

Zbigniew KOWALCZEWSKI, Maria KULETA, Ryszard LISIK, Małgorzata MOCZYDŁOWSKA

Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich

W okolicach Wiśniówki k. Kielc zbadano geofizycznie i geologicznie skały kambru i tremadoku. W iłowcach i mułowcach występujących wśród piaskowców kwarcytowych, eksploatowanych w kamieniołomach Wiśniówka Duża i Wiśniówka Mała, odkryto zespoły *Acritarcha* z przewodnimi skamieniałościami: *Timofeevia lancarae* (Cram. Diez de Cram.), Vang., *T. phosphoritica* Vang. W warstwach z przekopu komunikacyjnego na Wiśniówce Dużej stwierdzono ponadto: *Vulcanisphaera* cf. *nebulosa* Deun., *V. frequens* Górk., *Goniosphaeridium* cf. *mochtiensis* (Górk.) Kjells. i *Petinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez Rodr. W górnej części kompleksu piaskowców kwarcytowych na Wiśniówce Dużej, Wiśniówce Małej i Podwiśniówce zidentyfikowano zbliżone petrochemicznie bentonity i tufty. Wzniesienia rejonu Wiśniówki tworzy najprawdopodobniej wąskopromienne sfałdowany, dwa razy powtórzony ten sam kompleks piaskowcowy.

WSTĘP

Eksploatacja piaskowców kwarcytowych w okolicach Wiśniówki stworzyła dogodne warunki dla przeprowadzenia kompleksowych badań geofizycznych i geologicznych skał staropaleozoicznych. Studia geofizyczno-kartograficzne, petrograficzne i stratygraficzne zmierzały do poznania budowy geologicznej rejonu Wiśniówki – Podwiśniówki, co wymagało m.in. ustalenia wieku odsłoniętych pakietów skalnych oraz wyjaśnienia relacji, w jakich pozostają ze sobą skały z kamieniołomów Wiśniówki Dużej i Wiśniówki Małej.

Studium geofizyczne prowadził R. Lisik (Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach) metodą profilowania elektrooporowego. Wyniki tych badań, skonfrontowane z obserwacjami geologicznymi wielu geologów, przedstawia zgeneralizowana mapa geologiczna odkryta w skali 1:10 000 (fig. 1). Litologię skał odsłoniętych na Wiśniówce badała M. Kuleta, która skupiła uwagę na iłowcach i mułowcach. Badania petrograficzne miały bowiem umożliwić stwierdzenie obecności wśród skał z Wiśniówki Dużej i Wiśniówki Małej osadów pochodzenia piroklastycznego. Nowe i głębsze wyrobiska górnicze odsłoniły skały świeże, niezwiętrzałe, co zachęciło M. Moczydłowską do badań mikropaleontologicznych nad akrytarchami. Wyniki tych badań uzupełnił obserwacjami geologiczno-tektonicznymi, zinterpretował i uogólnił regionalnie Z. Kowalczewski.

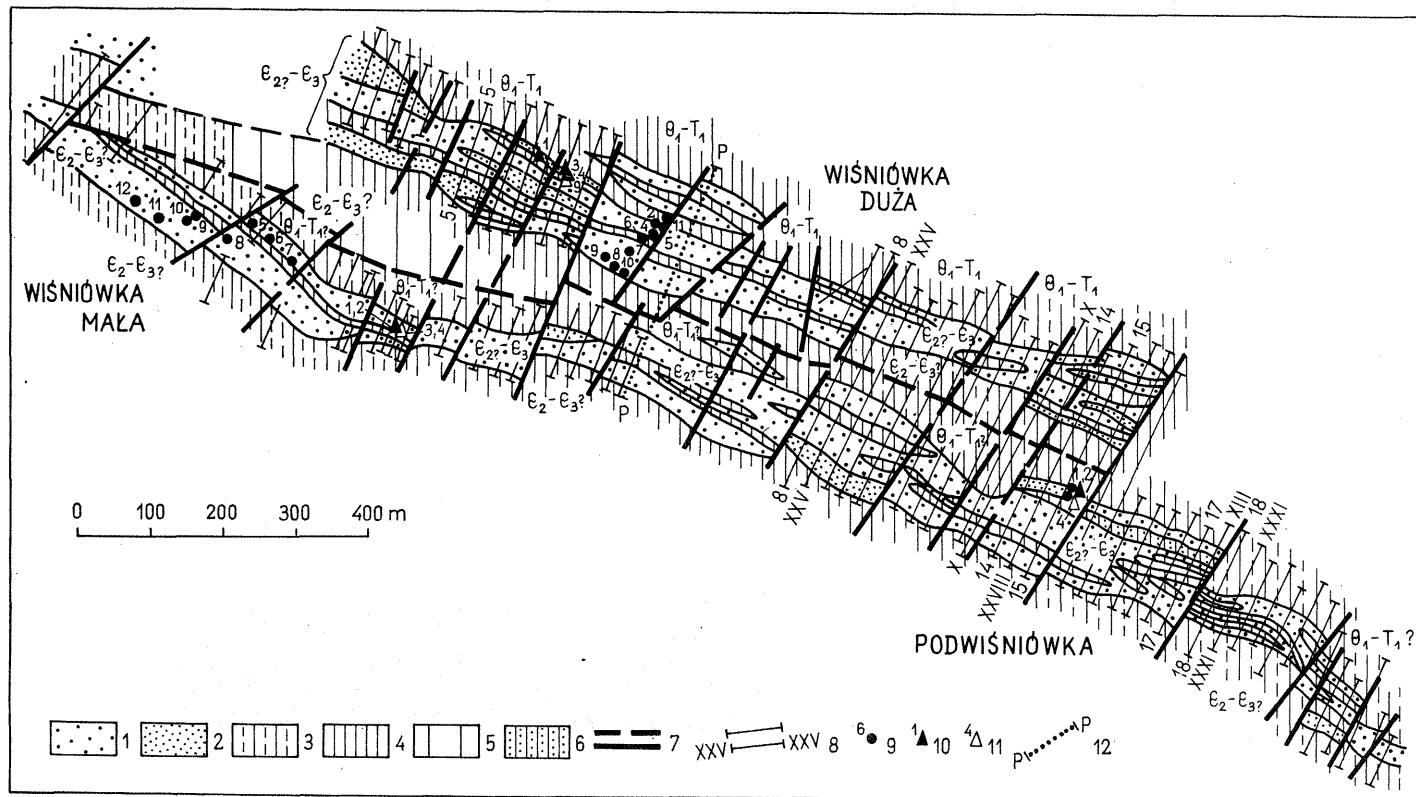


Fig. 1. Mapa geologiczna odkryta okolic Wiśniówki
 Geological map of the vicinities of Wiśniówka without strata younger than the Tremadocian

Autorzy pragną serdecznie podziękować prof. dr hab. A. Langier-Kuźniarowej za życzliwą pomoc w badaniach petrograficznych i mineralogicznych przy identyfikacji skał piroklastycznych z okolic Wiśniówki, oraz prof. drowi hab. J. Znosce za cenne uwagi i dyskusje w trakcie przygotowywania artykułu.

BADANIA GEOFIZYCZNE

Badania geofizyczne w rejonie Wiśniówki Małej, Wiśniówki Dużej oraz Podwiśniówki wykonano w latach 1969–1971 w ramach rozpoznania i dokumentowania złóż piaskowców kwarcytowych. Podstawowym ich celem było:

- wykrycie i prześledzenie przebiegu wychodni pakietów piaskowców kwarcytowych;
- wykrycie i zlokalizowanie przesuwających te pakiety uskoku poprzecznych;
- określenie miąższości nadkładu skał czwartorzędu (w tym i rumoszu zwietrzelinowego) w rejonach perspektywicznych złóżowo.

Pierwsze dwa zadania zrealizowano z bardzo dobrymi wynikami, natomiast określenie miąższości nadkładu nad strefą złożową nastąpiło z trudnościami. Informacje okazały się zbyt mało dokładne i często wieloznaczne. Po wykonaniu 39 sondowań elektrooporowych dalsze pomiary tą metodą wstrzymano. Dla dobrania właściwej metody i metodyki badań geofizycznych przeprowadzono wiele prac doświadczalnych. Aby dostosować typ i rozmiary układu profilowania elektrooporowego (PE), wykonano pomiary na kilku liniach układami dipolowymi osiowymi i symetrycznymi o różnych rozmiarach i różnym kroku pomiarowym (1, 2,5, 5 i 10 m). Do prac doświadczalnych wybrano te linie, które następnie zamierzano szczegółowo rozpoznać geologicznie i górniczo. W rezultacie uzyskano bardzo dobry materiał porównawczy.

Badania metodą PE prowadziło w dwóch podstawowych etapach. W pierwszym rozpoznano cały obszar. Zastosowano układ dipolowy osiowy o parametrach A''40A'10A30M10N i kroku pomiarowym 10 m. Linie profilowania biegnęły w przybliżeniu prostopadle do rozciągłości warstw, tzn. NNE–SSW (fig. 1), a odstęp między nimi wynosił ok. 100 m. W szczytowych partiach wzgórz Wiśniówki i Podwiśniówki stwierdzono dwie strefy piaskowców biegnące mniej więcej równolegle do siebie (fig. 1). Dla potwierdzenia wyników prac geofizycznych i określenia

1 – piaskowce kwarcytowe przewarstwiane podrzędnie piaskowcami słabo związłymi, mułowcami i ilowcami łupkowymi (zespół A); 2 – piaskowce kwarcytowe i piaskowce słabo związane z licznymi przewarstwieniami mułowców i ilowców łupkowych (zespół B); 3 – ilowce i mułowce łupkowe przewarstwiane podrzędnie piaskowcami (zespół C); 4 – ilowce i mułowce łupkowe z nielicznymi wkładkami piaskowców (zespół D); 5 – ilowce i mułowce łupkowe z nieznaną ilością przewarstwień piaskowcowych; 6 – ilowce i mułowce łupkowe leżące płytko pod piaskowcami kwarcytowymi; 7 – uskoki pewne i przypuszczalne; 8 – linie profilowania elektrooporowego (krzywe PE na liniach opisanych cyframi przedstawiono na fig. 2–5); 9 – miejsca pobrania próbek, w których znaleziono akrytarchy (numery zgodne z podanymi w tekście); 10 – miejsca pobrania próbek bentonitów; 11 – miejsca pobrania próbek tufitów; 12 – linia przekroju geologicznego; \mathcal{E}_2 – \mathcal{E}_3 ? – kambr środkowy i górny, domniemany; \mathcal{E}_2 ?– \mathcal{E}_3 – kambr środkowy domniemany i kambr górny; Θ_1 – T_1 – ordowik dolny, tremadok dolny; Θ_1 – T_1 ? – ordowik dolny, tremadok dolny domniemany

