców. Wszystkie te rodzaje skał powiązane są ze sobą ciągłymi przejściami, tak w pionie, jak i w poziomie.

Wzajemne proporcje oraz układ w profilu osadów łupkowych i piaskowcowych są bardzo zmienne (fig. 14). Zasadniczo można zaobserwować występowanie

pakietu łupkowego w najniższej części kompleksu oraz jednego lub dwóch pakietów (nie licząc drobniejszych wkładek) w części środkowej. Mogłoby to, być może, stać się podstawą do wyodrębnienia drobniejszych ogniw litologicznych (szczególnie subkompleksu łupkowego w części najniższej), jednak niestały charakter tych układów wymaga w tym względzie dalszego rozpoznania².

Na uwagę zasługuje występowanie, najprawdopodobniej wśród skał tego kompleksu, dajki diabazu (Kurowo 2 — fig. 8; por. także W. Heflik, M. Muszyński, 1975; H. Pendias, W. Ryka, 1974).

Skąpa fauna w kompleksie z Wierzchowa wskazuje na turnej, w najwyższej części, być może, lokalnie wizen. Miąższość dość zmienna, od około 260 m do około 560 m.

Ku południowemu wschodowi (fig. 10, 11 i 14) następuje, jak się zdaje, przejście facjalne piaskowców arkozowych w piaskowce kwarcowe, mułowcowe i dolomityczne, redukcja miąższości wkładek piaskowcowych, a także zazębianie się ich oraz utworów łupkowych z osadami węglanowymi charakterystycznymi dla kompleksów z Człuchowa i Kurowa.

Ponad kompleksem z Wierzchowa leżą głównie utwory węglanowe i margliste. Wydzielono tutaj:

Kompleks z Kurowa (na południowym wschodzie — fig. 8—10 i 14) — wapienie oolitowe, detrytyczne lub detrytyczno-oolitowe, brązowe lub czerwonawe, bardzo często zdolomityzowane. Wtrącenia szarych łupków marglistych bądź iłowców pstrych oraz dolomitów piaszczystych i piaskowców wapnistych. W najniższej części materiał arkozowy i niekiedy ciągle przejścia od wapieni do piaskowców arkozowych. Miąższość w profilach najpełniejszych 120—140 m. Kilka stanowisk fauny wizeny.

Kompleks z Grzybowa (na północnym zachodzie — fig. 7 i 8) — iłowce i łupki ciemnoszare, często margliste, rzadziej mułowcowe, przelawicone wapieniami i dolomitami szarymi i brązowymi oraz zawierające buły, gruzły i przewarstwienia anhydrytu. Niekiedy cienkie wtrącenia piaskowców arkozowych, a w skałach węglanowych sporadyczne struktury oolitowe. Grubość kompleksu w profilu typowym (Grzybowa 1) 260 m, w pobliżu lateralnego przejścia w kompleks z Kurowa maleje do 60—70 m. Jedno wystąpienie koralowców wizeńskich.

W kilku profilach (Karsin 1, Gozd 1, Kurowo 1 — fig. 8) przejście między omówionymi utworami a utworami zaliczanymi do górnego karbonu ma charakter stopniowy — występuje tu pakiet, w którym skały znamienne dla kompleksów z Grzybowa i Kurowa przewarstwiają się ze skałami (piaskowce kwarcowe, częściowo wapniste lub dolomityczne, łupki ciemnoszare) typowymi dla serii górnokarbońskiej. W innych profilach kontakt jest ostry.

² Już po napisaniu artykułu ukazała się praca K. Korejwo: „Charakterystyka litologiczna i rozwój paleotektoniczny karbonu w rejonie Wierzchowa (Pomorze Zachodnie)” — Acta geol. pol., 27, p. 431—435, nr 4, 1977. Zręby korelacji litologicznej są zasadniczo zgodne z tutaj podanymi z tym, że niektóre z kompleksów K. Korejwo (A₂, C₁, A₃, D₁, C₂, A₄, C₃ i B₄) mają moim zdaniem bardzo lokalny zasięg lub kryteria ich wydzielenia są dyskusyjne. Zdecydowanie odmiennie są korelowane jedynie profile Wierzchowo 1, 9 i 13, umieszczane łącznie powyżej pozostałych profili Wierzchowa i zaliczane jeszcze do dinantu. Nie wykluczając słuszności takiej korelacji pragnę wszakże podkreślić, że w Wierzchowie 1 stwierdzono piaskowce kwarcowe (M. Muszyński, 1976), gdy w pozostałych dwóch profilach — piaskowce z domieszką materiału arkozowego. Ponadto w Wierzchowie 1 znaleziono małżoraczki wskazujące na namur (*vide* A. M. Żelichowski, 1971).

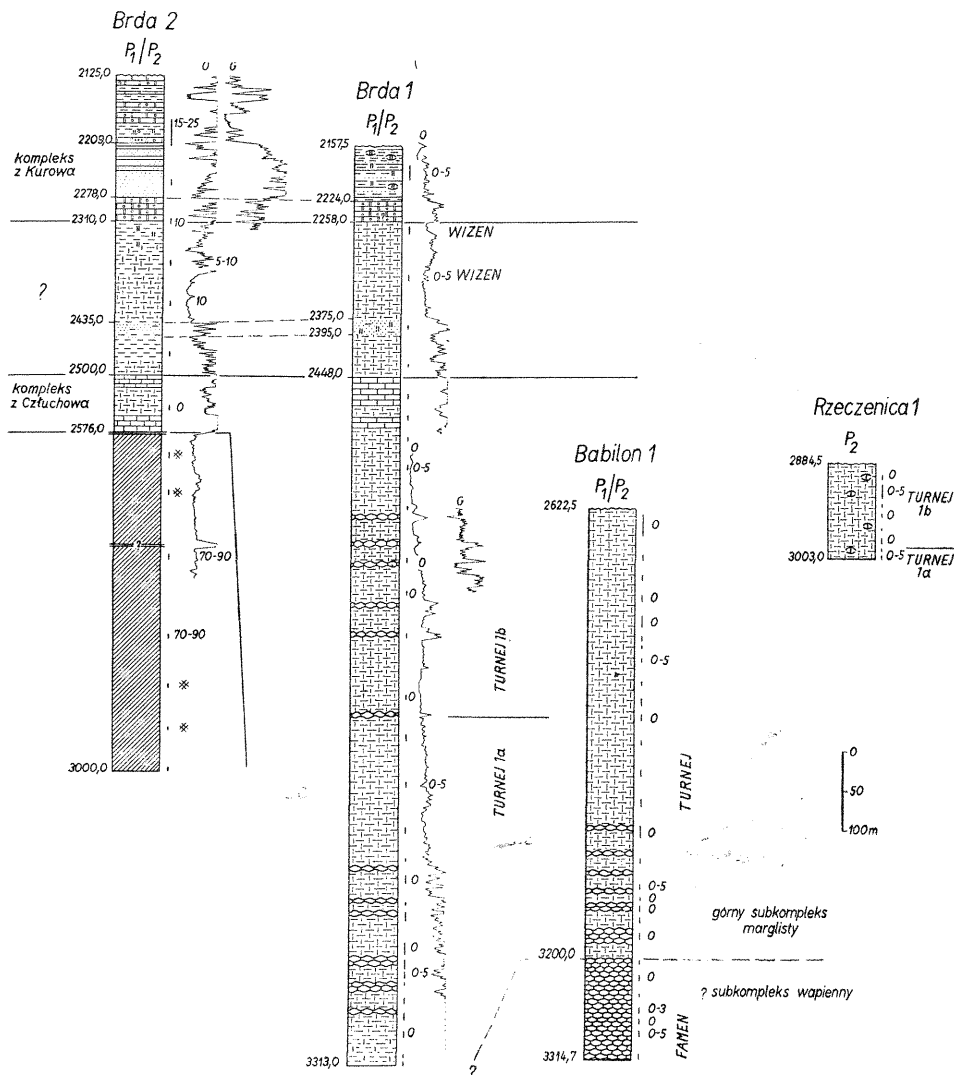


Fig. 11. Korelacja profilów dewonu i karbonu między Rzeczenicą, Brdą i Babilonem
Correlation of the Devonian and Carboniferous sequences between Rzeczenica, Brda and Babilon

