

UKD 551.735/.736.1.02:551.242/.244+551.3.053(438–15 Wielkopolska)

Paweł Henryk KARNKOWSKI, Kazimierz RDZANEK

Uwagi o podłożu permu w Wielkopolsce

Przedstawiono szkic litologii i stratygrafii utworów podpermskich na obszarze Wielkopolski. Na podstawie przeanalizowanych profilów można sądzić, że poza główną fazą fałdowań waryscyjskich (namur B–D) w najwyższym karbonie zachodziły intensywne ruchy tektoniczne. Były one prawdopodobnie związane z głębokimi rozłami. Obecny obraz powierzchni podpermskiej, poza morfologią, jest efektem działalności tektonicznej w górnym karbonie i dolnym permie, połączonej z silną erozją.

WSTĘP

Na obszarze Wielkopolski około 40% głębokich wierceń osiągnęło utwory podpermskie. Pomimo nierównomiernego rozmieszczenia tych wierceń stan rozpoznania podłoża podpermskiego na dzień dzisiejszy nie jest zły, a ilość opracowań poświęconych temu zagadnieniu stale rośnie.

Podczas profilowania utworów dolnopermskich jeden z autorów przejrzał wszystkie rdzenie, które były pobrane poniżej spągu czerwonego spągowca. To zaznajomienie się z litologią, wykształceniem facjalnym, stopniem diagenety i zaangażowaniem tektonicznym podpermskiego podłoża pozwoliło na usystematyzowanie wyników badań różnych autorów oraz przedstawienie własnych poglądów na ten temat.

CHARAKTERYSTYKA SKAŁ PODŁOŻA PERMU

Najstarszymi skałami w podłożu permu w Wielkopolsce są łupki serycytowo-chlorytowe, kwarcyty i fyllity barwy seledynowej, stalowo-szarej i jasnoszarej z odcieniem żółtawym (Siekówko 1, Siekówko 2), a niekiedy brunatno-wisniowej (Żakowo 1, Żakowo 6). Kwarcyty występują w fyllitach w postaci warstewek. Upady fyllitów wynoszą na ogół 20–90°. Często w rdzeniach obserwuje się intensywne zmięcia tektoniczne i drobne fałdki.

Na podstawie składu litologicznego opisywane skały południowej Wielkopolski były porównane do skał starszego paleozoiku Sudetów (W. Grocholski, 1972) albo do eokambriu typu małopolskiego (J. Oberc, 1972). H. Krawczyńska-Grocholska (1976) ze skał starszego paleozoiku z otworów wiertniczych Żakowo 3 i Żakowo 4 oraz z analogicznych skał z otworu Siekówko 1 wyodrębniła sporomorfy.

Występowanie starszego paleozoiku w Wielkopolsce ograniczone jest do jej południowej części. Zwarty zasięg tych utworów W. Grocholski (1972) nazwał metamorfikiem południowej Wielkopolski, a J. Oberc (1972) jednostką Krotoszyn – Wolsztyn. Ponieważ ta druga nazwa koresponduje z nazwą wału walożyńskiego, który nie pokrywa się z zasięgiem występowania skał starszego paleozoiku, wydaje się, że pierwsza nazwa jest bardziej jednoznaczna i użyteczna.

Skały starszego paleozoiku zarówno od południa, jak i północy kontaktują z osadami wykształconymi w postaci przeławicających się piaskowców i łupków ciemnoszarych z odcieniem fioletowym, czasami o spoiwie węglanowym. Są one dobrze zdiagnozowane, a partie mułowcowo-ilaste wykazują oddzielność wzdłuż uławicenia. Upad ich jest zmienny i waha się od 20 do 90°, a w niektórych przypadkach można obserwować silne zmięcia tektoniczne. Nie można jednak odczytać żadnej prawidłowości w rozmieszczeniu zaangażowania tektonicznego w poszczególnych strefach lub wierceniach. Znaczne stektonizowanie pewnych partii skalnych jest przypuszczalnie wynikiem większej podatności odcinków mułowcowo-ilastych na odkształcenia. Wyróżnione skały, dzięki charakterystycznej litologii i barwie, dosyć łatwo można rozpoznać na całym pozostałym obszarze, poza metamorfikiem południowej Wielkopolski.

W skałach starszego paleozoiku z otworu wiertniczego Zbąszyń 2 J. Haydukiewicz znalazła konodonty wskazujące na żywet – dolny fran (J. Kłapciński i in., 1978). W południowej części monokliny przedsudeckiej w otworach Kłépinka IG 1 i Jelenin IG 1 M. Chorowska (1978) również na podstawie konodontów stwierdza osady górnego dewonu – franu i famenu.

Dużo lepiej udokumentowane są osady karbonu dolnego. Na podstawie goniatytów w kilkunastu otworach wiertniczych południowej części monokliny przedsudeckiej oznaczono wizen (K. Korejwo, L. Teller, 1967; K. Korejwo, 1969) i dolny namur (A.M. Żelichowski, 1964b; K. Korejwo, 1969). Na wschód od Poznania (Siekierki W. 3) w opisywanych osadach znaleziono goniatyty (J. Kłapciński i in., 1978), które wskazują na górny wizen (poziom Go β). Również w profilu otworu Września IG 1 udokumentowane są utwory wizeny, a być może częściowo dolnego namuru (A.M. Żelichowski, 1977).