1 – quartzitic sandstones with subordinate intercalations of poorly compact sandstones, mudstones, and shaly claystones (member A); 2 – quartzitic and poorly compact sandstones with numerous intercalations of mudstones and shaly claystones (member B); 3 – claystones and shaly mudstones with subordinate intercalations of sandstones (member C); 4 – claystones and shaly mudstones with innumerable intercalations of sandstones (member D); 5 – claystones and shaly mudstones with unknown frequency of sandstone intercalations; 6 – claystones and shaly mudstones occurring at shallow depth beneath quartzitic sandstones; 7 – controlled and inferred faults; 8 – lines of electrical resistivity profiling (electrical resistivity curves for lines described with numbers are shown in Figs. 2–5); 9 – location of Acritarcha-bearing samples (numbers as given in the text); 10 – location of bentonite samples; 11 – location of tuffite samples; 12 – line of geological cross-section; \mathcal{E}_2 – \mathcal{E}_3 ? – Middle and inferred Upper Cambrian; \mathcal{E}_2 ?– \mathcal{E}_3 – inferred Middle and Upper Cambrian; Θ_1 – T_1 – Lower Ordovician, Tremadocian; Θ_1 – T_1 ? – Lower Ordovician, inferred Tremadocian

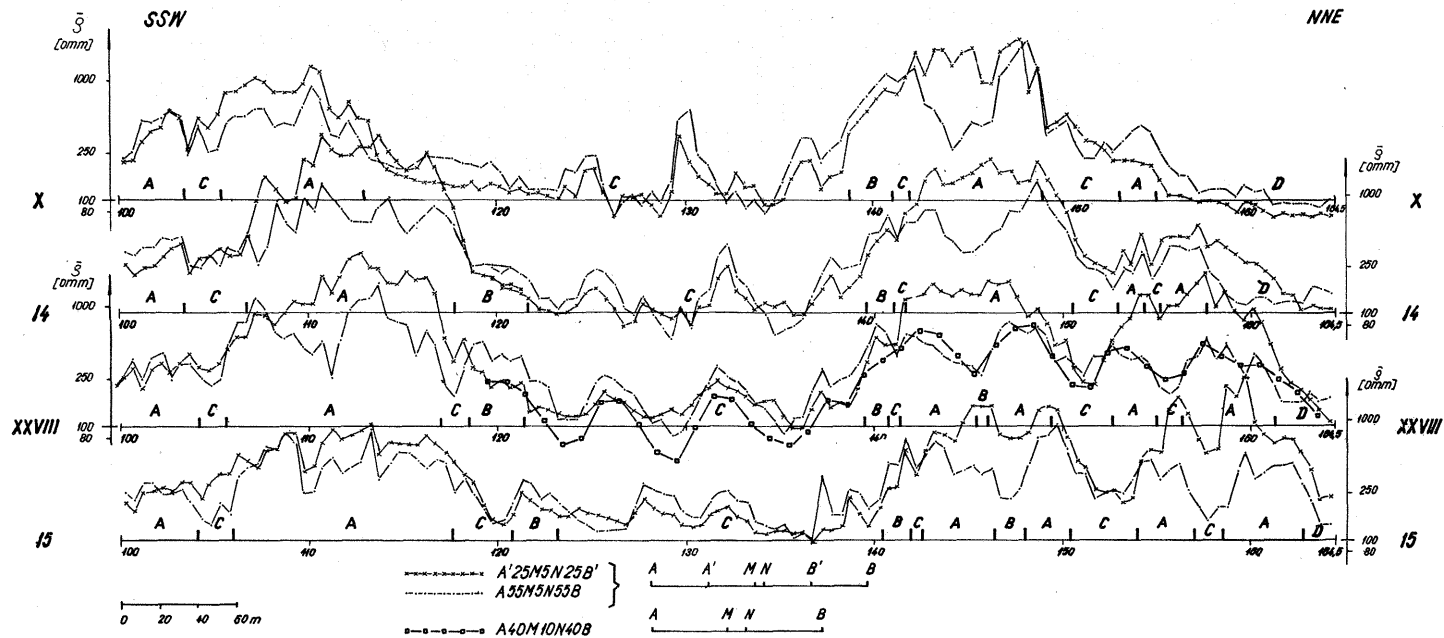


Fig. 2. Zestawienie korelacyjne wykresów PE

Correlation of electrical resistivity curves

A, B, C, D – wydzielone pakiety warstw o różnej oporności; pikietaż na profilach w dziesiątkach metrów; odstępy między liniami wynoszą 50 m; pod wykresami PE przedstawiono układy pomiarowe (odległości między elektrodami podano w metrach)

A, B, C, D – rock packets differing in resistivity; pickets at profiles in tens of meters; spacing between lines – 50 m; measuring systems given below electrical resistivity graphs (spacing of electrodes given in m)

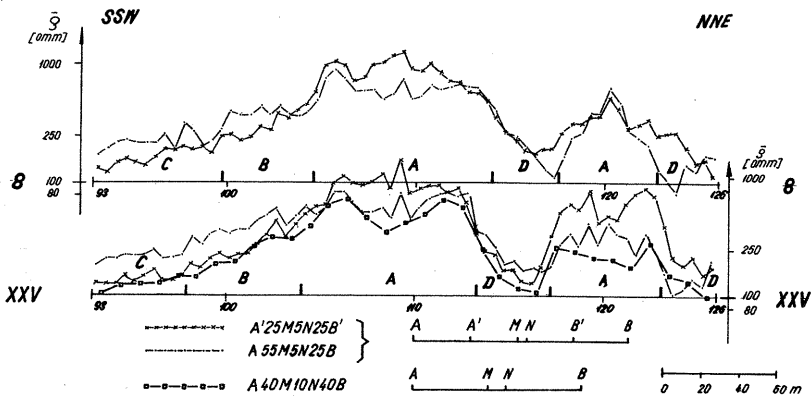


Fig. 3. Przykłady krzywych PE stosunkowo łatwych do interpretacji i o małej zmienności po rozciągłości warstw; łagodna, ciągła zmiana oporności w części południowej profilu

Examples of electrical resistivity curves relatively easy to interpret and not much varying along the strike of strata; note a gentle, continuous change in resistivity in southern part of the profile

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

przydatności złożowej piaskowców w poszczególnych strefach wykonano szereg szybków. Pierwszy etap prac geofizycznych i geologiczno-górnicznych wykazał bardzo złożoną budowę geologiczną terenu, znacznie odbiegającą od przewidywanej, tak pod względem rozmieszczenia, jak i przebiegu stref perspektywicznych.

W drugim etapie prac badania prowadzono w zasadzie układem symetrycznym o parametrach A30A'25M5N25B'30B i kroku pomiarowym 5 m. Dla udokładnienia wyników na wybranych liniach wykonano pomiary układami dipolowymi o kroku 5 i 1 m oraz układem symetrycznym o kroku 2,5 m. Odstęp między profilami wynosiły najczęściej 50 m, a kierunki linii były analogiczne jak w etapie pierwszym. W partiach, o wybitnie dużej zmienności przebiegu piaskowców lub przy niektórych uskockach, zagęszczano profile do odstępów około 15–25 m lub prowadziło linie po biegu warstw (dla uchwycenia strefy uskockowej).

Wybór układu dipolowego osiowego jednostronnego w pierwszym etapie prac podyktowany był zarówno przyczynami technicznymi, jak i metodycznymi. Osiąga on tę samą głębokość co układ symetryczny, przy mniejszych rozstawach układu pomiarowego. Miało to istotne znaczenie w górzystym terenie porośniętym w znacznej części gęstym lasem i pociętym głębokimi wyrobiskami kamieniołomów. Anomalie na krzywych PE są bardziej kontrastowe, natomiast krzywe PE uzyskane układem symetrycznym wierniej oddają złożoną budowę geologiczną oraz pozwalają na bardziej jednoznaczne wydzielenie przewarstwień i wyznaczanie granic stref opornościowych. Dlatego w drugim etapie stosowano układ symetryczny, który ponadto jest tańszy niż dipolowy.

Przy interpretacji wyników badań geofizycznych nie wydzielano pojedynczych warstw piaskowców o stosunkowo małej miąższości, lecz tylko główne pakiety i to o większym rozprzestrzenieniu, w którym udział piaskowców był dominujący. Krzywe profilowania (fig. 2–5) wykazują duże różnicowanie oporności pozornych (od kilkudziesięciu do znacznie ponad 1000 omm). Na podstawie analizy wykresów PE w zależności od oporności pozornej, udziału przewarstwień oraz charakteru przebiegu krzywych wydzielono (fig. 1) następujące zespoły skał:

A – o najwyższych opornościach – piaskowce kwarcytowe z nielicznymi

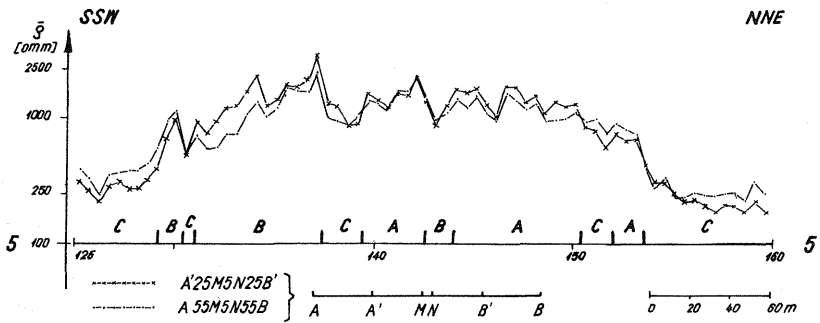


Fig. 4. Krzywe PE rejestrujące stosunkowo szeroką i jednorodną wychodnię kompleksu piaskowców kwarcytowych (na przedstawione zakwalifikowanie pakietów opornościowych istotny wpływ miały krzywe z profili sąsiednich)

Electrical resistivity curves recording wide and uniform outcrop of quartzitic sandstones (the interpretation of rocks packets with reference to their resistivity was markedly influenced by those of adjacent profiles)