Objaśnienia przy fig. 4, 5, 7 i 8

For explanations see Figs. 4, 5, 7 and 8

KARBON GÓRNY

Dominują piaskowce kwarcowe bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, często mułowcowe i mierzwiste, rzadziej średnioziarniste, na ogół dobrze segregowane, białe, jasnoszare, brązowe, niekiedy pstre. Obok nich występują mułowce, iłowce mułowcowe i łupki ilaste, często dolo-

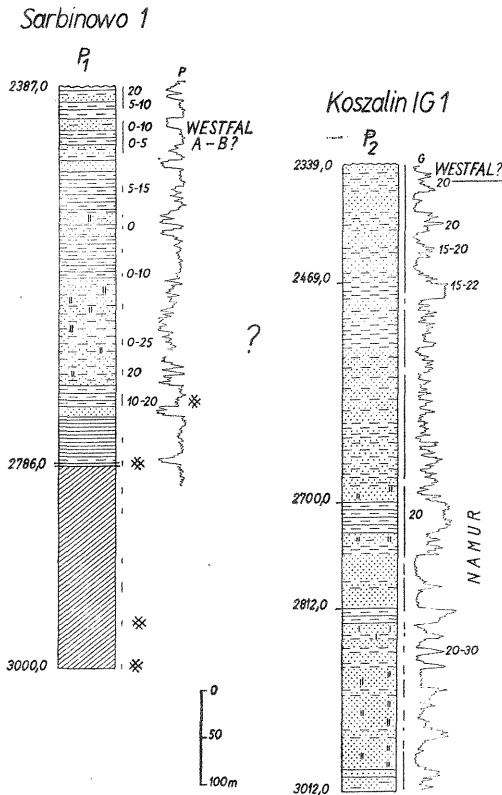


Fig. 12. Profile górnego karbonu w okolicy Koszalina
Upper Carboniferous sequences in the vicinity of Koszalin

Objaśnienia przy fig. 4, 5, 7 i 8
For explanations see Figs. 4, 5, 7 and 8

sedymantacji. Otwory nawiercały bądź stosunkowo krótkie odcinki osadów leżących wprost na osadach dolnego karbonu (fig. 7 i 8), bądź też w krótszych lub dłuższych fragmentach nie docierały do spągu tych utworów (fig. 7 i 12).

WNIOSKI

Z przedstawionego przeglądu wynika przede wszystkim niepełny stan opracowania skamieniałości, co powoduje szereg niejasności, które usunąć mogą dopiero przyszłe badania. Na wyjaśnienie oczekują m. in. następujące problemy:

1. Datowanie początku sedymantacji dewońskiej w strefie Jamna.
2. Określenie stosunku kompleksu z Miastka do pozostałych profilów niższego dewonu w strefie Jamna.

mityczne, szare do ciemnoszarych oraz pstre i stalowopstre. Według badań M. Muszyńskiego (1976) wśród minerałów ilastych przeważa kaolinit i illit. W niektórych sekwencjach (najwyższa część serii? — Sarbinowo 1 — fig. 12) przewaga skał mułowcowo-ilastych. Nieliczne wkładki dolomitów i kongrecje żelaziaka ilastego. Powszeczny detryt roślinny, a w niektórych wkładkach mułowcowo-ilastych i marglistych — uboga fauna małżów, ślimaków, lingul i małżoraczków. Dokumentacja paleontologiczna niejednoznaczna — określenia oparte na badaniach fauny i makroflory wskazują na obecność zarówno namuru (A + B?), jak i westfalu (A — B, ewentualnie? C). Odbiegają od nich wyniki badań mikroflorystycznych, które dopuszczają obecność górnego karbonu tylko w górnej części serii, resztę uznając za wizen, a nawet turnej. Wydzielenie kompleksów litologicznych jak dotychczas niemożliwe ze względu na wrywkowy stan rozpoznania i zmienność

3. Relacje facjalne w żywecie (i dewonie starszym od żywetu?) między trzema subregionami: strefą Jamna, strefą Człuchowa i regionem Stobna.

4. Określenie pionowego zasięgu franu w strefie Człuchowa i stosunku wiekowego dolnych odcinków kompleksu z Człuchowa w tej strefie do ich przypuszczalnych ekwiwalentów w innych subregionach (kompleksów z Koczały i Stobna).

5. Wyznaczenie granicy między dewonem a karbonem nie tylko w okolicy Brdy — Babilonu, ale i w pozostałych profilach. Pozwoli to na wykrycie ciągłości lub nieciągłości sedymentacji, ocenę rozmiarów i wieku ewentualnej luki na pograniczu obu systemów oraz stopnia ścięcia erozyjnego w wyniku procesów, jakie zapewne miały miejsce przed dolnym karbonem (w najniższym dolnym karbonie?) w północno-zachodniej części obszaru.

6. Wyjaśnienie, w związku z tą ostatnią sprawą, wieku kompleksu z Kłanina.

7. Sprawdzenie słuszności stanowiska o lateralnym przechodzeniu ku SE kompleksu z Wierzchowa w kompleksy węglanowe.

8. Datowanie momentu przejścia od sedymentacji morskiej do śródlądowej na przełomie dolnego i górnego karbonu, m. in. zbadanie pozycji stratygraficznej warstw o charakterze przejściowym między kompleksami zaliczonymi tu do dolnego i górnego karbonu, stwierdzonych na ograniczonym obszarze Gozdu — Kurowa — Karsina.

Uzupełniające badania stratygraficzne ułatwią też korelację z obszarami sąsiednimi. W obecnym stanie rzeczy można jedynie wysunąć wstępne uwagi i sugestie.

Rytmiczny układ kompleksów niższej części dewonu strefy Jamna (kompleks śródlądowy z Jamna — kompleks morski z Sianowa — kompleks śródlądowy z Wyszecborza) jest zadziwiająco podobny do układu obserwowanego w nadbałtyckich obszarach ZSRR. Lagunowo-morskie utwory poziomu narowskiego (warstw narowskich) zajmują analogiczne położenie w stosunku do podścielających i nadścielających osadów, głównie śródlądowych, mułowcowo-piaszczystych i pstrych jak w strefie Koszalin — Chojnic żywecki kompleks z Sianowa. Pozycja wiekowa poziomu narowskiego (eifel lub żywet) jest ciągle jeszcze dyskusyjna (A. A. Grigialis, 1963; W. M. Kursz, 1975; W. N. Tichy, 1972). Na Rugii (K. Schmidt, G. Katzung, D. Franke, 1977) utwory w facji old red, mięszości do 1500 m, zawierające nieliczne morskie poziomy ingresyjne, obejmują odcinek od emsu do żywetu włącznie. W wyższym żywecie rozpoczyna się osadzanie morskiej serii marglisto-ilastej, częściowo wapienno-dolomitycznej, osiągającej 1500 m grubości. W fałdach zwiększa się w niej udział składników klastycznych (piaskowce, mułowce) i pojawia się zabarwienie pstre, wskazując na tendencje regresywne. W sumie zatem profil zdaje się być przesunięty bardziej w stronę brzegu zbiornika niż profile pomorskie. Dalej na zachód, w centrum Morza Północnego wykryto ostatnio profil, w którym środkowodewońska morska seria dolomitów, łupków i wapieni z koralami przykryta jest śródlądową serią piaszczysto-mułowcowo-łupkową ze sporami wskazującymi na fran (J. J. Pennington, 1975). Wszystkie te profile o podobnym następstwie wydają się być poerozyjnymi świadkami niegdyś ciągłej pokrywy osa-

dów dewońskich o stosunkowo podobnej ewolucji, złożonych na południowym obrzeżeniu tarczy bałtyckiej (lądu old redu).