W latach siedemdziesiątych prawie we wszystkich otworach wiertniczych były wykonane oznaczenia palinologiczne. W wielu profilach (np. Kościan 3, Sęszew 1,

Poznań GN 1, Kaleje 6, Kamieniec 1, Brzoza 1) H. Krawczyńska-Grocholska (1976, 1979) znalazła tylko sporomorfy długowieczne, które wskazują na karbon. W otworach wiertniczych: Śrem 1, Lwówek 1, Jarocin GN 2 (T. Górecka i in., 1978), Siekierki W. 3, Wielichowo 1, Książ Wlkp 3, Grodzisk 2, Słocin 2 (H. Krawczyńska-Grocholska, W. Grocholski, 1976a, b; H. Krawczyńska-Grocholska, 1978, 1979) zespoły sporomorf wskazują na turnej, wizen i dolny namur. Ozna-

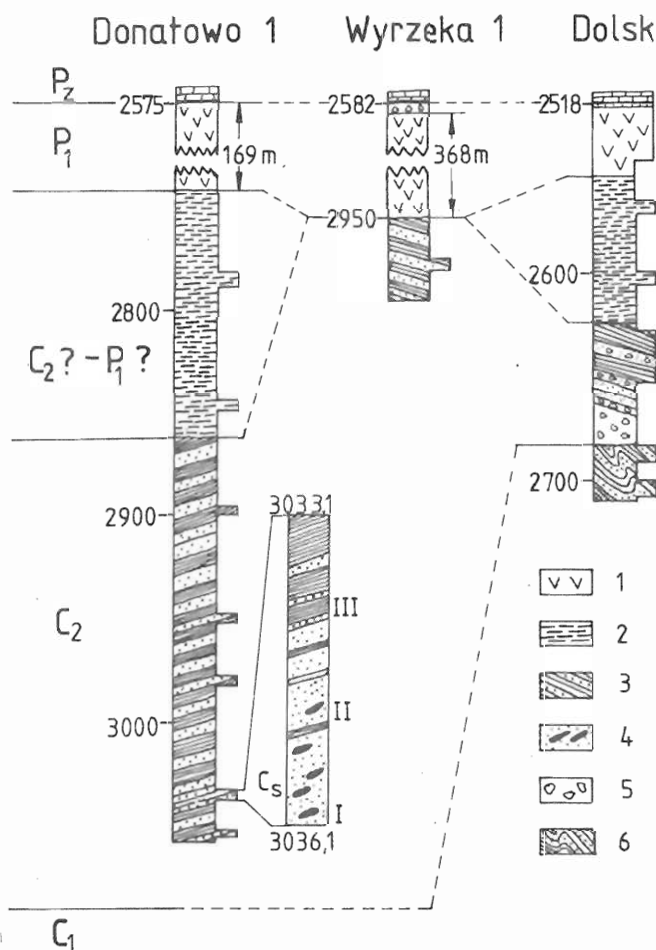


Fig. 1. Korelacja stratygraficzna podcechsztyńskich profili wierceń
Stratigraphic correlation of sub-Zechstein borehole columns

1 - skały wulkaniczne; 2 - mułowce i ilowce czerwono-brunatne; 3 - ilowce i piaskowce ciemnoszare; 4 - piaskowce z okruchami czarnych mułowców; 5 - zlepienie; 6 - silnie zdiagenezowane piaskowce i łupki ciemnoszare z odcieniem fioletowym; I-III - numery próbek C₁ - karbon dolny; C₂ - karbon górny; C_s - stefan; P₁ - perm dolny; P_z - cechsztyń

1 - volcanic rocks; 2 - red-brown mudstones and claystones; 3 - dark-gray claystones and sandstones; 4 - sandstones with detritus of black mudstones; 5 - conglomerates; 6 - dark-gray with violet shade, strongly diagenesed sandstones and shales; I-III - number of samples; C₁ - Lower Carboniferous; C₂ - Upper Carboniferous; C_s - Stephanian; P₁ - Lower Permian; P_z - Zechstein

czenia te potwierdzają wiek skał ustalony na podstawie goniatytyw, których zasięg również ogranicza się co najwyżej do dolnego namuru. Jak widać, na większości obszaru Wielkopolski w podłożu permu występują utwory młodszego paleozoiku – głównie niższego karbonu.

W 1977 r. podczas profilowania utworów podpermskich z obszaru Wielkopolski jeden z autorów natknął się w pobliżu spągu profilu Donatowo 1 (fig. 1) na słabo zdiagenezowane skały, zawierające dużą ilość zwęglonych szczątków roślinnych. Odmienne wykształcenie litologiczne tych osadów w stosunku do większości skał występujących w podłożu permu było zachętą do szczegółowych badań stratygraficznych, tym bardziej, że dotychczasowe wyniki badań serii poderyptywnej z tego otworu nie dały jednoznacznych wyników (H. Krawczyńska-Grocholska, 1976, 1978; T. Górecka i in., 1977b).

Do analizy wybrano rdzeń ze spągowej części profilu (3033,1–3036,1 m), gdzie występują szare piaskowce średnioziarniste z licznymi okruchami czarnych iłowców i przewarstwione ciemnoszarymi mułowcami. Kąt upadu tych warstw wynosi około 20° (P.H. Karnkowski, K. Rdzanek, 1982).

Skały poddano maceracji w HF na zimno. W efekcie uzyskano dużą ilość rezydium organicznego, złożone w ogromnej większości z fragmentów tkanek roślinnych. Miospory stanowiły zupełnie podrzędny składnik rezydium w dwóch próbkach, natomiast w trzeciej (III) zupełnie ich nie było. Megaspor nie znaleziono. Spośród występujących mikrospor oznaczono około 20 gatunków.