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

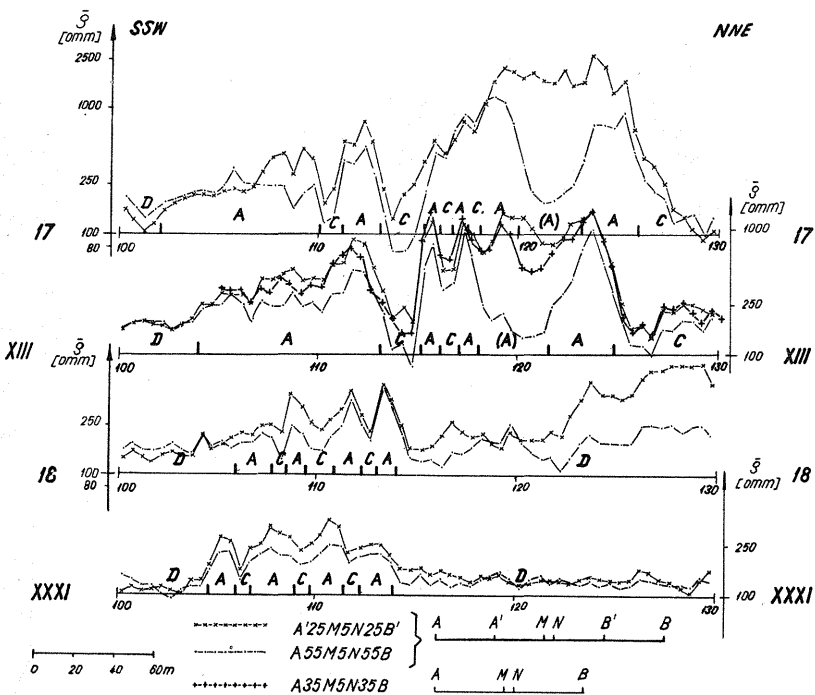


Fig. 5. Krzywe PE dokumentujące uskoki poprzeczny obcinający zasadniczą część kompleksu piaskowców oraz prawdopodobne przełaźdowanie ławicy piaskowców

Electrical resistivity curves recording transversal fault which cuts off a major part of the sandstone complex, and a possible folding of sandstone layer

A – strefa, w której piaskowce leżą tylko do głębokości kilkunastu metrów; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2
A – zone in which sandstones extend down to the depth of about a dozen m; other explanations as given in Fig. 2

przewarstwieniami iłowców lub piaskowców słabo zwięzłych;

B – o wysokich opornościach – piaskowce kwarcytowe i piaskowce słabiej zdiagenezowane z większym udziałem przewarstwień iłowców lub mułowców;

C – o średnich opornościach – iłowce i mułowce ze znacznym udziałem przewarstwień piaskowców;

D – o niskich opornościach – iłowce i mułowce z niewielkim udziałem przewarstwień piaskowców.

Według tego schematu dwa pierwsze zespoły (A i B) uznano za perspektywiczne złożowo. Trafność tej interpretacji potwierdziły roboty górnicze. Prowadzenie granic między wydzielonymi seriami, szczególnie między B i C, nastęrczało poważne trudności wynikłe ze stopniowej zmiany ilościowej relacji między piaskowcami a iłowcami łupkowymi (fig. 3). Sytuacja taka występowała głównie od strony południowej stref piaskowcowych. Od strony północnej natomiast granica jest znacznie wyraźniejsza i kontrastowa, stąd też wyznaczenie jej było łatwiejsze i dokładniejsze.

Krzywe profilowania wskazują na obecność w kompleksach piaskowcowych przewarstwień iłowców łupkowych (fig. 2–5). Wydzielano je tylko w przypadkach, gdy osiągnęły miąższości większe od kilkunastu metrów. W niektórych partiach obserwuje się zmniejszenie anomalii i wygładzenie przebiegu krzywych. Powodem tego jest wzrost grubości nadkładu.

Stosunkowo trudne było odczytanie z wykresów PE upadów warstw. Można jednak z dużą pewnością stwierdzić, że jeśli przy powierzchni dominują upady północne, to już na głębokości kilkadziesiątu metrów zdecydowanie przeważają południowe. We wschodniej części północnej strefy piaskowcowej obserwuje się zmienność upadu (czytelne jest to na północnym kontakcie piaskowców z łupkami). Istnieje duże prawdopodobieństwo, że cały północny kompleks piaskowcowy ma większe kąty upadu niż południowy (fig. 2).

Podstawową cechą charakterystyczną przebadanego rejonu jest bardzo duże zróżnicowanie litologii osadów. Analizując zestawienie korelacyjne krzywych PE widać wyraźnie, że poszczególne pakiety, warstwy lub przewarstwienia pojawiają się, zmieniają miąższość, wyklinowują, rozdwiają lub łączą się. Z porównania krzywych PE uzyskanych układami o większym i mniejszym zasięgu głębokościowym można też wnioskować, że podobne zróżnicowanie zachodzi także wraz z głębokością. Analogiczne zmienności widać w obydwu głównych strefach piaskowcowych. Często gwałtownie (szczególnie przy uskokach) zmieniają się: szerokość całej wychodni, liczba i miąższość przewarstwień łupkowych śledzonych po rozciągłości oraz oporności pozorne i kształt anomalii.

W obu strefach na odcinkach o większej szerokości wychodni obserwuje się w środkowej partii zdecydowane obniżenie oporności (fig. 2) związane ze znacznym udziałem iłowców. Anomalie dodatnie są wówczas praktycznie symetryczne względem tego obniżenia. W strefie południowej, w części odcinka wschodniego, wśród wysokich oporności obserwuje się pas, w którym krzywa profilowania o mniejszym zasięgu głębokościowym rejestruje bardzo wysokie oporności, a o większym zasięgu – znacznie niższe (fig. 5). Powody tego mogą być różne, ale najprawdopodobniejszą przyczyną jest to, że piaskowce leżą tylko do głębokości kilkunastu metrów (zafałdowanie?). Wniosek ten został potwierdzony szybikiem.

Z podobnym fizycznie, ale o innej genezie i na mniejszą skalę rozwiniętym, zjawiskiem spotykano się w innych rejonach, w których stropowa część przewarstwień łupkowych została wymyta, a powstała rynną wypełniły obrywy i gruby rumosz piaskowców. W przypadkach takich, przy rozpoznawaniu wkopami, litologię skał można określić błędnie.

Analiza zestawienia korelacyjnego krzywych PE pokazuje, że wykresy dotyczące obu głównych stref piaskowcowych są często bardzo podobne. Prawie identyczne są przyrównywane krzywe niektórych odcinków (fig. 3) oraz bardzo zbliżone wszystkie im właściwe cechy charakterystyczne. Jedynie miąższość nadkładu na pewnym odcinku strefy południowej jest większa.

Kartując przebieg wychodni wykryto i zlokalizowano dużą liczbę uskoków poprzecznych do rozciągłości śledzonych warstw. Wyznaczono je na podstawie przesunięcia granic oraz zmiany biegu warstw (fig. 2, 5). W niektórych miejscach (gdy było to możliwe, tzn. gdy po przeciwnych stronach uskoku występowały zdecydowanie różne oporności) strefę uskokową wyznaczono profilami biegnącymi po rozciągłości warstw. Horyzontalne przesunięcia ławic przy uskokach są bardzo zróżnicowane i wynoszą od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. W niektórych miejscach uskoki powodują zmianę szerokości pakietów warstw, ich częściowy lub całkowity zanik (fig. 5). Uskokom towarzyszą różnej szerokości strefy rozluźnień i strzaskań.

BADANIA PETROGRAFICZNE

Badaniami petrograficznymi objęto tylko skały ilasto-mułowcowe, które jak przypuszczano mogą zawierać materiał piroklastyczny. Analizie poddano próbki kolorowych skał pelitowych i mułowcowych występujących wśród innych osadów detrytycznych. Mają one od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów miąższości. Wraz z przewarstwiającymi je piaskowcami tworzą samodzielny pakiet w górnej części skał kambryjskich odsłoniętych w okolicach Wiśniówki. Do badań pobrano również próbki z podobnych litologicznie skał ilasto-mułowcowych występujących wewnątrz (cienkie wkładki) pakietów piaskowcowych eksploatowanych górnictwo.

Materiał skalny poddano analizom mikroskopowym, derywatograficznym, rentgenograficznym i chemicznym. Zidentyfikowano bentonity i tufity z Wiśniówki Dużej, Wiśniówki Małej i Podwiśniówki. Skały te są podobne, choć nie identyczne z bentonitami i tufitami kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich (R. Chlebow-ski, 1978). Bentonity wyróżniają się zielonym, oliwkowym lub wiśniowoseledynowym zabarwieniem. Są plastyczne.

W badaniach mikroskopowych stwierdzono, że bentonity zbudowane są z mieszaniny wysokodwójłomnych agregatów illitu i niskodwójłomnych kaolinitu. Minerale ilaste zgodnie wygaszają światło. Pierwotny materiał piroklastyczny uległ całkowicie bentonityzacji. Zachowały się jedynie pojedyncze, nieforemne pseudomorfozy po okruchach szkliwa bądź skaleniach. W ilastym tle występują również nieliczne krystaloklasty wyblakłego biotyту, cyrkonu, apatyту, turmalinu i minerały nieprzezroczyste. W bentonitach notowane są drobne, nieregularne laminy składające się z detrytycznego kwarcu, skaolinizowanego skalenia i szkliwa (?), blaszek biotyту i minerałów nieprzezroczystych. Z bentonitami stowarzyszone są tufity. W odróżnieniu od bentonitów wykazują wyraźnie kierunkową teksturę i laminację, która jest odbiciem zorientowanego ułożenia składników i zróżnicowanego składu lamin. Zasadniczą masę skały stanowi wysokodwójłomne tło ilaste, w którym dość licznie występują grube blaszki odbarwionego biotyту, muskowitu, uległe kaolinizacji skalenia, relikty szkliwa, ziarna kwarcu i minerały nieprzezroczyste. Tufity sąsiadują, a niekiedy przechodzą w piaskowce drobnoziarniste o składzie mineralnym odpowiadającym wakom arkozowym lub szarowakom litycznym. Zawartość skaleni, okruchów skał i matriks wyraźnie odróżnia je od monoskładnikowych piaskowców kwarcy-