W zakresie porównań z obszarem lubelskim (L. Miłaczewski, 1969, 1975; L. Miłaczewski, K. Radlicz, 1974) warto odnotować podobieństwo wykształcenia tamtejszej górnozigeńsko-emskiej formacji zwoleńskiej (i nadległej przewodowskiej?) do kompleksu z Jamna. Odpowiedników niższych formacji z Lubelszczyzny na Pomorzu nie stwierdzono, wyżej zaś analogie zacierają się, brak m. in. wyraźnie wyodrębnionych ekwiwalentów pomorskiego kompleksu z Wyszecborza, jakkolwiek osady wyższego żywetu (formacja rachańska i mirczańska) rozwinięte są w fałdach lagunowych. Sedymentacja siarczanowa w obszarze lubelskim przejawia się dwukrotnie (w formacji machnowskiej i rachańskiej), podczas gdy na Pomorzu występuje tylko raz, w najniższej części kompleksu z Miastka.

Osady kompleksów z Tucholi i Silna wykazują duże podobieństwo do osadów żywetu zachodniej Lubelszczyzny (profil Bąkowej — łożyska szare i czarne, podrzędnie czerwone i zielone, wapienie koralowcowe — L. Miłaczewski, 1969).

W wyższej części profilu dewonu odnajdujemy ponownie bliskie analogie w wykształceniu kompleksu z Człuchowa na Pomorzu oraz formacji firlejskiej (wraz z zastępującą ją częściowo serią wapieni pasiastrych?) na Lubelszczyźnie.

Występujący lokalnie kompleks z Kłanina ogólnym wyrazem litologicznym i położeniem powyżej serii wapieni gruzłowych przypomina warstwy hulczańskie Lubelszczyzny (L. Miłaczewski, 1969), zaliczone do górnego famenu.

Ogólnie zatem konfiguracja basenu, głębszego w części zachodnio-południowo-zachodniej, rytmika transgresji i regresji, rozkład subsydencji, a nawet wykształcenie poszczególnych kompleksów wskazują na duże pokrewieństwa między obszarami Pomorza i Lubelszczyzny. Znamienne jest, że na okres franu — famenu, tak na Pomorzu, jak i na Lubelszczyźnie (L. Miłaczewski, 1975; A. M. Żelichowski, 1972) przypada wydatne wzmoczenie i zróżnicowanie subsydencji i że jest ono równowiekowe z dość raptowną fazą wstępną formowania zapadliska dniewrowsko-donieckiego, datowaną na początek górnego franu (W. A. Raznicyn, 1975). Procesy te zbiegają się z jednym z punktów zwrotnych w historii fanerozoiku (M. A. White, 1977), kiedy to zachodzą generalne zmiany faunistyczne, klimatyczne i eustatyczne, związane ze zmianami aktywności grzbietów śródoceanicznych i szybkości obrotu planety.

Co się tyczy karbonu, warto przede wszystkim zwrócić uwagę na dużą odmienność jego wykształcenia w obszarze rozwoju kompleksu z Wierchowca w stosunku do niezbyt odległych profilów północnej Rugii i Hiddensee (N. Hoffmann, W. Lindert, D. Weyer, 1975). Dolny karbon ma tam prawie wyłącznie marglisto-wapienne wykształcenie i dużo większe miąższości: 1200 m na Hiddensee i 2000 m na Rugii. Analogie są więc większe do rozwoju dolnego karbonu w okolicach Brdy — Babilonu. Na zachód od Rugii, na wyspie Falster (O. B. Christensen, 1971) wykryto profil dolnego karbonu — nieprzebitą na odcinku 500 m — z dużym udziałem piaskowców w odcinku zaliczonym do wizenu; brak informacji, jaki jest skład tych piaskowców. Profile Falster, Rugii i Pomorza świad-

czą zatem o dużym poprzecznym zróżnicowaniu strefy Teisseyre'a — Tornquista pod względem tempa subsydencji i rozwoju facjalnego. Podobnie zresztą przedstawia się sprawa w czasie górnego karbonu — profile rugijskie (G. Hirschmann, K. Hoth, F. Kleber, 1975) są trudno porównywalne pod względem litologii z profilami pomorskimi, na co zwrócił już uwagę A. M. Żelichowski (1968). Brak jest przede wszystkim na Pomorzu ekwiwalentów bardzo rozbudowanej serii czerwonej, większy jest udział komponentów piaszczycowych. Również zakres stratygraficzny górnego karbonu wydaje się być w obu regionach różny — brak namuru (?) na Rugii, za to silnie rozwinięta część górna profilu (westfal D — stefan). Tę ostatnią różnicę można oczywiście przypisać silniejszej denudacji na Pomorzu.

Porównania z dolnym karbonem Lubelszczyzny są mało istotne ze względu na węższy interwał stratygraficzny tego ostatniego (tylko górny wizen) i na odmienną litofacjalną. Zdaniem A. M. Żelichowskiego (1972) także w górnym wizenie basen lubelski odgraniczony był od północnego zachodu poprzecznym progiem, a ingresja morska wkraczała z przeciwnego kierunku.

Na tle tych korelacji i rozpoznania samej strefy Koszalin — Chojnice można podjąć następującą próbę rekonstrukcji zdarzeń geologicznych na rozpatrywanym obszarze.

Sedymentacja oldredowa w strefie brzeżnej Jamna rozpoczęła się zapewne w wyższym dolnym dewonie (wyższym zigenie?); lokalnie, w izolowanych zbiornikach dochodzi do osadzenia siarczanów. Zgodnie z drugą wersją korelacji profilu Miastka byłyby to relatywnie najstarsze, inicjalne osady. Na obszar sedymentacji old redu dostają się krótkotrwałe ingresje, pierwszy wyraźniejszy zalew obejmuje go jednak dopiero w zycwecie (wyższym eiflu?).

W głębszej strefie Człuchowa wykonane dotychczas otwory albo nie przebiły dewonu (Człuchów IG 1, Tuchola IG 1), albo natrafiły na uskokowy kontakt dewonu z podłożem (Chojnice 5). Jeśli dodać do tego, że wiek najstarszego odcinka profilu Gościno IG 1 (fyllity — starszy paleozoik?) jest nadal dyskusyjny (R. Dadlez 1967, 1974; S. Marek, J. Znosko, 1974; W. Pożaryski, 1972) i że mogą to być nawet silnie zdiagenezowane utwory dewońskie, to okaże się, iż o dewonie starszym od żywetu nie ma w ogóle informacji w całej strefie Gościno — Człuchów. Innymi słowy przekonanie o diachronizmie transgresji i nałożeniu w tej strefie dopiero utworów środkowego dewonu na starszy paleozoik (m. in. M. Pajchłowa, 1971; R. Dadlez, 1974) może nie być słuszne, a w głębszej strefie basenu mogły również w wyższym dolnym dewonie powstawać osady.

Anomalne kontakty wyższego dewonu (a nawet karbonu) ze starszym paleozoikiem są wyłącznie kontaktami uskokowymi, powstałymi znacznie później. Tuż obok profilów z takimi kontaktami istnieją profile z zachowanymi kompleksami starszymi, a w odczytanych układach facjalnych dewonu i karbonu brak jest śladów istnienia i rozmywania wydatnych i długowiecznych wypiętrzeń morfologicznych przeddewońskiego podłoża. To ilaste podłoże nie mogło zresztą utworzyć zróżnicowanej morfologicznie powierzchni. Niewielkie elewacje są problematyczne (fig. 6).