Palinofacja (A. Combaz, 1964) badanych osadów ze sporami jest dość specyficzna. W odróżnieniu od zespołów spor z węgla brak tu, pomijając zarodniki *Crassiglobulites uniois* (Horst, 1934; Dybowa et Jachowicz, spor o średnicy poniżej 30 mikronów. Zapewne lub prawie zupełnie brak pewnych spor tak charakterystycznych dla wyższego karbonu, jak *Lycospora* i grupa *Monoletes*, brak też ziarn pyłku i form prepyłkowych. Dominują natomiast rodzaje *Densosporites*, *Cingulizonates*, *Dictyotriletes* i *Convolutispora*. Ten charakter palinofacji uzasadnia przywiązywanie wielkiej wagi do znalezisk nawet pojedynczych okazów tych gatunków, które są powszechnie uznanymi wskaźnikami stratygraficznymi. Mogło się bowiem złożyć tak, że palinofacja ta powstała w środowisku sedimentacyjnym, do którego dostawały się tylko znikome ilości spor przewodnich. Myślą tą kierowano się przy interpretacji stratygraficznej omawianej mikroflory.

Na podstawie listy oznaczonych spor (tab. 1; tabl. I) można stwierdzić niejednorodność wiekową asocjacji mikroflory. Najmłodsze dwa gatunki, wskazujące jednocześnie na maksymalny wiek osadów, położone są w tabeli najwyżej.

B. Alpern (1958, 1959), autor gatunku *Variouxisporites plicatus*, przy definicji rodzaju jak i gatunku podaje zasięg ograniczony do stefanu. Natomiast w podsumowaniu jednej z prac (B. Alpern, 1959, tab. 2, str. 304) zaznacza obecność tego rodzaju już w westfalu D. Schodząc jednak do szczebla gatunku zasięg *V. plicatus* Alpern, 1958 należy ograniczyć do stefanu.

Najbardziej znanym wskaźnikiem spor najwyższego karbonu jest *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke, 1950) Alpern et Doubinger, 1973 (dwa okazy – tabl. I, fig. 12, 13a, b). Wielu autorów napotkało ten gatunek tylko w stefanie. Jednak R. Kosanke (1950) podaje go także z osadów uznawanych obecnie za odpowiedniki europejskiego westfalu D (R.A. Peppers, J.T. Popp, 1979). Faktem jednak pozostaje, że spora ta nabiera stratygraficznego znaczenia dopiero w stefanie. Na podstawie omówionych dwóch gatunków można przyjąć, że badane utwory powstały nie wcześniej niż w stefanie.

Tabela 1

Wykaz oznaczonych mikrospor oraz ich stratygraficzne zasięgi

Próbki		Mikrospory	TURNEJ	WIZEN	NAMUR			WESTFAL				STEFAN
I	II				A	B	C	A	B	C	D	
	+	<i>Variouxisporites plicatus</i> Alpern										
	+	<i>Thymospora pseudothiessenii</i> (Kosanke) Alpern et Doubinger										
+		<i>Densosporites reticulatus</i> Dybová et Jachowicz										
+		<i>Grumosporites papillosus</i> (Ibrahim) Smith et Butterworth										
	+	<i>Dictyotriletes clatriformis</i> (Artüz) Sullivan										
+		<i>Ahrensia angulatus</i> (Kosanke) Potonié et Kremp										
	+	<i>Cyclogranisporites aff. aureus</i> (Loose) Potonié et Kremp										
	+	<i>Convolutispora specialis</i> (Dybová et Jachowicz) Jachowicz										
	+	<i>Punctatisporites obesus</i> (Loose) Potonié et Kremp										
	+	<i>Leiotriletes minimalis</i> (Dybová et Jachowicz) Jachowicz										
		forma <i>pulla</i> (Dybová et Jachowicz) Jachowicz										
	+	<i>Leiotriletes sphaerotriangulus</i> (Loose) Potonié et Kremp										
	+	<i>Granulatisporites parvus</i> (Ibrahim) Potonié et Kremp										
	+	<i>Laevigatosporites vulgaris</i> (Ibrahim) Alpern et Doubinger										
+	+	<i>Densosporites anulatus</i> (Loose) Smith et Butterworth										
+	+	<i>Cingulizonates bialatus</i> (Waltz) Smith et Butterworth										
	+	<i>Densosporites pseudoannulatus</i> Butterworth et Williams										
	+	<i>Dictyotriletes peltatus</i> (Playford) Clayton et al.										
	+	<i>Crassiglobulites unioformis</i> (Horst) Dybová et Jachowicz										
	+	<i>Simozonotriletes intortus</i> (Waltz) Potonié et Kremp										

Analizując cały zespół obserwuje się przewagę form długowiecznych (tab. 1). Wiele ze spor kończy swój zasięg przed stefanem nieraz znacznie wcześniej. Występowanie ich w utworach stefińskich może być wytłumaczone redepozycją. Redepozycją można także wytłumaczyć różny ich stan zachowania. Nie chodzi tu o bardzo często wysoki stopień zniszczenia, gdyż zniszczenie równie dobrze mogło być wynikiem procesów syngedymencyjnych, ale o różny stopień zwęglenia egzyny okazów pochodzących z tej samej próbki. Szczególnie dobrze widać to na okazach rodzaju *Densosporites*, których barwa zmienia się od jasnobrązowej do czarnej (por. tabl. I, fig. 8, 9). Spory te zapewne były wymywane z różnych poziomów i miejsc różniących się siłą czynników zwęglających i powtórnie złożone w osadzie.