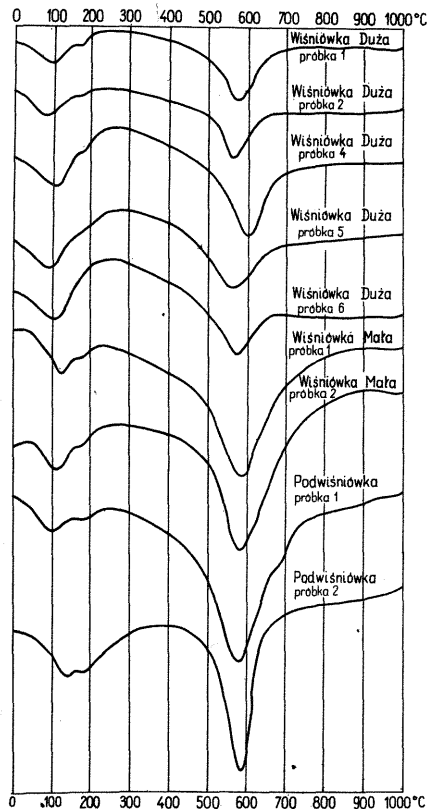


Fig. 6. Krzywe DTA skał ilastych kambru okolic Wiśniówki

DTA curves for Cambrian clay rocks from the vicinities of Wiśniówka

towych. Skały pozostałych wkładek reprezentowane są przez iłowce z reguły mulaste lub piaszczyste o wyraźnie kierunkowej teksturze. Błaski illitu są tu zindywidualizowane, co wskazuje na ich terygeniczne pochodzenie. Towarzyszący illitowi kwarc i skalenie wykazują różne, ale wyraźne, ślady obróbki mechanicznej. W niektórych iłowcach wykształcona jest również laminacja zaznaczona zmienną zawartością blaszek biotyту i muskowitu.

Badania termiczne wykonano na derywatografie. Próbkі wykazały podobne efekty termiczne zaznaczone refleksami endotermicznymi w temp. 100–120 i 580–600°C przy stracie wagowej 7–8% (fig. 6). Krzywe świadczą, że głównym składnikiem skał jest illit. Termogramy nie wykazały efektów egzotermicznych charakterystycznych dla kaolinitu, który stwierdzono badaniami mikroskopowymi i rentgenograficznymi.

Analizy rentgenograficzne wykonano na dyfraktometrze. Zbadano 8 próbek, a ponadto 3 próbki z Wiśniówki Dużej analizowano po prażeniu w temp. 700°C i glikolowaniu. Obraz dyfrakcyjny jest podobny dla wszystkich próbek (fig. 7). Refleksy o odległościach międzypłaszczyznowych 10,05 i 7,2 Å wskazują na illit i kaolinit jako główne składniki opisywanych bentonitów. Wartość 10,05 Å i asymetryczność refleksu od strony kątów niższych świadczy o występowaniu struktur mieszanych illitowo-montmorillonitowych z niewielkim udziałem pakietów pęczniących.

Chemicznie zbadano skały z Wiśniówki Dużej i Wiśniówki Małej (tab. 1). Wyniki ujawniają różnice między składem bentonitów (próbki: 1, 3, 4 z Wiśniów-

Tabela 1

Analizy chemiczne skał ilastych (zawartość w % wag.)

Miejscowość	Numer próbki	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
Wiśniówka Duża	1	48,56	31,37	1,14	0,34	0,28	1,10	0,11	6,07	0,18	0	0,20	6,63
Wiśniówka Duża	2	62,70	22,86	0,87	0,24	0,56	1,82	0,07	4,92	0,15	0	0,17	5,01
Wiśniówka Duża	3	47,96	31,43	1,90	0,34	0,99	1,82	0,32	6,82	0,14	0	0,46	6,83
Wiśniówka Duża	4	52,14	29,23	1,60	0,27	0,85	1,72	0,19	5,60	0,14	0	0,17	6,94
Wiśniówka Duża	5	63,40	20,86	2,36	0,27	0,21	2,64	0,11	5,21	0,14	0	0,20	4,66
Wiśniówka Duża	6	65,98	19,79	1,14	0,34	0,14	2,94	0,05	4,77	0,07	0	0,13	4,59
Wiśniówka Duża	7	71,38	17,51	0,49	0,24	0,08	2,07	0,59	3,37	0,08	0	0,10	4,40
Wiśniówka Duża	8	75,02	14,93	0,54	0,20	0,14	2,23	0,05	2,26	0,12	0	0,10	4,17
Wiśniówka Duża	9	46,52	30,34	1,60	0,27	1,27	2,13	0,41	6,37	0,14	0	0,32	7,56
Wiśniówka Duża	10	69,02	18,28	0,87	0,24	0	3,04	0,12	4,15	0,09	0	0,14	4,28
Wiśniówka Mała	1	58,20	23,98	3,19	0,31	0,32	2,08	0,20	3,90	0,10	0,18	0,13	6,18
Wiśniówka Mała	2	47,98	25,98	2,26	0,44	0,19	2,40	0,18	4,80	0,12	0	0,47	9,0

Analizy wykonała K. Kwocińska (Oddział Świętokrzyski IG)

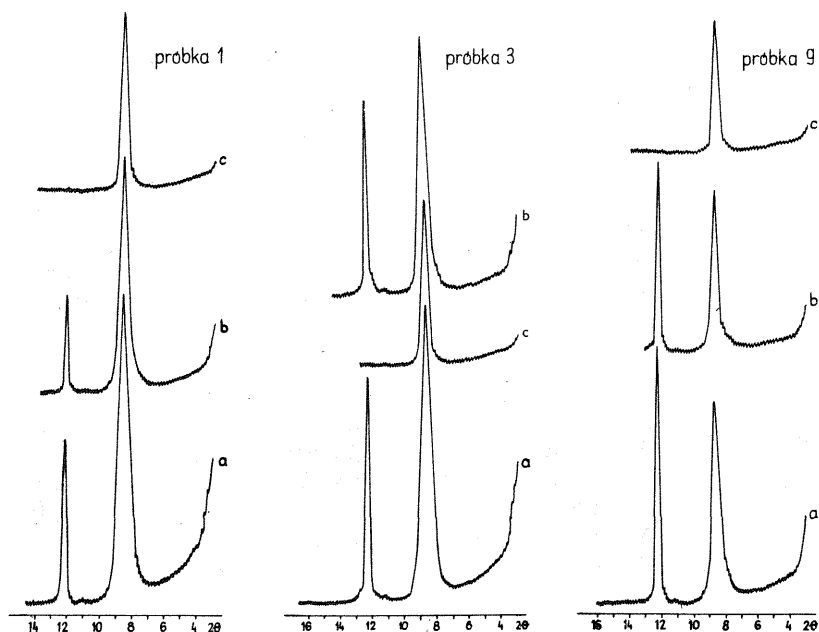


Fig. 7. Dyfraktogramy skał ilastych kambru z Wiśniówki Dużej
 Diffractograms of Cambrian clay rocks from the vicinities of Wiśniówka Duża

a – próbka w stanie naturalnym; b – próbka po nasyceniu glikolem; c – próbka po prażeniu
 a – raw sample; b – sample after saturation with glycol; c – sample after heating

ki Dużej i 1, 2 z Wiśniówki Małej) a iłowców mulastych. W bentonitach relatywnie wyższe są zawartości Al_2O_3 , K_2O i Na_2O i niższe SiO_2 w stosunku do pozostałych skał. Skład chemiczny bentonitów z Wiśniówki zbliżony jest do składu bentonitów okolic Opatowa (R. Chlebowski, 1978). Duża ilość kaolinitu powoduje pewną ich odrębność, czego przyczyną może być oddziaływanie lokalnych warunków geologicznych, wpływających na przeobrażenie pierwotnego materiału.

Badania petrograficzne wykazały obecność skał piroklastycznych w Wiśniówce Dużej, Wiśniówce Małej i Podwiśniówce. Wykształceniem litologicznym i składem chemicznym są one podobne do równoległych skał wschodniej części Gór Świętokrzyskich (R. Chlebowski, 1978). Bentonity i tufity z okolicy Wiśniówki, podobnie jak spod Opatowa, są genetycznie powiązane z kambryjskim wulkanizmem kwaśnym (R. Chlebowski, 1978). Występowanie analogicznych skał piroklastycznych w trzech różnych miejscach, zawsze wśród osadów o podobnej litologii, sprawia, że mogą one służyć za podstawę korelacji litostratygraficznej.

BADANIA PALEONTOLOGICZNE

Badania mikropaleontologiczne osadów z kamieniołomów Wiśniówka Duża i Wiśniówka Mała wykazały po raz pierwszy obecność skamieniałości z grupy *Acritarcha* Evitt, 1963. Próbkę do badań pobrano z wkładek mułowców przewarstwiających piaszkowce kwarcytowe (fig. 1). Poddano je maceracji silnymi

kwasami dla wyizolowania akrytarchów (M. Moczyłowska, 1981). Spośród 24 próbek z obu odkrywek 6 nie zawierało mikroskamieniałości. Frekwencja akrytarchów w poszczególnych próbkach wahała się od kilku do stu okazów. Ogółem dokonano obserwacji 688 skamieniałości. Ich stan zachowania jest słaby, w wielu przypadkach uniemożliwiający dokładne oznaczenie.

Akrytarchy z Wiśniówki Dużej i Wiśniówki Małej są silnie uwęglone, w kolorze od ciemnożółtego do brunatnego. Większość okazów jest uszkodzona mechanicznie (odłamane końce wyrostków, ich rozgałęzienia lub całe wyrostki). Nie obserwuje się natomiast korozji ścianek i wrastania kryształów pirytu. W preparatach obok akrytarchów występują bardzo liczne fragmenty materii organicznej. Duży stopień uwęglenia jest wynikiem znacznych zmian termicznych związanych z kaledońskimi deformacjami tego regionu (G. Vidal, 1981; M. Moczyłowska *vide* K. Lenzion i in., 1983). Uszkodzenia mechaniczne okazów spowodowane są również zaburzeniami, którym ulegały zawierające je warstwy. Natomiast brak śladów korozji na ściankach akrytarchów świadczy, że okazy nie były redeponowane (G. Vidal, A. Siedlecka, 1983).