Cały rozpatrywany obszar objęty był następnie sedymentacją aż do

górnego karbonu włącznie. Nie licząc drobniejszych luk była ona przerwana, i to nie zawsze na całym obszarze, jedynie dwukrotnie: na pograniczu dewonu i karbonu lub w najniższym dolnym karbonie oraz na pograniczu dolnego i górnego karbonu. W pierwszym okresie usunięta została na północnym zachodzie zapewne co najwyżej część kompleksu z Człuchowa. Procesom tym nie towarzyszył diastrofizm na większą skalę, nie stwierdzono bowiem niezgodności kątowych³. Obserwowane w dzisiejszym obrazie podłoża permu zręby zbudowane z utworów dewonu i rowy wypełnione górnym karbonem nie mogły powstać w wyniku ruchów synbretkańskich, jak to przyjmuje A. M. Żelichowski (1972), ponieważ w osadach karbonu brak śladów intensywnego rozmywania wewnątrzbasenowych wypiętrzeń dewońskich, a materiał okruchowy zdaje się pochodzić z odleglejszych źródeł. Nie można też tych lokalnych jednostek tektonicznych porównywać z jednostkami regionalnymi: wypiętrzeniem radomsko-krańskim i rowem mazowiecko-lubelskim. W każdej z nich staropaleozoiczne podłoża ma zresztą różny wyraz tektoniczny, podczas gdy w strefie Koszalin — Chojnice jest ono tektonicznie jednolite. Taka interpretacja nie wyklucza istnienia wypiętrzeń wieku synbretkańskiego lub synsudeckiego na zachód i południowy zachód od rozpatrywanej strefy, w której prawdopodobnie bezpośrednio nakładają się osady górnego karbonu na dewon.

Rozmiary denudacji w drugim okresie, na przełomie dolnego i górnego karbonu, są trudne do określenia. Wydaje się, że były one niewielkie i dotknęły tylko górne odcinki kompleksów z Grzybowa i Kurowa. Mogły jednak usunąć także bliżej nieznanne pakiety osadów młodszych od tych kompleksów, takich jak np. wspomniane poprzednio pakiety o przejściowym charakterze występujące na ograniczonym obszarze Gozd — Kurowo — Karsin.

Najpotężniejsze jednak niszczenie osadów nastąpiło po blokowych ruchach tektonicznych, które silnie potrząsały cały obszar, zapewne równocześnie z fazą asturyjską, i spowodowały powstanie zróżnicowanej morfologicznie powierzchni. Amplituda utworzonych wówczas uskoków wyniosła setki metrów (R. Dadlez, 1974, fig. 4, 9 i 10), a mogła osiągnąć i parę kilometrów. Przykładem może być uskok stwierdzony otworem Brda 2 (fig. 11). Zrzut jego wynosi przynajmniej 2100 m, sądząc po miąższości nieprzebitego w sąsiednim otworze Brda 1 górnego subkompleksu marglistego (około 800 m) i dodając do niej miąższość dewonu w pobliskiej strefie Jamna — Koczały (około 1300 m). Zrzut ten może być jednak znacznie większy, ponieważ nieznanne jest przemieszczenie powierzchni odniesienia (erozyjnego kontaktu dewonu z podłożem) w skrzydle wiszącym uskoku.

Niwelowanie powstałej wówczas bogatej rzeźby miało miejsce głównie w najwyższym karbonie i najniższym permie. Tym właśnie procesom należy zawdzięczać przede wszystkim obecne ograniczone występowanie najmłodszych kompleksów dyskusowanego odcinka profilu. Denudacja, usuwając w pierwszej kolejności osady górnego karbonu, a następnie w mniejszej mierze — utwory dolnego karbonu i jeszcze mniej-

³ Ani podczas pierwszych obserwacji na świeżym materiale skalnym, ani też podczas późniejszej kontroli nie udało mi się stwierdzić różnicy w upadach między utworami fałd menu i strunu w otworze Babilon 1, o której wspomina K. Korejwo (1975).

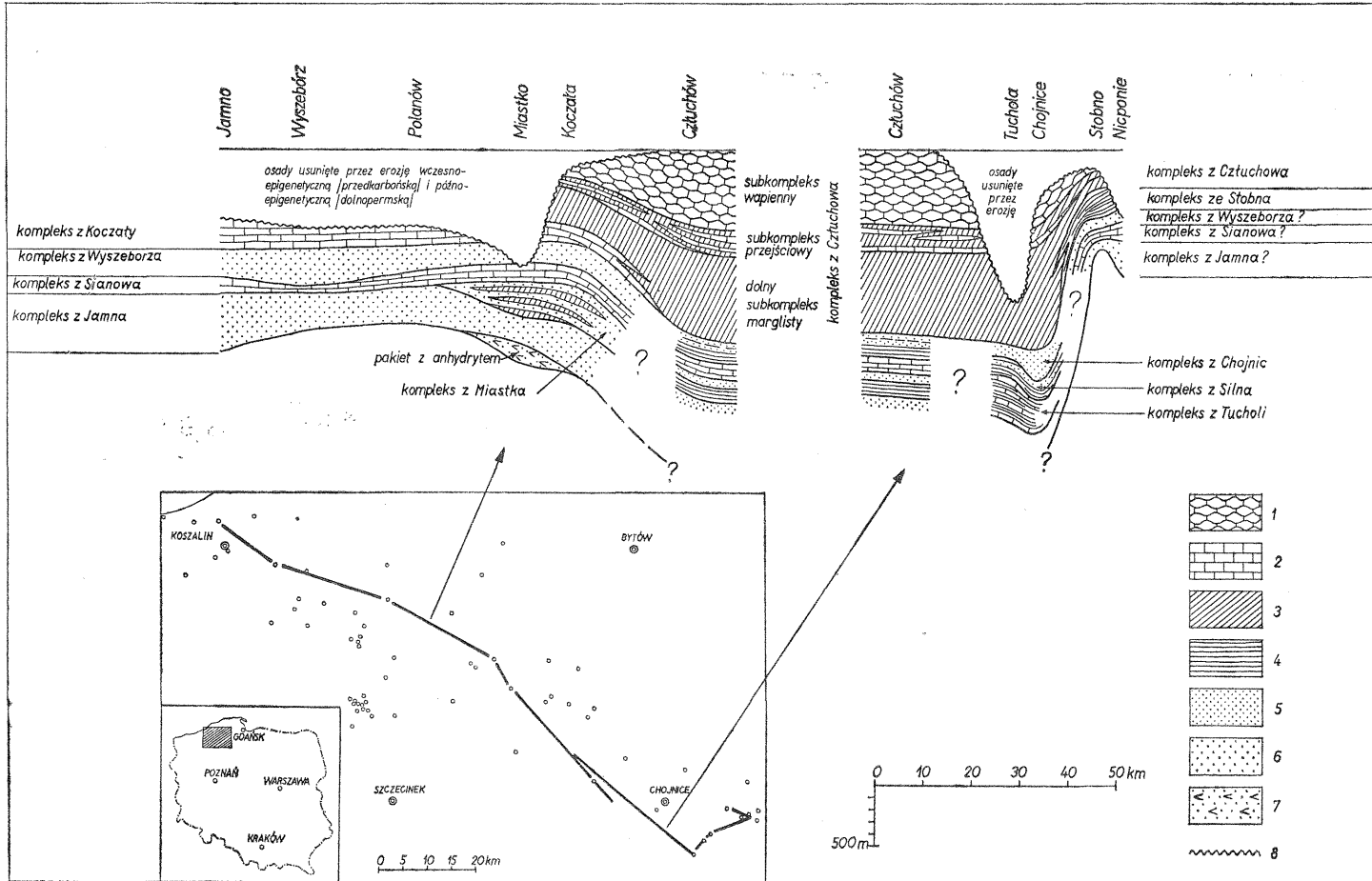


Fig. 13. Uproszczony przekrój paleotektoniczno-facjalny utworów dewonu

Simplified facies-palaeotectonic cross-section of the Devonian deposits

1 — wapienie gruzłowe; 2 — wapienie, margle i iłowce; 3 — margle; 4 — iłowce i łupki ilaste; 5 — piaskowce i mułowce kwarcowe szare; 6 — piaskowce i mułowce kwarcowe częściowo pstre; 7 — piaskowce i mułowce z gruzkami anhydrytu; 8 — powierzchnia erozji epigenetycznej

1 — nodular limestones; 2 — limestones, marls and claystones; 3 — marls; 4 — claystones and shales; 5 — quartz sandstones and siltstones, grey; 6 — quartz sandstones and siltstones, partly variegated; 7 — sandstones and siltstones with anhydrite nodules; 8 — surface of epigenetic erosion

szej — dewonu, dotarła miejscami aż do utworów dewonu środkowego. Co więcej, na północny wschód od linii tektonicznej Sianów — Polanów — Stobno — Świecie, która jest obecną granicą zasięgu utworów dewonu i karbonu o niewątpliwie tektoniczno-erozyjnym charakterze (R. Dadlez, 1974), denudacja ta całkowicie zniszczyła pokrywę dewonско-kabrońską, doprowadzając do odsłonięcia sfałdowanych utworów starszego paleozoiku, przykrytych następnie przez osady permu. Dopiero wówczas w zlepieńcach dolnopermskich strefy brzeżnej pojawiły się otoczaki skał węglanowych dewonu i dolnego karbonu (J. Pokorski, 1976). A zatem procesy denudacji miały wówczas wyjątkową intensywność, usuwając kompleksy osadów miąższości do paru tysięcy metrów. Stąd pochodził materiał klastyczny, którym wypełniany był leżący ku południowi dolnopermski basen sedymentacyjny.