Podobny do badanego typ litologiczny występuje w bezpośrednio wyższej partii rdzenia. Wśród szarych piaskowców zaczynają się tu pojawiać wkładki iłowców czerwono-brązowych, a w końcu cały osad (zarówno piaskowce jak i mułowce) przybiera barwę czerwono-żółtą z odcieniem fioletowym. Kąt upadu nadal wynosi około 20°. Ponad tymi osadami występuje kompleks iłowców brązowo-fioletowych o kącie upadu 0–5°. Rzadkie rdzeniowanie nie pozwala dokładnie powiedzieć, gdzie zaczyna się ten kompleks, lecz zaobserwowana niewielka niezgodność kątowna sugeruje istnienie ruchów tektonicznych w najwyższym karbonie.

Porównując podcechsztyński profil w otworze wiertniczym Donatowo 1 z profilami niedaleko położonych wierceni Dolsk 1 i Wyrzeka 1 (fig. 1) można stwierdzić, że są one bardzo podobne. Spory oznaczone w tych otworach (T. Górecka, 1978) z serii poderuptywnych wskazują, że mamy do czynienia z młodszym ogniwem westfalu (westfal C/D). Tak więc duże podobieństwo litologiczne oraz zbliżony wiek tych skał, ustalony na podstawie spórform, upoważnia do zaliczenia poderuptywnych osadów w otworze wiertniczym Donatowo 1 do formacji Dolska wyróżnionej przez P.H. Karnkowskiego (1977).

Na SE od omawianego obszaru w ciemnoszarych i czarnych iłowcach i mułowcach o upadzie 25–30° (Pogorzela 1, Pogorzela 4, Pogorzela 6 – T. Górecka i in., 1978; Wycisłowo IG 1 – A.M. Żelichowski, 1978) występują spory górnokarbońskie (najstarszy westfal). W południowej części monokliny przedsudeckiej w wielu otworach stwierdzono utwory górnokarbońskie (westfal–stefan), które również często są nachylone, nawet niekiedy pod kątem 40° (A.M. Żelichowski, 1964a, b; H. Krawczyńska-Grocholska, W. Grocholski, 1976a; T. Górecka i in., 1977a; J. Jerzykiewicz, 1977).

Z podanych przykładów wynika, że pomiędzy sfałdowanym dolnym karbonem (włącznie z namurem A) a karbonem górnym (westfal–stefan) istnieje niezgodność kątowna, która odpowiadałaby głównym fałdowaniom waryscyjskim. J. Oberc (1977) fałdowania te wiąże ze spóźnioną fazą sudecką, a A.M. Żelichowski (1964a) z fazą Gór Kruszcowych.

Pomiędzy górnym karbonem a osadową czerwoną serią poderuptywną (np. Dolsk 1, Donatowo 1 – fig. 1) również obserwuje się niezgodność kątowną. To zaburzenie osadów górnokarbońskich można umiejscowić na pograniczu karbonu i permu (fig. 2). W innych basenach syngedymencyjnych Europy Zachodniej często brak ciągłości syngedymencyjnej między karbonem i permem lub na tej granicy zaznacza się zmiana wielkości uziarnienia osadów. Według G. Katzunga (1968, 1974) zjawiska te należy wiązać z ruchami tektonicznymi nazwanymi przez tego autora „ruchami frankońskimi”.

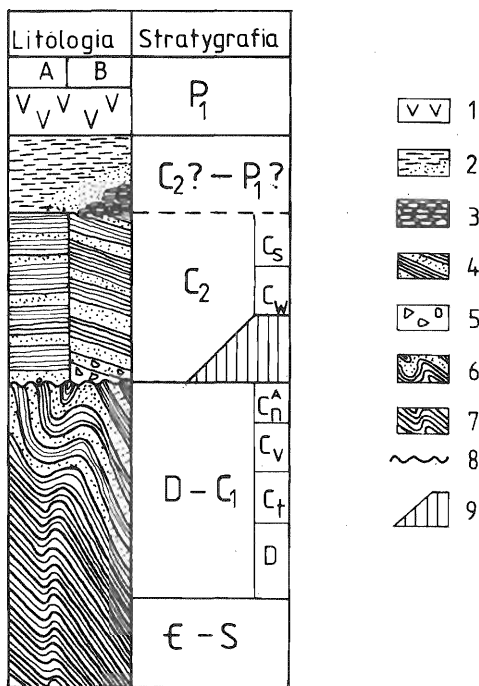
Nie można jednak wykluczyć, że zaburzenia tektoniczne w obrębie górnego karbonu mają tylko charakter lokalny. W otworach Książ Wlkp 3 i Kłęka 14

Fig. 2. Syntetyczny profil paleozoiku w Wielkopolsce (bez części permu)

Synthetic section of the Paleozoic (without a part of the Permian) in the Wielkopolska region

A – nie zaburzone osady karbonu górnego; B – zaburzone osady karbonu górnego; 1 – wulkanyty; 2 – czerwone mułowce, ilowce i podrzędnie piaskowce; 3 – zlepnieńce; 4 – piaskowce i mułowce w górnej części profilu czerwono-brunatne, a w dolnej szare i czarne; 5 – brekcje; 6 – silnie zdiagenezowane piaskowce i łupki ciemnoszare z odcieniem fioletowym; 7 – łupki serycytowo-chlorytowe; 8 – powierzchnie erozyjne, 9 – luka sedimentacyjna

A – undisturbed Upper Carboniferous rocks; B – disturbed Upper Carboniferous rocks; 1 – volcanic rocks; 2 – red mudstones, claystones and subordinate sandstones; 3 – conglomerates; 4 – sandstones and mudstones, red-brown in upper part of section and gray and black in the lower; 5 – breccias; 6 – dark-gray with violet shade, strongly diagenesed sandstones and shales; 7 – sericite-chlorite shales; 8 – erosional surfaces; 9 – stratigraphic gap



występują ciemnoszare łupki ilaste leżące prawie poziomo. Poniżej występują utwory karbonu dolnego. Opisywane otwory wiertnicze są oddalone zaledwie o 20–30 km od miejsca, gdzie prawdopodobnie znajdowało się centrum erupcji wulkanicznych (P.H. Karnkowski, 1977). Być może, aktywność wulkaniczna była poprzedzona ruchami tektonicznymi, które spowodowały zaburzenie osadów górnokarbońskich. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że wulkanizm ten związany jest z głębokim rozłamem Dolska (A. Guterch i in., 1975; J. Znosko, 1979).