Gatunki *Acritarcha*, wyodrębnione z osadów pochodzących z kamieniołomu Wiśniówka Duża, znane są z innych obszarów kambru i ordowiku (tab. 2). *Timofeevia lancarae* (Cram. Diez de Cram.) Vang. występuje w kambrze środkowym Stryjów k. Pragi – Czechosłowacja (M. Vavrdova, 1976); kambrze środkowym i górnym syneklizy moskiewskiej – ZSRR (N.A. Wołkowa, 1980) i wyspy Random – Nowa Fundlandia, Kanada (F. Martin, W.T. Dean, 1981) oraz w kambrze środkowym, górnym i w dolnej części tremadoku w Górach Kantabryjskich – prowincja Leon, Hiszpania (M.A. Fombella Blanco, 1982). *Timofeevia phosphoritica* Vang. występuje w osadach kambru środkowego Masywu Stávelot – Belgia (M. Vanguetaine, 1978) oraz kambru środkowego i górnego wyspy Random (F. Martin, W.T. Dean, 1981). Włączając również synonimy tego gatunku (*Archaeohystrichosphaeridium minor* Tim., 1959) zasięg występowania rozszerza się na kambr środkowy platformy rosyjskiej, południowej Walii oraz tremadok albo wczesny arenig południowo-wschodniej Irlandii (P.R.R. Gardiner, M. Vanguetaine, 1971).

Vulcanisphaera cf. nebulosa Deun. znana jest z osadów tremadoku dolnego Sahary (A. Eisenack i in., 1973), natomiast *Vulcanisphaera frequens* Górk. z arenigu dolnego Gór Świętokrzyskich, tremadoku górnego albo arenigu dolnego południowo-wschodniej Irlandii (P.R.R. Gardiner, M. Vanguetaine, 1971) oraz arenigu lub lanwirnu Montagne Noire – Francja (F. Martin, 1972). *Goniosphaeridium cf. mochtiensis* (Górk.) Kjells. znane jest z utworów ordowiku dolnego wysp Gotlandii i Olandii – Szwecja, ordowiku górnego (karadok) otworu Mielnik oraz ordowickich głązów narzutowych na obszarze Polski (G. Kjellström, 1976). *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez Rodr. występuje w ordowiku środkowym oraz w ordowickich głązach narzutowych na wybrzeżu Bałtyku i na obszarze Polski (A. Eisenack i in., 1973).

Gatunki: *Timofeevia lancarae* (Cram. Diez de Cram.) Vang. i *T. phosphoritica* Vang. przechodzą z kambru do ordowiku, ale ich zasięg kończy się w zasadzie w dolnej części tremadoku (*T. phosphoritica* Vang. być może w arenigu). *T. lancarae* (Cram. Diez de Cram.) Vang. przechodzi do tremadoku w profilu, w którym istnieje ciągłość sedymentacji kambro-tremadoku w obrębie formacji Oville, Góry Kantabryjskie (M.A. Fombella Blanco, 1982), a granica pomiędzy kambrem i ordowikiem nie jest jednoznacznie ustalona. Również *T. phosphoritica* Vang., opisana pod synonimem *Archaeohystrichosphaeridium minor* Tim.

Tabela 2

Występowanie *Acritarcha* w próbkach z Wiśniówki Dużej i Wiśniówki Małej

<i>Acritarcha</i>	Wiśniówka Mała	Wiśniówka Duża	
	próbki 5–12	1–10	2, 11
	kambr środkowy – tremadok dolny		tremadok dolny
<i>Peteinosphaeridium trifurcatum typicum</i> (Eis.) Eis. Cram. Diez Rodr.			●
<i>Vulcanisphaera nebulosa</i>			●
<i>Vulcanisphaera</i> cf. <i>nebulosa</i> Deun.			●
<i>Vulcanisphaera frequens</i> Górk.			●
<i>Vulcanisphaera</i> sp.	●		●
<i>Goniosphaeridium</i> cf. <i>mochtiensis</i> (Górk.) Kjells.			●
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. 2			●
<i>Multiplicisphaeridium</i> sp. 1	●		●
<i>Timofeevia phosphoritica</i> Vang.	●		●
<i>Timofeevia lancarae</i> (Cram. Diez de Cram.) Vang.	●		●
<i>Baltisphaeridium</i> sp.	●	●	●
<i>Michystridium</i> sp.	●	●	●
<i>Domasia</i> sp.			●
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	●	●	

(P.R.R. Gardiner, M. Vanguetaine, 1971), występuje w osadach tremadoku lub arenigu dolnego w południowo-wschodniej Irlandii, gdzie istnieje ciągłość sedimentacji od kambru środkowego do tremadoku dolnego (P.R.R. Gardiner, M. Vanguetaine, 1971). Gatunki te powszechne są w osadach kambru środkowego i górnego, ale ich frekwencja zmniejsza się wyraźnie w wyższej części kambru górnego. Na podstawie powyższych danych można uznać, że górna część zasięgu tych gatunków przypada na warstwy przejściowe kambryjsko-tremadockie.

W syneklizie moskiewskiej, w profilu Tołbuchino k. Jarosławia, w osadach kambru górnego udokumentowanego trylobitami występuje zespół akrytarchów, który wykazuje duże podobieństwo do zespołu tremadockiego (N.A. Wołkowa, 1980). N.A. Wołkowa uważa, że zespoły granicznych warstw kambru górnego i tremadoku mało różnią się między sobą.

Pozostałe gatunki z zespołu Wiśniówki Dużej znane są z ordowiku, przy czym *Goniosphaeridium* cf. *mochtiensis* (Górk.) Kjells. i *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez Rodr. nie mają zasięgu sprecyzowanego z dokładnością do piętra. Zasięg *Vulcanisphaera frequens* Górk. nie zgadza się z zasięgami większości gatunków z Wiśniówki Dużej, których okazy występują wspólnie w próbce 2.

Na podstawie zespołu *Acritarcha* z Wiśniówki Dużej nie zawsze można precyzyjnie określić wiek osadów, z których został on wyodrębniony, z uwagi na niejednorodność biostratygraficzną. Biorąc to pod uwagę jak również fakt, że skamieniałości z próbek 2 i 11 wyraźnie różnią się od pozostałych zarówno składem gatunkowym, jak i większą frekwencją okazów, można przyjąć, że:

- osady, z których pochodzą próbki 4–10 należą do przedziału kambr środkowy – tremadok dolny;
- osady próbek 2 i 11 należą do tremadoku dolnego;
- zasięg *Vulcanisphaera frequens* Górsk. należy rozszerzyć do tremadoku dolnego włącznie.

Zespół *Acritarcha*, wyodrębniony w Wiśniówce Małej z próbek 5–12 i w Wiśniówce Dużej z próbek 4–10, jest mało zróżnicowany gatunkowo przy znacznej liczbie okazów. Poszczególne próbki nie różnią się w sposób znaczący między sobą pod względem zawartości mikroskamieniałości. Oznaczone tu gatunki znane są od kambru środkowego do tremadoku dolnego.

STOSUNEK PIASKOWCÓW KWARCYTOWYCH Z WIŚNIÓWKI DUŻEJ, WIŚNIÓWKI MAŁEJ I PODWIŚNIÓWKI

Piaskowce kwarcytowe twarde i odporne na wietrzenie budują grzbiety wzniesień Wiśniówki Dużej (45 m n.p.m.) i Wiśniówki Małej (ok. 390 m n.p.m.). Skały te występują w dwóch strefach: południowej, w której pracuje łom Wiśniówka Mała i zaczyna się eksploatacja łomu Podwiśniówka, i północnej, w której jest czynna kopalnia Wiśniówka Duża (fig. 1). Strefy te biegną ogólnie w kierunku świętokrzyskim WNW – ESE (o azymutach ok. 105°) i mniej więcej równoległe do siebie w odległości zmieniającej się w granicach 180–380 m (średnio 250 m).

W obu strefach obok piaskowców kwarcowych o spoiwie regeneracyjnym, prawie monomineralnych i piaskowców kwarcowych z niewielkim udziałem muskowitu o spoiwie ilastym lub ilasto-mulastym pojawiają się podrzędnie piaskowce brekcyjne. Wszystkie one są wyraźnie (choć w różnym stopniu) skwarcytyzowane. W Wiśniówce Dużej, Wiśniówce Małej i Podwiśniówce pojawiają się także, choć rzadko, piaskowce polimiktyczne, arkozowe i szarogłazowe, na ogół kruche i rozsypliwie. Występują one zwykle wspólnie z tufitami i bentonitami. Pakiet z piroklastytami znajduje się zawsze po północnej stronie kompleksu piaskowcowego, tj. w jego części przystropowej.

Piaskowce kwarcytowe jasnoszare i siwe są często grubo- i średnioławicowe, bez widocznych struktur wewnątrzwarstwowych, oraz średnio- i cienkoławicowe z laminacją poziomą, konwolucyjną i innymi strukturami sedymentacyjnymi (S. Dżułyński, C. Zak, 1960; A. Radwański, P. Roniewicz, 1960). Przewarstwiane są mułowcami i mułowcami ilastymi, które przechodzą w ilowce mulaste i piaszczyste. Mułowce i ilowce są na ogół złupkowane i mają barwy ciemnoszare, ale niekiedy również pstre, tj. czerwone, zielone, seledynowe i białe. Tworzą one w piaskowcach centymetrowe wkładki i kilku- lub kilkunastocentymetrowe przewarstwienia, a także grubsze warstwy oraz pakiety o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. W pakietach tych występują zawsze, ale tylko podrzędnie, wkładki piaskowców. Wśród skał mułowcowo-ilastych kolorowych pojawiają się warstewki i warstwy tufitów i bentonitów.

Obserwacje litologiczne dowodzą wielkiego podobieństwa skał odsłoniętych na Wiśniówce Dużej, Wiśniówce Małej i Podwiśniówce, a nawet pozwalają wskazać pakiety niemal identyczne. Skały o podobnej litologii z obu stref występowania piaskowców kwarcytowych mają też zbliżone własności fizyczne i dlatego w badaniach geofizycznych odzwierciedlają się w analogiczny sposób. Poczynione obserwacje litologiczne przemawiają za tym, że w okolicach Wiśniówki mamy do czynienia z jednym i tym samym piaskowcowym kompleksem litostratygraficznym dwukrotnie powtórzonym tektonicznie.