Na figurach 13 i 14 dokonano próby rekonstrukcji pierwotnego układu kompleksów skalnych w basenach dewonu i dolnego karbonu. Założono, że całość obszaru objęta była sedymentacją kompleksu z Człuchowa, ponieważ brak w jego osadach śladów facji brzeżnych. Przyjęto też, że stopień jego pierwotnej redukcji w subregionach Jamna i Stobna był proporcjonalny do redukcji dolnej jego części, czyli dolnego subkompleksu marglistego lub jego ekwiwalentów, które lokalnie ocalały od erozji w profilach Koczały, Gozdu i Chojnic 3. Otrzymano w ten sposób pierwotną miąższość kompleksu w tych subregionach rzędu 500—600 m wobec maksymalnych 1500—1600 m w strefie Człuchowa. Równocześnie uzyskano stopień zerodowania utworów dewonu, wynoszący na bloku Jamna średnio 600 m i dochodzący prawie do 1000 m, a w strefie Człuchowa osiągający lokalnie ponad 1200 m (Tuchola IG 1). Jest to oczywiście suma procesów denudacyjnych we wspomnianych trzech okresach.

Z figury 13 wynika wyraźne zróżnicowanie subsydencji w strefach Jamna i Stobna z jednej strony oraz Człuchowa z drugiej strony. Podczas gdy miąższość dewonu w obu pierwszych strefach wynosi odpowiednio 1400—1800 m i około 800—1000 m, to dotychczas poznana miąższość w strefie Człuchowa wynosi 2300 m, a uwzględniając nierozpoznane dolne odcinki może — nawet znacznie — przekraczać 2500 m. Temu zróżnicowaniu towarzyszą zmiany facjalne utrudniające korelację między wspomnianymi strefami.

W dolnym karbonie (fig. 14) podobne zróżnicowanie regionalne nie jest widoczne. Trzeba jednak pamiętać, że z jednej strony z całej południowo-wschodniej części obszaru brak jest danych z powodu późniejszego zdarcia osadów tego wieku. Z drugiej strony silne skonstrastowanie obrazu na odcinku między Rosnowem a Wierzchowem może świadczyć o ruchliwości tej części obszaru, być może, w związku z początkową działalnością tych samych uskokuw, które odegrały później znaczną rolę przy podziale obszaru na bloki tektoniczne. Zrekonstruowana miąższość dolnego karbonu, z uwzględnieniem przynależności najwyższej części kompleksu z Człuchowa do tego systemu, waha się od około 500 m (przypuszczalnie w miejscach erozyjnego braku górnej części wspomnianego kompleksu) do około 1200 m w rejonie Brdy — Babilonu, gdzie znaczna część dolnego karbonu rozwinięta jest w facji wapieni i margli gruzłowych.

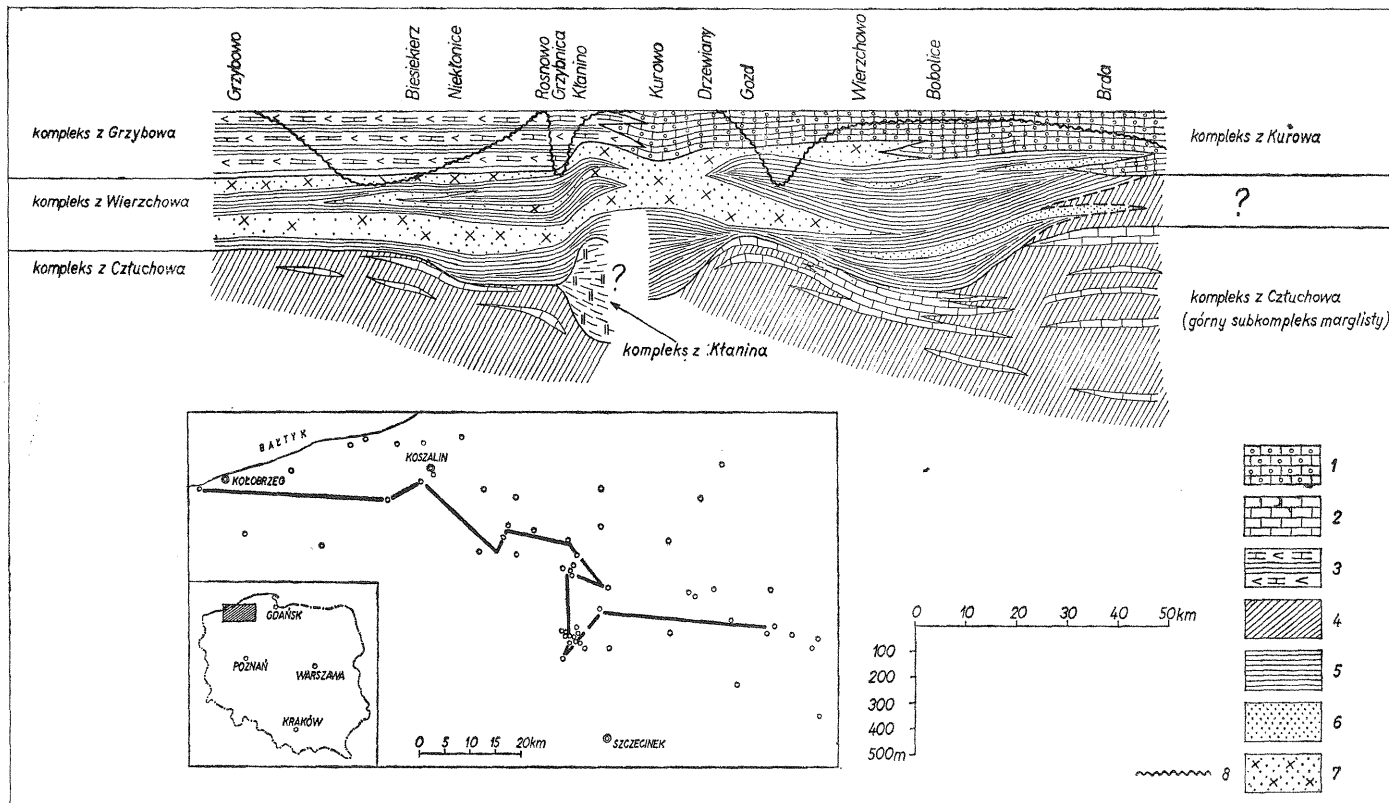


Fig. 14. Uproszczony przekrój paleotektoniczno-facjalny utworów dolnego karbonu (z rekonstrukcją osadów usuniętych przez erozję)

Simplified facies-palaeotectonic cross-section of the Lower Carboniferous deposits (with the reconstruction of sediments removed by erosion)

- 1 — wapień i dolomity z oolitami; 2 — wapień; 3 — wapień, margle i łupki z wkładkami anhydrytu; 4 — margle; 5 — łańce i łupki ilaste; 6 — piaskowce kwarcowe; 7 — piaskowce arkozowe i szarogłazowe; 8 — powierzchnia erozji epigenetycznej
- 1 — limestones and dolomites with oolites; 2 — limestones; 3 — limestones, marls and shales with anhydrite layers; 4 — marls; 5 — claystones and shales; 6 — quartz sandstones; 7 — arkosic and greywacke sandstones; 8 — surface of epigenetic erosion

Pierwotna miąższość utworów górnego karbonu jest nie do określenia. Najdłuższe nawiercone profile: Koszalin IG 1 i Sarbinowo 1 mają odpowiednio prawie 700 m i ponad 600 m miąższości.