ROZMIESZCZENIE SKAŁ PODŁOŻA PERMU

Obecne rozmieszczenie i ukształtowanie skał podłoża permu jest wynikiem wieloetapowej działalności tektonicznej połączonej z silną erozją. Odsłaniające się skały starszego paleozoiku są prawdopodobnie osiową częścią antyklinalnego wypiętrzenia. J. Oberc (1978), P. Karnkowski i in. (1978) zaznaczają je na obszarze Wielkopolski jako formę bardzo wydłużoną, przebiegającą aż za Krotoszyn. Nieco mniejszy zasięg tych skał ku wschodowi, tylko po Gostyń, wyznacza W. Grocholski (1979).

W świetle przedstawionych faktów wydaje się jednak, że występowanie skał starszego paleozoiku na powierzchni podpermnej jest ograniczone od wschodu strefą dyslokacyjną Poznań – Oleśnica. Z drugiej strony strefa ta ogranicza na tejże powierzchni rozprzestrzenienie osadów karbonu górnego w kierunku zachodnim

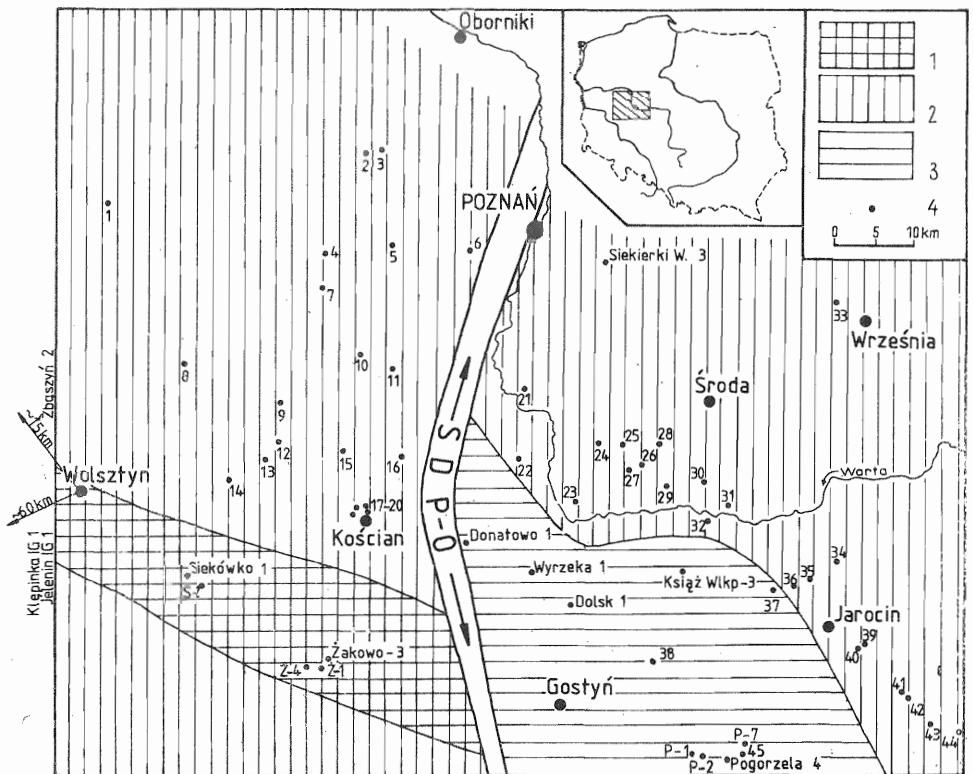


Fig. 3. Mapa podłoża permu w Wielkopolsce
Map of Permian basement in the Wielkopolska region

1 – epimetamorficzne skały dolnego paleozoiku; 2 – dolny karbon (podrzędnie dewon); 3 – górny karbon; 4 – lokalizacja głębokich otworów wiertniczych dokumentujących podłożę permu: 1 – Lwówek 1, 2 – Rokietnica, 3 – Rokietnica 1, 4 – Brzoza 1, 5 – Młodasko 4, 6 – Poznań GN 1, 7 – Buk-16, 8 – Słocin 2, 9 – Grodzisk 2, 10 – Stęszew GN 2, 11 – Stęszew GN 1, 12 – Kamieniec 1, 13 – Parzęczewo 1, 14 – Wielichowo 1, 15 – Łagiewniki 1, 16 – Borowo 1, 17–20 – Kościan 1–4, 21 – Rogalin 2, 22 – Brodnica 1, 23 – Śrem 1, 24 – Kaleje 3, 25 – Kaleje 4, 26 – Kaleje 5, 27 – Kaleje 6, 28 – Polwica 1, 29 – Zaniemyśl 1, 30 – Krzykosy 1a, 31 – Solec 1, 32 – Solec 2, 33 – Września IG 1, 34 – Klęka 3, 35 – Klęka 4, 36 – Klęka 7, 37 – Klęka 14, 38 – Wycisłowo IG 1, 39 – Witaszyce GN 1, 40 – Witaszyce GN 2, 41 – Jarocin GN 2, 42 – Jarocin GN 3, 43 – Kowalew 3, 44 – Kowalew 1, 45 – Bułaków 1; S.D.P.-O – strefa dyslokacyjna Poznań–Oleśnica

1 – Lower Paleozoic epimetamorphic rock; 2 – Lower Carboniferous (and, locally, some Devonian) rocks; 3 – Upper Carboniferous; 4 – location of deep boreholes encountering Permian basement (1–45); S.D.P.-O – Poznań–Oleśnica dislocation zone

(fig. 3). Należy sądzić, że była to jedna z ważniejszych linii tektonicznych w czasie górnego karbonu i dolnego permu, kiedy kształtował się obraz powierzchni podpermskiej. Jej znaczenie jest również bardzo wyraźne podczas tworzenia się młodszych formacji pokrywy platformowej w Wielkopolsce (P.H. Karnkowski, 1980a, b).