UWAGI O WIEKU I WARUNKACH POWSTAWANIA SKAŁ
Z OKOLIC WIŚNIOŹKI

Wiek kompleksu piaskowców kwarcytowych z Wiśniówki, a w konsekwencji i całej serii kwarcytów łysogórskich, budził od dawna kontrowersje. Określono go na środkowo- lub górnokambryjski. Do poglądu pierwszego skłaniał się J. Czarnocki (1929, 1950), który podał, że znalazł na Wiśniówce Dużej szczątki paradoxidesów, jakie następnie odkrył też w otoczakach ze zlepieńca miedziano-górskiego (pochodzących z kambru łysogórskiego). Pogląd drugi głosił J. Samsonowicz (1934, 1956). Problem nie został definitywnie rozstrzygnięty i J. Czarnocki (1950) stwierdził, że „...kwarcyty albo należą do kambru górnego i reprezentują jego starsze ogniwa, albo też łupki z *Beltella* (z niewątpliwego kambru górnego – opis autora) leżą niezgodnie na kambrze środkowym...” (J. Czarnocki, 1950, str. 19).

S. Orłowski (1968a, b) zebrał na Wiśniówce trylobity i ramienionogi, jego zdaniem górnokambryjskie. Wyróżniona przez niego „formacja piaskowców z Wiśniówki” reprezentuje dolną część kambru górnego (poziom I, II i spąg III). Oznaczenia taksonomiczne przewodnich dla regionu łysogórskiego trylobitów S. Orłowskiego poddał w wątpliwość J. Bergström (1973). Nie przesądził wieku skał, w których notowano trylobity (jednak także ślady życia). H. Tomczyk (1974) uznaje wiek kwarcytów łysogórskich nadal za nierozstrzygnięty (kambr środkowy?, kambr górny?). Badania W. Sedlaka (1975) nad znajdowanymi w nich szczątkami *Corallocyathida* rodzą podejrzenie, że mogą one być (w części) nawet późnodolnokambryjskie(?). Trzeba zaznaczyć, że na Wiśniówce Dużej w piaskowcach kwarcytowych (pod pakietem z piroklastytami) spotykane są szczątki organiczne(?) podobne do opisywanych przez W. Sedlaka. Organizmy z Wiśniówki zdają się pozostawać w jakimś (bliżej niewyjaśnionym) związku z naskorupieniami wawelitu.

Wiekowi piaskowców z Wiśniówki nie rozstrzygnęły na razie także badania mikropaleontologiczne. Zespół *Acritarcha* wskazuje na przedział kambr środkowy – tremadok dolny, na tyle szeroki, że zgodny z poglądami zarówno zwolenników tezy środkowo-, jak i górnokambryjskiej. Rodzące się przypuszczenia o wyłącznie tremadockim wieku skał z Wiśniówki trzeba jednak w świetle badań makrofauny odrzucić. Należy natomiast rozważyć trzecią hipotezę roboczą, według której kompleks piaskowców z Wiśniówki budują w dolnej części osady kambru środkowego, a w przystropowej – kambru górnego. Za przynależnością do kambru górnego przynajmniej młodszych warstw z Wiśniówki przemawia obecność w nich skał piroklastycznych. W okolicach Wąworkowa występują one bowiem w skałach kambru górnego, których wiek (poziomy III – V) ustalił jeszcze J. Samsonowicz (1934). Z pewnością jednak osady z piroklastytami są starsze od warstw łysogórskich E. Tomczykowej (1968) = „formacji łupków z Klonówki” S. Orłowskiego (1975) pozbawionych tufitów i bentonitów. Mogą natomiast być równowiekowe z warstwami mączocickimi E. Tomczykowej (1968).

Z dyskutowaną hipotezą są zgodne wyniki badań litologicznych serii piaskowców kwarcytowych z Wiśniówki oraz środowiska, w którym one powstawały (S. Dżułyński, C. Żak, 1960; A. Radwański, P. Roniewicz, 1960). Było to środowisko przybrzeżne, sublitoralne i litoralne. Osady piaszczyste tworzyły barierę chroniącą od wpływu morza otwartego osadzające się w lagunie utwory mulasto-

-ilasto-piaszczyste. Poziom morza zmieniał się, a osady znajdowały się raz poniżej, a raz powyżej podstawy falowania. Środowisko modelowały silne prądy, przede wszystkim częste sztormy (wędrówka mielizn). Bardzo prawdopodobne były przesunięcia linii brzegowej poza barierę, w stronę morza otwartego. Okresowe wyniesienia mogły warunkować tektoniczne pulsacje wznoszące, aktywne w owym czasie.

W okolicach Wiśniówki piaskowce kwarcytowe znajdują się pośród ciemnoszarych, łupkowych iłowców i mułowców. Część z nich jest starsza, a część młodszą od piaskowców kwarcytowych. Na pewno młodszą od pakietu z bentonitami i tufitami są iłowce mulaste, łupkowe, ciemnoszare przewarstwione mułowcami i piaskowcami kwarcytowymi (tworzą tu m.in. dwa grubsze pakiety) odsłonięte w przekopie komunikacyjnym do kamieniołomu Wiśniówka Duża. W skałach tych znaleziono dolnotremadocki zespół *Acritarcha*.

Kompleks łupkowy z przekopu kontaktuje zgodnie z kompleksem piaskowców kwarcytowych. W odsłoniętym fragmencie strefy kontaktowej nie znajdujemy uskoku podłużnego, którego istnienia spodziewało się kilku badaczy. W sąsiedztwie kontaktu skały piroklastyczne, a także pstre, pojawiają się tylko po stronie kambryjskiego kompleksu piaskowców kwarcytowych. Iłowce i mułowce tremadoku dobrze wysegregowane o teksturach płasko-równoległych, pierwotnie czarnoszare powstawały w głębszym i spokojniejszym basenie morskim.

Tektoniczna zgodność kompleksów nie przesądza wcale ciągłości sedimentacyjnej między nimi. W Wiśniówce Dużej w profilu skał granicznych kambru i tremadoku (z kamieniołomu i przekopu komunikacyjnego) brakuje niższej części „warstw łysogórskich” sensu K. Tomczykowa (1968) lub dolnych ogniwi „formacji łupków z Klonówki” sensu S. Orłowski (1975). Jak wspomniano, luki stratygraficznej można się spodziewać również niżej, wśród kambryjskich skał z profilu Wiśniówki. Zapewne przypadnie ona na pogranicze kambru górnego z kambrem środkowym.

UWAGI O TEKTONICE

W okolicach Wiśniówki warstwy kambru i tremadoku są zdeformowane w sposób ciągły i nieciągły. Odkształcenia te są tak silne, że nie znając wieku głównych pakietów skał ilasto-mułowcowych (poza tymi z przekopu na Wiśniówce Dużej) trudno odtworzyć przewodnie rysy tektoniki. W każdej z dwóch stref piaskowcowych warstwy piaskowców obserwowane bezpośrednio w wyrobiskach leżą zazwyczaj normalnie i są najczęściej stromo nachylone ku północy. Według badań geofizycznych, na większych głębokościach zdają się zapadać częściej ku południowi. W obu strefach warstwy serii piaskowcowej są miejscami sfałdowane, co obserwował już J. Czarnocki (1958), a ostatnio geolodzy dokumentujący złoża piaskowców w okolicach Wiśniówki Dużej i Podwiśniówki (J. Sołtysik, G. Chomicka, 1973). Rejestrują to także badania geofizyczne (stąd np. powtarzanie się symetryczne na krzywych PE wydzielonych pakietów warstw). Deformacje te, rozwinięte w kierunku WNW – ESE równoległe do głównych fałdów, mające nieustalone (ale chyba niezbyt duże) amplitudy, biegną i wygasają w miarę ich śledzenia wzdłuż obu stref piaskowcowych. Załączony przekrój (fig. 8) poprowadzono celowo przez rejon, w którym nie potrafimy obecnie dowieść sfałdowania pakietów skalnych w obrębie kompleksu piaskowcowego. Chodzi nam bowiem o główne rysy deformacji tektonicznych rejonu Wiśniówki, a nie o dodatkowe komplikacje i tak zawiłego stylu.

Po północnej stronie obu pasm piaskowcowych obserwujemy odginanie się

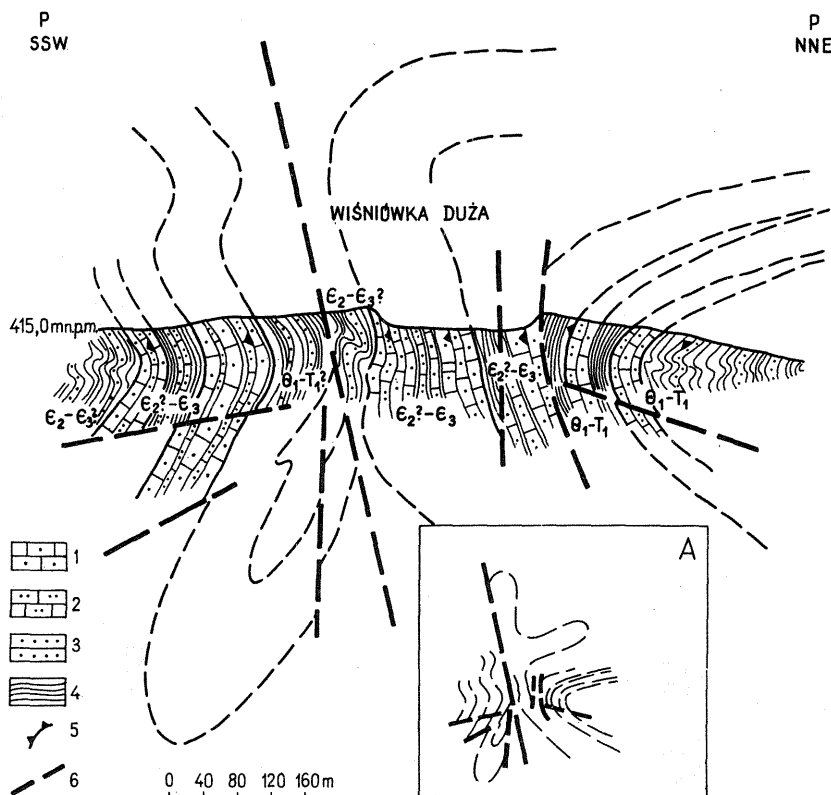


Fig. 8. Przekrój geologiczny przez okolice Wiśniówki
Geological cross-section through the vicinities of Wiśniówka

1 - „kwarcyty” (piaskowce kwarcytowe); 2 - piaskowce; 3 - mułowce; 4 - iłowce; 5 - hieroglify; 6 - uskoki przypuszczalne; oznaczenia stratygraficzne jak na fig. 1; A - schemat interpretacyjny deformacji tektonicznych okolic Wiśniówki

1 - "quartzites" (quartzitic sandstones); 2 - sandstones; 3 - mudstones; 4 - claystones; 5 - hieroglyphs; 6 - inferred faults; stratigraphic symbols as given in Fig. 1; A - sketch interpretation of tectonic deformations in the vicinities of Wiśniówka

głowic odsłoniętych warstw z N na S, w wyniku czego warstwy tremadoku zaczynają się odchyłać stopniowo ku południowi. Jest to zjawisko regionalne w Paśmie Głównym i dostrzegli je J. Czarnocki (1958) oraz J. Samsonowicz (1934), a ostatnio (na pobliskiej górze Krzemiance) Z. Kowalczewski i M. Studencki (1983).