Ze wspomnianych dwóch ilustracji (fig. 13 i 14) wynika jeszcze jeden fakt. Otóż rozmiary ziarn w kompleksach piaszczystych zarówno dewonu, jak i dolnego karbonu zmniejszają się ogólnie wzdłuż strefy z północnego zachodu na południowy wschód. W tym samym kierunku wzrasta udział komponentów węglanowych i ilastych. Wskazuje to na dominujący kierunek transportu materiału klastycznego z północnego zachodu lub północy, od strony dzisiejszego masywu Bornholmu, i ogólne pogłębianie się basenów ku południowemu wschodowi.

Całość zbadanego materiału świadczy o sporej ruchliwości obszaru, stanowiącego fragment regionalnej strefy Teisseyre'a — Tornquista. Ruchliwość ta, wyrażona procesami sedymentacji, erozji i tektoniki, nasilała się stopniowo i rytmicznie począwszy od górnego dewonu, aby tektoniczną kulminację osiągnąć u schyłku górnego karbonu.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 25 listopada 1977 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEDNARCZYK W. (1974) — The Ordovician in the Koszalin — Chojnice Region (Western Pomerania). *Acta geol. pol.*, 24, p. 581—600, nr 4. Warszawa.
- CHRISTENSEN O. B. (1971) — Nedre karbon i dybdeboringen Orslev nr 1 pa Falster. *Danm. Geol. Unders. Rap.*, nr 5. København.
- CHURKIN M., CARTER C., JOHNSON B. R. (1977) — Subdivision of Ordovician and Silurian time scale using accumulation rates of graptolitic shale. *Geology*, 5, p. 452—456, nr 8.
- file głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 42 Człuchów niecki pomorskiej. *Kwart. geol.*, 19, p. 515—536, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ J. (1976) — Petrografia osadów dewonu w strefie Jamno — Miastko niecki pomorskiej. *Kwart. geol.*, 20, p. 503—523, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ J. (1977) — Wyniki badań petrograficznych utworów dewonu. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 42 Człuchów IG 1, p. 82—90. Warszawa.
- DADLEZ R. (1965) — Stan znajomości pokrywy permomezozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich. *Prz. geol.*, 13, p. 14—21, nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R. (1967) — Najnowsze profile podłoża cechsztynu w północno-zachodniej Polsce. *Kwart. geol.*, 11, p. 572—586, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R. (1974) — Tectonic Position of Western Pomerania (North-western Poland) Prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, 274, p. 49—87. Warszawa.
- FOLK R. L. (1954) — The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, 62, p. 344—359, nr 3.

- HEFLIK W., MUSZYŃSKI M. (1973) — Diabazy z wiercenia Kurowo-2 koło Koszalina. *Kwart. geol.*, **17**, p. 431—440, nr 3. Warszawa.
- HIRSCHMANN C., HOTH K., KLEBER F. (1975) — Die lithostratigraphische Gliederung des Oberkarbons im Bereich der Inseln Rügen und Hiddensee. *Z. geol. Wiss.*, **3**, p. 985—986, nr 7. Berlin.
- HOFFMANN N., LINDERT W., WEYER D., ILLERS K. H. (1975) — Zum Unterkarbon — Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee. *Z. geol. Wiss.*, **3**, p. 851—873, nr 7. Berlin.
- KOREJWO K. (1969) — Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowlands. *Acta geol. pol.*, **19**, p. 609—709, nr 4. Warszawa.
- KOREJWO K. (1975) — Utwory najniższego dinantu z profilu Babilon 1 (Pomorze Zachodnie). *Acta geol. pol.*, **25**, p. 451—504, nr 4. Warszawa.
- KOREJWO K. (1976) — The Carboniferous of the Chojnice area (Western Pomerania). *Acta geol. pol.*, **26**, p. 541—555, nr 4. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1975) — Z badań palinologicznych karbonu północno-zachodniej Polski. *Prz. geol.*, **23**, p. 34—35, nr 1. Warszawa.
- KUCHCIŃSKI J., SIKORSKI B. (1971) — Analiza stratygraficzno-facjalna utworów karbońskich synklinorium pomorskiego. *Arch. ZGN. Warszawa.*
- ŁOBANOWSKI H. (1968) — Wstępne dane o dewonie w strefie strukturalnej Chojnic (północno-zachodnia Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 765—786, nr 4. Warszawa.
- ŁOBANOWSKI H. (1969) — Górny dewon z wiercenia Stobno 3 w rejonie Chojnic (NW Polska). *Acta geol. pol.*, **19**, p. 793—803, nr 4. Warszawa.
- ŁOBZA A. (1976) — Opracowanie syntetyczne utworów dewonu synklinorium i antyklinorium pomorskiego. *ZOG Geonafra, Toruń, Arch. ZGN. Warszawa.*
- MAREK S., ZNOSKO J. (1974) — Tectonic Position of Kujawy and Wielkopolska (Central Poland) Prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 89—110. Warszawa.
- MATYJA H. (1972) — Biostratygrafia dewonu górnego z profilu wiercenia Chojnice 2 (Pomorze Zachodnie). *Acta geol. pol.*, **22**, p. 735—750, nr 4. Warszawa.
- MATYJA H. (1975a) — Biostratygrafia famenu z profilu wiercenia Chojnice 4 (Pomorze Zachodnie). *Acta geol. pol.*, **25**, p. 141—152, nr 1. Warszawa.
- MATYJA H. (1975b) — Fauna brachiopodowa warstw przejściowych dewon — karbon z profilu Babilon 1 (Pomorze Zachodnie). *Acta geol. pol.*, **25**, p. 529—536, nr 4. Warszawa.
- MATYJA H. (1976) — Biostratigraphy of the Devonian — Carboniferous passage beds from some selected profiles of NW Poland. *Acta geol. pol.*, **26**, p. 489—539, nr 4. Warszawa.
- MC BRIDE E. F. (1963) — A classification of common sandstones. *J. Sediment. Petrol.*, **33**, p. 664—669, nr 3.
- MIŁACZEWSKI L. (1969) — Dewon. W: Ropo- i gazoność obszaru lubelskiego na tle budowy geologicznej. Cz. 1, Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. *Pr. geostruktur. Inst. Geol.*, p. 52—69. Warszawa.
- MIŁACZEWSKI L. (1975) — Dewon na południowo-wschodniej Lubelszczyźnie. *Arch. Inst. Geol. Warszawa.*
- MIŁACZEWSKI L., RADLICH K. (1974) — Dewon. W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2, Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**, p. 83—98. Warszawa.