PIŚMIENICTWO

- ALPERN B. (1958) – Description de quelques microspores du Permo-Carbonifère Français. *Rev. Micropaléontol.*, **1**, p. 75–86, nr 2.
- ALPERN B. (1959) – Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des Charbons Français. Thèse Univ. Paris.
- CHOROWSKA M. (1978) – Dewon zachodniej części obszaru przedsudeckiego. *Przew. 50 Zjazdu PTG w Zielonej Górze*, p. 108–113.
- COMBAZ A. (1964) – Les palynofacies. *Rev. Micropaléontol.*, **7**, p. 205–218, nr 3.
- GÓRECKA T. (1978) – Oznaczenia palinologiczno-stratygraficzne prób z podłoża podpermskiego z wierceń górnictwa naftowego. *Arch. Geonafita. Warszawa*.
- GÓRECKA T., PARKA Z., ŚLUSARCZYK S., TEMPLIN L. (1977a) – Wyniki badań palinologicznych osadów podpermskich południowo-wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWrocł.*, **24**, Stud. Mater., **12**, p. 29–55.
- GÓRECKA T., JUROSZEK C., KARWOWSKI L., KŁAPCIŃSKI J., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., SACHANBIŃSKI M., ŚLUSARCZYK S. (1977b) – Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWrocł.*, **22**, Monogr., nr 9.
- GÓRECKA T., PARKA Z., ŚLUSARCZYK S., TEMPLIN L. (1978) – Wiek osadów podpermskich na podstawie badań palinologicznych. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWrocł.*, **25**, Monogr., nr 11, p. 44–84.
- GROCHOLSKI W. (1972) – Młodopaleozoiczne struktury północnego obrzeżenia bloku przedsudeckiego w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **20**, p. 160, nr 3.
- GROCHOLSKI W. (1979) – Podłożo permu zachodniej Polski w badaniach Katedry Geologii UAM. W: Konferencja naukowo-techniczna poświęcona perspektywom poszukiwań złóż węglowodorów w osadach podcechsztyńskich ze szczególnym uwzględnieniem karbonu w pfn.zach. Polsce, Tuczno. *Arch. Geonafita. Warszawa*.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975) – Seismic study refractions of the Earth's crust and upper mantle on the international profile VII. *Publ. Pr. Inst. Geoph.*, **82**, p. 65–77.
- JERZYKIEWICZ J. (1977) – Wyniki badań palinologicznych osadów karbonu i permu na monoklinie przedsudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWrocł.*, **24**, Stud. Mater., nr 12, p. 4–27.
- KARNKOWSKI P., KRZYSZTOFOWICZ Z., SOLAK M. (1978) – Podcechsztyńska budowa geologiczna basenu permkiego. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 735–751, nr 4.
- KARNKOWSKI P.H. (1977) – Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań–Śrem). *Acta Geol. Pol.*, **27**, p. 481–495, nr 4.
- KARNKOWSKI P.H. (1980a) – Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, **28**, p. 146–151, nr 3.
- KARNKOWSKI P.H. (1980b) – Outline of tectogenesis of the platform cover in the Wielkopolska area (W Poland). *Acta Geol. Pol.*, **30**, p. 435–505, nr 4.
- KARNKOWSKI P.H., RDZANEK K. (1982) – Górny karbon (stefan) w wierceniu Donatowo 1. *Prz. Geol.*, **30**, p. 32, nr 1.
- KATZUNG G. (1968) – Perm. W: *Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*. Akademie – Verlag, p. 199–218. Berlin.
- KATZUNG G. (1974) – Stratigraphie und Palaogeographie des Unterperm in Mitteleuropa. *Geologie*, **21**, p. 570–584.
- KŁAPCIŃSKI J., HAYDUKIEWICZ J., LORENC S. (1978) – Utwory skalne podłoża podpermskiego południowej części regionu poznańskiego z wybranych otworów wiertniczych. *Arch. Geonafita. Warszawa*.