Z normalnego ułożenia warstw piaskowców w Wiśniówce Małej można wnosić, że położone bezpośrednio w ich stropie mułowce i iłowce łupkowe są dolnotremadockie (podobnie jak z przekopu na Wiśniówce Dużej).

Z zestawienia danych i obserwacji, w tym także i J. Czarnockiego (1928, 1958), można przypuszczać, że w Paśmie Głównym w okolicach Wiśniówki występuje skomplikowany fałd wachlarzowy powstały ze zgniatania. Jego budowę wewnętrzną modyfikują podłużne uskoki (fig. 8). Piaskowce Wiśniówki Małej - Podwiśniówki budują prawdopodobnie południowe skrzydło jednostki synklinalnej, natomiast piaskowce z Wiśniówki Dużej wchodzi w skład grzbietu synkliny pochylonej ku północny, wtórnie złuskowanej i stowarzyszonej z wachlarzową antyklina

(fig. 8A). Uskok podłużny odpowiedzialny za łuskowanie znajduje się zapewne w obrębie kompleksu ilasto-mułowcowego rozdzielającego dwie strefy piaskowcowe.

W okolicach Wiśniówki jest więcej uskoku podłużnych o kierunku WNW – ESE. Zaburzają one zarówno kompleks piaskowcowy, jak i otaczające go serie ilasto-mułowcowe. Na większej przestrzeni trudno je jednak skartować, a w łomach dają się śledzić tylko wycinkowo. Ponadto stwierdzono wiele uskoku poprzecznych do rozciągłości warstw skalnych (NNE – SSW). Są to uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze o amplitudach od kilku do kilkunastu metrów. Wraz z uskokami podłużnymi dzielą one teren na bloki różnie przestrzennie przemieszczane. Zostały one następnie zgradowane do różnej głębokości, co dodatkowo zaciera czytelność obrazu tektonicznego okolic Wiśniówki. Obserwacje poczynione na tym samym przekroju, ale na innej głębokości, różnią się znacznie.

UOGÓLNIENIE SPOSTRZEŻEŃ LOKALNYCH, WNIOSKI REGIONALNE

Obserwacje dokonane w Wiśniówce zestawione z innymi informacjami o młodszym kambrze Gór Świętokrzyskich przekonują, że w tym czasie region łysogórski zróżnicował się paleogeograficznie. W Paśmie Głównym nasilały się tektoniczne pulsacje wypiętrzające. Środowisko płytkomorskie okresowo i lokalnie zmieniało się na litoralne i wtedy sedimentacja zachodziła w strefie barierowej i lagunowej. Osady bariery mogły zachować się tylko w postaci szczątkowej, gdyż były niszczone i przerabiane przez falowanie podczas kolejnego pogłębienia zbiornika morskiego. Nie wykluczone także, iż teren był okresowo wynurzany. W takich warunkach płytkiego morza powstawały osady facji piaszczysto-mułowcowej, częściowo pstre. Na północy regionu, w Dolinie Wilkowskiej, dominowały pulsacje obniżające, dlatego występują tam osady facji ilasto-mułowcowej, czarnoszare, wykształcone w pełni i o większej miąższości. Podobnych, obniżających tendencji tektonicznych można się spodziewać również po południowej stronie Pasma Głównego, tj. w Dolinie Kielecko-Łagowskiej. Te strefy paleogeograficzne są oddzielone podłużnymi regionalnymi strefami dyslokacyjnymi ograniczającymi od południa i północy Pasma Głównie. Są to: strefa świętokrzyska i północnołysogórska.

U schyłku kambru niepokój tektoniczny manifestował się też wzmożeniem procesów wulkanicznych. Aktywne centra erupcyjne położone były dość blisko Gór Świętokrzyskich i dlatego w Paśmie Głównym skały piroklastyczne występują powszechnie od Wąworkowa – Pobroszyna pod Opatowem po Wiśniówkę k. Kielc.

Podział paleogeograficzny regionu łysogórskiego w kambrze środkowym i górnym spowodował, że u schyłku kambru zindywidualizowało się Pasma Głównie. Wpłynęło to na zdecydowanie na późniejsze (także młodopaleozoiczne) procesy geologiczne w północnej części Gór Świętokrzyskich. W pierwszym rzędzie określony został przebieg i skutki ruchów sandomierskich z końca tremadoku, silniej wyrażonych w Paśmie Głównym, a słabiej w okalających depresjach, oraz rozwój późniejszej transgresji arenidzko-lanwirskiej, która wnikała w region depresjami i stopniowo obejmowała Pasma Głównie. W konsekwencji stosunek arenigu – lanwirnu do podłoża na terenie Pasma Głównego jest analogicznie dyskordantny (Pobroszyn) jak w regionie kieleckim, podczas gdy w Dolinie Wilkowskiej (Jeleniów, Bukowiany) jest on penekordantny. Wydaje się, że już w kambrze aktywne były regionalne, podłużne strefy dyslokacyjne, o których wspomniano wyżej. One to zapewne są odpowiedzialne za wypiętrzenie zawartego między nimi fragmentu skorupy ziemskiej.

WNIOSKI

Badania geofizyczne i geologiczne Wiśniówki są interesujące z wielu powodów. Potwierdzają one m.in. opinie J. Czarnockiego (1928, 1958) o intensywnym sfałdowaniu i zdyslokowaniu nieciągłym warstw kambru w zachodniej części jednostki łysogórskiej. W świetle tego odkrycie tremadoku dolnego w przekopie w Wiśniówce Dużej pozwala mniemać, że grzbiet Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich budują, obok skał kambryjskich, także warstwy tremadoku niższego.

Bentonity i tufity znajdowane w okolicach Wiśniówki nie tylko przemawiają za tożsamością stratygraficzną występującego tu kompleksu piaskowców kwarcytowych, ale zarazem dokumentują czas wzmożonej aktywności tektonicznej przypadający w geosynklinie kaledońskiej Europy środkowej na kambr środkowy – kambr górny. Silne ruchy wznoszące zachodzące wówczas na Paśmie Głównym wskazują, że i dla Gór Świętokrzyskich był to okres narastającego niepokoju tektonicznego (ruchy świętokrzyskie – H. Tomczyk, 1974).

Badania mikropaleontologiczne doprowadziły po raz pierwszy w Polsce do odkrycia zespołów akrytarchów charakterystycznych dla wyższego kambru i niższego tremadoku. Przesądziły zarazem o przydatności tej metody dla ustalenia wieku skał kambryjskich i dolnoordowickich regionu łysogórskiego oraz innych obszarów Małopolski. Zespół *Acritarcha*, identyczny jak w kamieniołomach Wiśniówki, został ostatnio rozpoznany w skałach kambryjskich z kilku otworów Górnego Śląska i Karpat.

Badania przeprowadzone w okolicach Wiśniówki wskazują zarazem, że niezwykle trudne problemy geologiczne kambru łysogórskiego można skutecznie rozwiązywać stosując jednocześnie różne metody współczesnej geofizyki i geologii.

Oddział Świętokrzyski
Instytutu Geologicznego
Kielce, ul. Zgoda 21
Przedsiębiorstwo Geologiczne
Kielce, ul. Żołnierzy Radzieckich 21

Zakład Stratygrafii, Tektoniki
i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 11 lutego 1985 r.

PIŚMIENNICTWO

- BERGSTRÖM J. (1973) – Organization life and systematics of trilobites. *Fossils and strata*, **2**, p. 1–69. Universitet-Sforlaget. Oslo.
- CHLEBOWSKI R. (1978) – Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Arch. Miner.*, **34**, p. 69–134, z. 1.
- CZARNOCKI J. (1928) – W sprawie rozbudowy kamieniołomów państwowych w Zagnańsku. *Posiedz. Nauk. PIG*, **19/20**, p. 16–22.
- CZARNOCKI J. (1929) – Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa. *Posiedz. Nauk. PIG*, **24**, p. 38–42.
- CZARNOCKI J. (1950) – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*