- MODLIŃSKI Z. (1968) — Ordowik na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. geol.*, **12**, p. 488—492, nr 3. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1978) — Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niżu Polskim. *Kwart. geol.*, **22**, p. 49—58, nr 1. Warszawa.
- MUSZYŃSKI M. (1976) — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna karbońskich skał osadowych niecki pomorskiej (okolice Bobolic). *Pr. miner. Kom. Nauk Miner. PAN Oddz. w Krakowie*, **48**, p. 7—67. Warszawa.
- NEHRING M. (1971) — Mikroskamieniałości z osadów dewonu z otworu wiertniczego Jamno IG 1. *Kwart. geol.*, **15**, p. 284—301, nr 2. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1964) — Wstępne dane o dewonie na Niżu Polskim. *Kwart. geol.*, **8**, p. 224—231, nr 2. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1968) — Wstępne dane o dewonie Zachodniego Pomorza. *Kwart. geol.*, **12**, p. 1039—1040, nr 4. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1971) — Dewon. W: Ropo- i gazoność obszaru nadbałtyckiego między Swinoujściem a Darłowem na tle budowy geologicznej. Cz. I, Budowa geologiczna. *Pr. geostrukt. Inst. Geol.*, p. 30—35. Warszawa.
- PAJCHŁOWA M. (1977) — Dewon. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 42 Człuchów IG 1, p. 43—44. Warszawa.
- PENDIAS H., RYKA W. (1974) — Magmowe skały zasadowe środkowej części Pomorza Zachodniego. *Kwart. geol.*, **18**, p. 1—16, nr 1. Warszawa.
- PENNINGTON J. J. (1975) — The geology of the Argyll Field. In: *Petroleum and the continental shelf of north-west Europe*, **1**, *Geology*, p. 285—191, *Appl. Sc. Publ. Barking*.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R. (1972) — *Sands and Sandstones*. Springer Verlag. Berlin—Heidelberg—New York.
- POBORSKI J., CIMASZEWSKI L. (1961) — Z paleogeografii permu na Pomorzu. *Prz. geol.*, **9**, p. 576—579, nr 11. Warszawa.
- POKORSKI J. (1976) — Czerwony spągowiec, warstwy darłowskie i miasteckie. W: *Perm i mezozoik niecki pomorskiej*. *Pr. Inst. Geol.*, **79**. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1972) — Rozwój strukturalny Niżu Polskiego w epoce waryscyjskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **252**, p. 83—98. Warszawa.
- SCHMIDT K., KATZUNG G., FRANKE D. (1977) — Zur Entwicklung des präpermisschen Untergrunds und des Magmatismus im südwestlichen Vorfeld der Osteuropäischen Tafel. *Z. angew. Geol.*, **23**, p. 426—436, nr 9. Berlin.
- STASIŃSKA A. (1969) — Korallowce dewońskie Tabulata z otworu Miastko 1 w północno-zachodniej Polsce. *Acta geol. pol.*, **19**, p. 765—778, nr 4. Warszawa.
- TELLER L. (1969) — The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta geol. pol.*, **19**, p. 393—501, nr 3. Warszawa.
- TELLER L. (1974) — The Silurian of the Margin of the East European Platform in the Region of Miastko — Chojnice (NW Poland). *Acta geol. pol.*, **24**, p. 563—580, nr 4. Warszawa.
- TELLER L., KOREJWO K. (1968a) — Dolny sylur z wiercenia Lutom 1 w rejonie Chojnic (północno-zachodnia Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 293—301, nr 2. Warszawa.
- TELLER L., KOREJWO K. (1968b) — Early Palaeozoic deposits in the deep substratum of north-western Poland. *Acta geol. pol.*, **18**, p. 613—619, nr 3. Warszawa.
- TELLER L., KOREJWO K. (1968c) — Stratygrafia górnego syluru z otworów Chojnice 3 i Stobno 1 (NW Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 752—773, nr 3. Warszawa.

- TOKARSKI A. (1959) — Chojnicki profil cechsztynu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, p. 129—163, z. 2. Kraków.
- TOMCZYK H. (1968) — Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wierceń. Kwart. geol., 12, p. 15—36, nr 1. Warszawa.
- TURNAU E. (1975) — Microflora of the Famennian and Tournaisian deposits from boreholes of Northern Poland. Acta geol. pol., 25, p. 505—528, nr 4. Warszawa.
- WHITE M. A. (1977) — Turning points in Phanerozoic history. Nature, 267, p. 679—682, nr 5613. London.
- ŻBIKOWSKA B. (1974) — Upper Silurian Ostracod Zones in the Chojnice Area (NW Poland). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 22, p. 45—48, nr 1. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1968) — Porównanie karbonu Rugii i Meklemburgii oraz północno-zachodniej Polski. Kwart. geol., 12, p. 1055—1056, nr 4. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1971) — Karbon. W: Ropo- i gazonośność obszaru nadbałtyckiego między Świnoujściem a Darłowem na tle budowy geologicznej. Cz. I, Budowa geologiczna. Pr. geostruktur. Inst. Geol., p. 35—39. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M. (1977) — Karbon. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, z. 39 Koszalin IG 1. Warszawa.
- ГРИГЯЛИС А. А. (1963) — Очерк геологического строения и развития территории Литовской ССР. Вопр. Геол. Литвы, стр. 43—61. Вильнюс.
- КУРШС В. М. (1975) — Литология и полезные ископаемые терригенного девона главного поля. Изд. Зинайте. Рига.
- РАЗНИЦЫН В. А. (1975) — Что представляет Донбасс и Днепровско-Донецкий прогиб. Изв. Высш. Учеб. Зав., Геол. и Разв., № 3, стр. 3—9. Москва.
- ТИХИЙ В. Н. (1972) — Что же принадлежит эйфельскому ярусу на Русской платформе. Сов. Геол., № 6, стр. 33—44. Москва.

Рышард ДАДЛЕЗ

ПОДПЕРМСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ЗОНЕ КОШАЛИН — ХОЙНИЦЕ

Резюме

Начиная с 1958 года свыше 70 скважин вошло в допермские отложения в узкой зоне Кошалин — Хойнице на северо-западе Польши (фиг. 1). Результаты биостратиграфических и петрографических исследований, проводившихся до настоящего времени, рассеяны в большом числе работ охватывающих как отдельные скважины так и различные стратиграфические элементы, а также выбранные группы фауны (см. список литературы). Целью настоящей статьи является начертание расширенного геологического фона для этих данных, путем показания расширения главных литологических комплексов, а также представление выводов относительно палеогеографии и палеотектоники. На фиг. 2—12 показана литология, литостратиграфическая корреляция, биостратиграфическое расчленение на ярусы и дру-

гие основные данные по разрезам. Корреляция разрезов ордовика и силура упрощена ввиду однородного строения пород и их достаточно ясного биостратиграфического расчленения — высота граф по отдельным ярусам не имеет ничего общего с их мощностью, так как разрезы представлены только частично и сильно тектонически нарушены. На фиг. 13 и 14 показаны схематические разрезы девона и нижнего карбона, фациальное строение, смены мощностей и распространение позднейшей эрозии.

Сильно складчатые и глубоко эродированные породы ордовика и силура покрыты отложениями девона. В дофаменных разрезах можно выделить две зоны. Седиментация в береговой зоне (фиг. 4, 6 и 13) началась вероятно в позднем зигене с отложения аллювиальной обломочной серии типа ольд-ред, только в локальных изолированных бассейнах отложились аргиллиты с ангидритом. В этой серии можно выделить нижележащий комплекс Ямна (верхний зиген? — эйфель?) и вышележащий комплекс Вышебожа (живет? — фран?). Они отделены друг от друга морскими сланцами и карбонатами живецкого (частично эйфельского?) комплекса Сянова и перекрыты известняками и мергелями франского (нижне-среднефранского?) комплекса Кочалы. Известняки обоих морских комплексов часто сильно доломитизированы. Фауна состоит из кораллов, брахиопод, мшанек и водорослей. В целом последовательность в разрезе близка к той, которая наблюдается в Прибалтийской синеклизе (В. М. Куршс, 1975) и центральной части Северного моря (Дж. Дж. Пеннингтон, 1975). Все наблюдаемые пласты могут являться остатками разрушенного эрозией когда то сплошного осадочного покрова, залегавшего вдоль южной оконечности Балтийского щита.

В зоне бассейна (фиг. 5 и 13) доживетские отложения до сих пор не изучены. Строматопороидо-коралловые известняки и мергелистые сланцы самого старшего изученного комплекса Тухоли вверх по разрезу переходят в сланцы и алевролиты комплекса Сильна, а те в свою очередь в мелкозернистые серые песчаники и алевролиты комплекса Хойниц. Окаменелости комплексов Тухоли и Сильна свидетельствуют о живетском их возрасте.

В верхнем фране — фамене образовалась очень мощная серия мергелей и комковатых известняков, содержащая брахиоподы, цефалоподы и иглокожие (комплекс Члухова — фиг. 4—10 и 13). Она покрывала всю территорию, но в краевой зоне была втрое меньше чем в бассейновой, а позже была также частично эродирована (фиг. 13). В целом изменение фации и фауны, а также усиление и дифференцированность опускания дна бассейна с началом седиментации этого комплекса происходило одновременно со значительными тектоническими процессами в соседних областях (днепровско-донецкий авлокоген — В. А. Разницын, 1975) и совпадали по времени с одним из поворотных моментов в истории фанерозоя (М. А. Уайт, 1977).