- KOREJWO K. (1969) – Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. *Acta Geol. Pol.*, **19**, p. 609–709, nr 4.
- KOREJWO K., TELLER L. (1967) – Stratygrafia dolnego karbonu (wizen górny) z wierceń Sułów 1 i Lamki 1. *Acta Geol. Pol.*, **17**, p. 299–313, nr 2.
- KOSANKE R. (1950) – Pennsylvanian spores of Illinois and their use in correlation. *Bull. Ill. St. Geol. Surv.*, **74**, p. 7–128. Urbana.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1976) – Oznaczenia palinologiczno-stratygraficzne prób podłoża podpermskiego z wierceń górnictwa naftowego. *Arch. Geonafta*. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1978) – Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Przew. 50 Zjazdu PTG w Zielonej Górze*, p. 113–118. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H. (1979) – Karbon NW Polski. *Arch. Geonafta*. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W. (1976a) – Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, p. 53–63, nr 1.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W. (1976b) – Głębsze podłoże geologiczne okolicy Poznania w świetle badań z lat 1973–1975. *Prz. Geol.*, **23**, p. 520–524, nr 9.
- OBERC J. (1972) – Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika cz. 2, p. 5–307. Warszawa.
- OBERC J. (1977) – Regionalna pozycja i przewodnie rysy budowy podłoża wielkiej monokliny południowo-zachodniej Polski. Naukowo-techniczna konferencja geologiczna, Zielona Góra, 11–12 listopada 1977. *Arch. Geonafta*. Warszawa.
- OBERC J. (1978) – Rozwój formacji i tektonika Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego ze szczególnym uwzględnieniem utworów przedpermskich. *Przew. 50 Zjazdu PTG w Zielonej Górze*, p. 18–41. Warszawa.
- PEPPERS R.A., POPP J.T. (1979) – Stratigraphy of the lower part of the Pennsylvanian System in south-eastern Illinois and adjacent portions of Indiana and Kentucky. W: *Depositional and structural history of the Pennsylvanian System of the Illinois Basin. Part 2. Invited papers. Field trip 9 (Ninth International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology. Ill. St. Geol. Surv., Guid. Ser., 15a, p. 65–72. Urbana.*
- ZNOSKO J. (1979) – The Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 365–382, nr 4.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1964a) – Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **12**, p. 224–227, nr 5.
- ŻELICHOWSKI A. (1964b) – Problemy litologii i sedimentologii dolnego karbonu w Polsce. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 524–541, nr 3.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1977) – Charakterystyka profilu podpermskiego. Dokumentacja wynikowa otworu Września IG 1. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1978) – Charakterystyka profilu podpermskiego. Dokumentacja otworu Wycisłowo IG 1. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.

Павел Генрик КАРНКОВСКИ, Казимеж РДЗАНЕК

ЗАМЕЧАНИЯ О ОСНОВАНИИ ПЕРМИ В ВЕЛИКОЙ ПОЛЬШЕ

Резюме

Самыми древними породами в основании перми на территории Великой Польши являются серицитово-хлоритовые сланцы, кварцит и филлиты, угол падения которых равен 20—90°. По споронорфам этих пород их можно отнести к нижнему палеозою.

Породы нижнего палеозоя как с юга так и с севера смыкаются с породами, представленными переслаиванием песчаников и темносерых сланцев с фиолетовым оттенком. Их падение изменчиво и колеблется от 20° до 90°. Это главным образом породы нижнего карбона (вместе с намюром А), определённые по гониатитам и микроспорам.

Между вулканитами нижней перми и складчатым нижнекарбонским основанием в подошве скважины Донатово 1 (фиг. 1) залегают слабодиагенезированные серые песчаники, переслаиваемые темносерыми алевролитами, содержащими большое количество обугленных растительных остатков и микроспор. Самые молодые из определённых спор относятся к стефану (таб. 1; табл. 1). Над серыми породами начинают появляться пропластки красных аргиллитов и в конце концов вся порода становится краснокоричневой. Описываемые породы имеют угол падения около 20°. Этот комплекс покрывают коричневофиолетовые аргиллиты, наклонённые под углом 0—5°.

Из приведённых примеров следует, что между складчатым нижним карбоном и верхним карбоном существует большое угловое несогласие. На пограничьи карбона и перми также наблюдается угловое несогласие (фиг. 1, 2). Не исключено, что тектонические нарушения в верхнем карбоне носят только локальный характер, и приурочены к глубоким разломам. В скважинах, пробуренных в 20—30 км от места, где, вероятно, находился центр вулканических извержений, связанный с глубокой дислокацией Дольска, над нижнекарбонским основанием залегают горизонтальные пласты темносерых глинистых сланцев.

Залегающие на подпермской поверхности породы нижнего палеозоя, которые, вероятно, являются основной частью антиклинального поднятия, с востока ограничены дислокационной зоной Познань—Олесница. С другой стороны эта зона ограничивает распространение пород верхнего карбона на запад (фиг. 3).

Paweł Henryk KARNKOWSKI, Kazimierz RDZANEK

SOME REMARKS ON BASEMENT OF THE PERMIAN IN THE WIELKOPOLSKA REGION

Summary

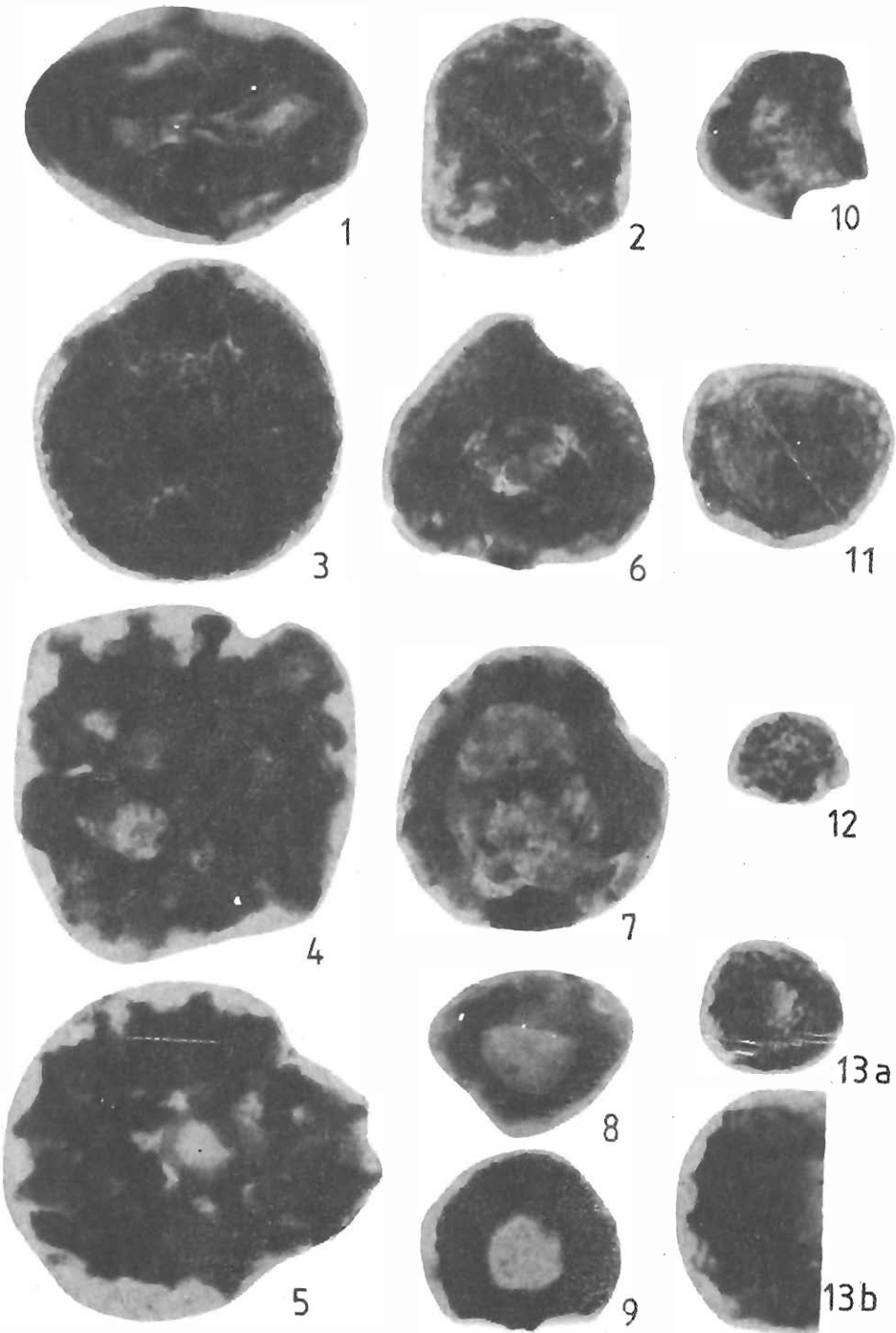
The oldest rocks encountered beneath the Permian in the Wielkopolska region are sericite-chlorite schists, quartzites and phyllites with dips ranging from 20° to 90°. Sporomorphs extracted from these rocks suggest their Lower Paleozoic age.

Both in the south and north, there is found contact of the Lower Paleozoic rocks and deposits developed as dark-gray with violet shade, alternating sandstones and shales with dips varying in the range from 20° to 90° . The record of goniatitids and miospores shows that the latter mainly belong to the Lower Carboniferous (including Namurian A).

In basal part of borehole column Donatowo 1 (Fig. 1), Lower Permian volcanic rocks and folded Lower Carboniferous basement are separated by weakly diagenesed gray sandstones. The sandstones are intercalated by dark-gray mudstones rich in carbonized plant remains and miospores. The youngest of the identified spores indicate Stephanian age of these rocks (Table 1; Table I). Above the gray rocks, there begin to appear intercalations of red claystones and finally the whole rock changes colour to red-brownish. The rocks dip at the angle close to 20° and the whole series is overlain by brown-violet claystones with dip ranging from 0° to 5° .

The above examples indicate a marked angular unconformity between folded Lower Carboniferous and Upper Carboniferous. Another angular unconformity may be traced at the boundary of the Carboniferous and Permian (Figs. 1, 2). However, it cannot be excluded that tectonic disturbances involving the Upper Carboniferous are of local character only, being related to deep crustal fractures. It should be noted that the Lower Carboniferous basement is covered by flat-laying dark-gray clay shales in borehole columns merely 20–30 km distant from a center of volcanic eruptions, founded on the Dolsk deep crustal dislocation.

The occurrence of Lower Paleozoic rocks (which presumably represent an axial part of anticlinal uplift) at sub-Permian surface is delineated in the east by the Poznań–Oleśnica dislocation zone which also represents western limit of distribution of Upper Carboniferous cover (Fig. 3).



TABLICA I.

- Fig. 1. *Variouxisporites plicatus* Alpern
Fig. 2. *Verrucosiporites* sp.
Fig. 3. *Convolutispora specialis* (Dybová et Jachowicz) Jachowicz
Fig. 4. *Dictyotriletes peltatus* (Playford) Clayton et al.
Fig. 5. *Dictyotriletes* sp.
Fig. 6. ?*Cincturasporites* sp.
Fig. 7. ?*Euryzonotriletes* sp.
Fig. 8. *Densosporites anulatus* (Loose) Smith et Butterworth
Okaz jasny
Light specimen
Fig. 9. *Densosporites anulatus?* (Loose) Smith et Butterworth
Okaz ciemny (czarny)
Dark (black) specimen
Fig. 10. *Simozonotriletes intortus* (Waltz) Potonié et Kremp
Fig. 11. ?*Schopfites* sp.
Fig. 12, 13a, b. *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Alpern et Doubinger
13a – cały okaz; 13b – jego fragment
13a – whole specimen; 13b – its fragment

Wszystkie okazy pochodzą z otworu wiertniczego Donatowo 1, próbka II. Fig. 1–13a – pow. 500 ×;
Fig. 13b – pow. 1000 ×. Fot. K. Rdzanek

All specimens are derived from borehole Donatowo 1, sample II. Figs 1–13a – × 500; Fig. 13b –
× 1000. Photos taken by K. Rdzanek