Отложение мергелей в центральной части площади продолжалось в турнее (фиг. 11, 13 и 14). Это относится вероятно и к западной части, но там большую роль сыграла эрозия (внутритурнейская? — фиг. 9 и 14). В то время была разрушена значительная часть комплекса Члухова.

В разрезе нижнего карбона последнего упомянутого района преобладают три типа пород: черные, тощие сланцы, аркозово-граувакковые песчаники и карбонатные породы (фиг. 7, 8, 10 и 14). Два первые типа пород сосредоточены в нижней и средней части разреза (комплекс Вежхова — турней, частично визей) в различных пропорциях. Третий тип преобладает в верхней части разреза. На северо-западном участке он представлен мергелями, сланцами и карбонатами с комками ангидрита (комплекс Гжибова), а на юго-востоке их латеральными аналогами — оолитовыми и обломочными частично доломитизированными известняками (комплекс Курова). Оба комплекса содержат скудную визейскую группу окаменелостей.

Залегание фаций в породах девона и нижнего карбона говорит о том, что обломочный материал транспортировался в основном с севера и северо-запада. Большие изменения в строении разрезов нижнего карбона в Дании (О. Б. Христенсен, 1971), на Ругии (Н. Гофф-

манн, В. Линдерт, Д. Взер, 1975) и на северо-западе Польши свидетельствуют о большой поперечной дифференцированности зоны Тейссера — Горняквиста.

До верхнекарбонской седиментации имел место краткий период небольшой эрозии. Пласты верхнего карбона — кварцевые песчаники, алевролиты и сланцы с растительными остатками, относящиеся вероятно к периоду от намюра до вестфали (В?) — представлены неполными разрезами, уцелевшими после эрозии. Тектонические процессы и эрозия наиболее активно проявились в самых верхах карбона — низах перми. В начале благодаря ним территория приобрела блоково-сбросовое строение. Блоки располагались антитетично, а самая большая амплитуда сброса составляла несколько тысяч метров. Наступившая затем эрозия уничтожила мощные древние отложения местами вплоть до среднедевонских пластов. Полностью был уничтожен девонско-карбонский покров на северо-восток от зоны Кошалин — Хойнице. Существующая граница распределения этих систем является тектоническо-эрозионной (фиг. 1). Породы девона и карбона поставляли материал для нижнепермского конгломерата, который отложился с юго-запада от зоны Кошалин — Хойнице вдоль нее.

Ryszard DADLEZ

SUB-PERMIAN ROCK COMPLEXES IN THE KOSZALIN — CHOJNICE ZONE

Summary

Since 1958 pre-Permian rocks have been encountered in more than 70 deep wells (Fig. 1) within a narrow Koszalin — Chojnice zone in north-western Poland. The results of the biostratigraphic and petrographic investigations of these columns are, so far, scattered in numerous papers concerning either single wells or particular stratigraphic units, or else specific faunistic groups (see list of references). The aim of this paper is to outline a broad geological background for these data, presenting a pattern of main lithological bodies, and to draw some general palaeogeographic and palaeotectonic conclusions. Gross lithology, lithostratigraphic correlation, biostratigraphic determination of stages and other substantial data about the columns are given in Figs. 2—12. Correlations of the Ordovician and Silurian sequences are simplified because of uniform development of sediments and their comparatively clear biostratigraphic subdivision — the height of sections of individual stages has no reference here to their thickness since the sequences are fragmentary and strongly tectonically involved. Schematic pattern of the Devonian and Lower Carboniferous rock complexes, facies relations, thickness changes and the range of later erosion are illustrated in Figs. 13 and 14.

Strongly folded and deeply eroded Ordovician and Silurian strata are covered by the Devonian sediments. Two zones are discernible in the pre-Famennian sequences. The sedimentation in the marginal zone (Figs. 4, 6 and 13) began probably in the late Siegenian time with the alluvial clastic series of Old Red type; merely in the local isolated basins claystones with anhydrite deposited. This series is subdivided into a lower, Jamno complex (Upper Siegenian? — Eife-

lian?) and an upper, Wyszebórz complex (Givetian? — Frasnian?). They are separated by the intervening marine shales and carbonates of the Givetian (partly Eifelian?) Sianów complex and overlain by the limestones and marls of the Frasnian (Lower-Middle?) Koczała complex. The limestones of both marine complexes are often strongly dolomitized. Faunal assemblage consists of corals, brachiopods, bryozoans and algae. The succession as a whole is similar to those recorded from Peribaltic Syncline (W. M. Kursz, 1975) and mid-North Sea area (J. J. Pennington, 1975). All these occurrences together may constitute the post-erosional remnants of an once continuous sedimentary cover, deposited along the southern margin of the Baltic shield.

In the basinal zone (Figs. 5 and 13) pre-Givetian deposits are not, so far, recognized. Stromatoporoïd-coral limestones and marly shales of the oldest known Tuchola complex pass upwards into the shales and siltstones of the Silno complex and they — in turn — into the fine-grained, grey sandstones and siltstones of the Chojnice complex. Fossils date the Silno and Tuchola complexes at the Givetian.

A very thick series of marls and nodular limestones containing brachiopods, cephalopods and echinoderms (Człuchów complex — Figs. 4—10 and 13) developed in the late Frasnian — Famennian times and covered the entire area. However, it was about three times thinner in the marginal zone than in the basinal one and was later partly eroded there (Fig. 13). General facies and faunal change as well as the significant increase and differentiation of subsidence at the start of sedimentation of this complex were contemporaneous with major tectonic events in the neighbouring areas (Dnepr-Donetz aulacogen, W. A. Rasnitsyn, 1975) and coincided with one of turning points in the Phanerozoic history (M. A. White, 1977).

Marly sedimentation continued in the central part of the area into the Tournaisian (Figs. 11, 13 and 14). The same is perhaps valid for the western part, but an episode of the erosion (mid-Tournaisian?) played an important role there (Figs. 9 and 14). A considerable part of the Człuchów complex was removed at that time.

Three types of rocks predominate in the Lower Carboniferous succession of the last mentioned region: black, rough shales, arkosic-greywacke sandstones and carbonates (Figs. 7, 8, 10 and 14). First two of them are concentrated in the lower and middle parts of the sequence (Wierzchowo complex — Tournaisian, partly Viséan), occurring there in variable proportions. The third type of rocks prevails in the upper part. These are marls, shales and carbonates with anhydrite nodules in the north-western segment of the region (Grzybowo complex) and their lateral equivalent — oolitic and detrital limestones, partly dolomitized — in the south-eastern segment (Kurowo complex). Both contain scarce Viséan fossils.

The facies pattern in the Devonian and Lower Carboniferous strata shows that the detrital material was transported mainly from the north and north-west. Great changes in the development of the Lower Carboniferous sequences in Denmark (O. B. Christensen, 1971), on Rügen (N. Hoffmann, W. Lindert, D. Weyer, 1975) and in north-western Poland points to the considerable transverse differentiation in the Teisseyre — Tornquist zone.

Upper Carboniferous sedimentation was preceded by a rather short period of insignificant erosion. Upper Carboniferous strata — quartz sandstones, siltstones and shales with plant detritus, comprising probably the interval from the Namurian

to the Westphalian (B?) — are represented by the incomplete sequences which survived the erosion. Most important tectonic and erosional activity took place in the latest Carboniferous — earliest Permian times. First, it brought about the formation of block-fault structure of the area. The pattern of antithetic blocks was dominant and the throw of the greatest faults was as much as several thousand meters. The subsequent erosional processes removed huge masses of earlier deposits, having reached locally down to the Middle Devonian strata. They have entirely destroyed the Devonian-Carboniferous cover north-east of the Koszalin — Chojnice zone. The present extent of these systems is clearly a tectonic-erosional one (Fig. 1). The Devonian and Carboniferous rocks supplied the material for the Lower Permian conglomerates which sedimented along the south-western side of the Koszalin — Chojnice zone.

Translated by the Author