- CZARNOCKI J. (1958) – Profile szybików Wiśniówka Wielka pod Kajetanowem wykonywanych w latach 1928–1935. Pr. Inst. Geol., **21**, p. 128–159.
- DŻUŁYŃSKI S., ŻAK C. (1960) – Środowisko sedimentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej. Roczn. Pol. Tow. Geol., **30**, p. 213–241, z. 2.
- EISENACK A., CRAMER F.H., DIEZ RODRIQUEZ M. (1973) – Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Stuttgart.
- FOMBELLA BLANCO M.A. (1982) – Determinación palinológica del tremadoc en la localidad de Verdiago, provincia de Leon. No de Espana. Rev. Esp. Micropaleont., **14**, p. 13–22.
- GARDINER P.R.R., VANGUESTAINE M. (1971) – Cambrian and Ordovician microfossils from South-East Ireland and their implication. Geol. Surv. Ireland, Bull., **1**, p. 163–210, nr 2.
- KJELLSTRÖM G. (1976) – Lower Viruan (Middle Ordovician) microplankton from the Ekon Borehole No. 1 in Ostergotland, Sweden. Sver. Geol. Unders., Ser. C, **724**, p. 1–44.
- KOWALCZEWSKI Z., STUDENCKI M. (1983) – Budowa geologiczna góry Krzemianki koło Kielc. Kwart. Geol., **27**, p. 695–703, nr 4.
- LENDZION K., MOCZYDŁOWSKA M., ŻAKOWA H. (1983) – A new look at the Bazów Cambrian sequence (Southern Holy Cross Mts). Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc., Terre, **30**, p. 67–75, nr 1–2.
- MARTIN F. (1972) – Les Acritarches de L'Ordovicien inferieur de la Montagne Noire (Herauld, France). Bull. Inst. Sc. Nat. Belg., **48**, p. 1–61.
- MARTIN F., DEAN W.T. (1981) – Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarches from Random Island, Eastern Newfoundland. Geol. Surv. Canada, Bull., **343**, p. 1–43.
- MOCZYDŁOWSKA M. (1981) – Lower and Middle Cambrian acritarchs from Northeastern Poland. Precambrian Research, **15**, p. 63–74.
- ORŁOWSKI S. (1968a) – Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., **18**, p. 257–291, nr 2.
- ORŁOWSKI S. (1968b) – Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, **10**, p. 153–219.
- ORŁOWSKI S. (1975) – Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambriu Gór Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., **25**, p. 431–448, nr 3.
- RADWAŃSKI A., RONIEWICZ P. (1960) – Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami. Acta Geol. Pol., **10**, p. 371–397, nr 3.
- SAMSONOWICZ J. (1934) – Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1956) – Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian system in Poland. W: Symposium on the Cambrian system. Mexico 1956. Congr. Geol. Intern. XX, p. 127–160.
- SEDLAK W. (1975) – Some aspects on the stratigraphy and taxonomy of Cambrian fauna found on Łysa Góra (the Świętokrzyskie Mts – Central Poland). W: Second international symposium on corals and fossil coral reefs., **89**, p. 42–48. Paris.
- SOŁTYSIK J., CHOMICKA G. (1973) – Opracowanie geologiczne kambryjskich piaskowców kwarcytowych z Wiśniówki. Arch. Przeds. Geol. Kielce.
- TOMCZYKOWA E. (1968) – Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., **54**, p. 5–60.
- TOMCZYK H. (1974) – Góry Świętokrzyskie. W: Geologia Polski. Tektonika, t. 4, nr 1, p. 128–198.
- VANGUESTAINE M. (1978) – Criteres palynostratigraphiques conduisant a la reconnaissance d'un pli couche Revinien dans le sondage de Grand-Halleux. Ann. Soc. Geol. Belg. 1977, **100**, p. 249–276.
- VAVRDOVA M. (1976) – Excystment mechanism of Early Paleozoic acritarchs. Čas. Miner. Géol., **21**, p. 55–64, nr 1.
- VIDAL G. (1981) – Lower Cambrian acritarch stratigraphy in Scandinavia. Geol. Foren. Stockholm Forhandl., **103**, p. 183–192, nr 2.

- VIDAL G., SIEDLECKA A. (1983) — Planktonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, East Finnmark, Northern Norway. Norg. Geol. Unders., 382, p. 45—79.
- ВОЛКОВА Н.А. (1980) — Акритархи среднего и верхнего кембрия Московской синеклизы. Изд. АН СССР. Сер. геол., № 12, стр. 49—57.

Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ, Мария КУЛЕТА, Рышард ЛИСИК, Малгожата МОЧИДЛОВСКА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОРОДАХ КЕМБРИЯ И НИЖНЕГО ОРДОВИКА В ОКРЕСТНОСТЯХ ВИШНЮВКИ В СВЕНТОКШИСКИХ ГОРАХ

Резюме

В кембрии в районе Вишнювка—Подвишнювка геофизическими методами (электропрофилирование) было выделено два главных комплекса, состоящие в основном из песчаников, изученные затем геологическими методами (фиг. 1). Эти комплексы ориентированы в ЗСЗ—ВЮВ направлении, залегают параллельно и составляют гребни поднятий. На одном из них — южном действует каменоломня Вишнювка Мала, на втором — северном Вишнювка Дужа. Оба песчаных комплекса выделяются среди других кембрийских отложений большими кажущимися сопротивлениями. Они схожи между собой также и с точки зрения положения и характеристики кривых электрокаротажа. Зачастую обращает на себя внимание симметричность кривых электрокаротажа, поразительная, особенно при большой ширине изучаемого песчаного комплекса (фиг. 2—5).

В окрестностях Вишнювки выявлено кроме того наличие целого ряда поперечных нарушений в основном типа сдвига-сброса и нисходящих сдвига-сбросов разной амплитуды (несколько десятков — несколько сотен метров), простирающихся обычно в направлении ССВ—ЮЮЗ (фиг. 1, 2, 5).

В каменоломнях Вишнювки Малой и Вишнювки Дужей в алевролитах и аргиллитах, перемежающихся кварцитовые песчаники, впервые обнаружены *Acritarcha* (таб. 2). Виды: *Timofeevia phosphoritica* Vang., *T. lancaerae* (Cram. Diez de Cram.) Vang., *Multiplicisphaeridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Vulcanisphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp. встречены как в Вишнювке Дужей так и в Вишнювке Малой. Виды этой ассоциации фауны присутствуют в разрезе от среднего кембрия до нижнего тремадока.

В алевролитах и аргиллитах, обнажающихся в коммуникационном квершлагае, ведущем к каменоломне Вишнювка Дужа, определены: *Timofeevia phosphoritica* Vang., *T. lancaerae* (Cram. Diez de Cram.) Vang., *Multiplicisphaeridium* sp. 2, *Vulcanisphaera frequens* Górk. *V. nebulosa* Deun., *V. sp.*, *Micrhystridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium* cf. *mochtiensis* (Górk.) Kjells., *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez. Rodr., *Domasia* sp. Все перечисленные виды залегают в нижнем тремадоке.

Ассоциации *Acritarcha* в кембрийских толщах Вишнювки сравнимы с такой же фауной в Испании, Бельгии, Ирландии, СССР и Канаде.

Изучалась петрография описываемых пород. Изучение под микроскопом выявило у некоторых аргиллитов в кровле кварцитовых песчаников характерные особенности, присущие бентонитам и туффитам, сравнимым с отложениями того же типа, залегающими в кембрии на востоке Свентокшиских гор.

Термические и рентгенографические исследования показали, что главной составной частью

этих глинистых пород является минералы смешано-пачковые иллит-монтмориллонитовой структуры с небольшим количеством набуханных слоев и значительной примесью каолинита (фиг. 6, 7). По сравнению с бентонитами верхнего кембрия в восточной части Свентокшиских гор в них выше содержание каолинита. Этим они отличаются от отложений в окрестностях Опатова.

Все эти исследования позволяют убедиться в том, что в обоих каменоломнях Вишнювки (и в новой выработке на Подвишнювке) обнажены породы очень сходные по своему литологическому составу. В их кровле залегают пирокластические осадки (бентониты и туффиты). Аналогичны они и по возрасту. Судя по микрофауне, этот возраст может быть среднекембрийским (Я. Чарноцки, 1929, 1950), а скорее всего верхнекембрийским (С. Орловски, 1968, 1975; Й. Бергстрем, 1973). Не исключено, что песчаный комплекс в Вишнювке в нижней своей части сложен среднекембрийскими породами, а в верхней — верхнекембрийскими?

Темносерые аргиллиты и алевролиты в северном кварцшлагге Вишнювки Дужей среднетремадокского возраста. Кембрийские и тремадокские пласты в тектоническом отношении залегают здесь согласно.

В Вишнювке, так же как и около Опатова, в кембрии развиты прибрежные осадки отчасти „пестрые” с пирокластатами. Не исключено, что общее тектоническое согласие маскирует здесь седиментационные перерывы, отчасти редуцирующие разрез кембрия и тремадока. Они могут иметь место на пограничье среднего и верхнего кембрия, а также между верхним кембрием и тремадоком (как нам кажется, в каменоломне Вишнювка Дужа отсутствует нижняя часть „лысогурских слоев”). Обоснованием этих предположений может служить то, что породы Вишнювки осаждались в среде прибрежных отмелей и подвижных мелей (барьерная зона).

В верхнем кембрии на территории Главного Пояса произошло тектонически обусловленное коренное обмеление морского бассейна (а не исключено, что и поднятие его дна над водой). Тогда же вблизи Свентокшиских гор усилились вулканические процессы.

Главный Пояс уже в верхнем кембрии был самостоятельным возвышенным палеогеографическим элементом Лысогурского района (элементом, обрамляемым с обеих сторон депрессионными зонами, по которым позднее проникало аренигское море). Тем самым в Главном Поясе было обусловлено последующее развитие тектонических процессов (в том числе образование вытянутых депрессионных зон) подобное тому, которое происходило в Келецком регионе.

Поднятия в районе Вишнювки образованы вероятнее всего двукратно повторенным одним и тем же сильно дислоцированным комплексом песчаников. Он образует здесь чешуйчатую веерообразную брахискладку, нарушенную более поздними пластическими и разрывными деформациями (фиг. 8). Песчаный комплекс как в „северном поясе”, так и в „южном” на некоторых отрезках снят в складки (отсюда повторность пачек пород и симметрия электрокаротажных кривых).

Zbigniew KOWALCZEWSKI, Maria KULETA, Ryszard LISIK, Małgorzata MOCZYŁOWSKA

NEW DATA ON CAMBRIAN AND LOWER ORDOVICIAN ROCKS IN THE VICINITIES OF WIŚNIÓWKA IN THE GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS

Summary

In the Wiśniówka – Podwiśniówka region, two major complexes of mainly Sandstone Cambrian rocks have been mapped with the use of geophysical (electrical resistivity profiling) methods and subsequently covered by geological surveys (Fig. 1). The complexes run parallel to one another

in WNW–ESE direction, building top parts of elevations. The Wiśniówka Mała sandstone quarry is situated at southern elevation, and the Wiśniówka Duża – at the northern. The sandstone complexes differ from adjoining Cambrian strata in high apparent resistance. The complexes resemble one another in the course and characteristic features of electrical resistivity profiling curves. The curves often appear markedly symmetric, especially when the surveyed sandstone complexes are wide (Figs. 2–5).

Moreover, a number of transversal faults, mainly strike-slip and oblique-slip in character, were traced in the vicinities of Wiśniówka. The faults, varying from some dozens to several hundred meters in amplitude, are usually NNE–SSW oriented (Figs. 1, 2, 5).

Studies on mudstones and claystones intercalating quartzitic sandstones in the Wiśniówka Duża and Wiśniówka Mała sections have resulted in first records of *Acritarcha* (Table 2). The species *Timofeevia phosphoritica* Vang., *T. lancarae* (Cram. et Diez.) de Cram. Vang., *Multiplicisphaeridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystriidium* sp., *Vulcanisphaera* sp., and *Leiosphaeridia* sp. have been found in material from both the Wiśniówka Duża and Wiśniówka Mała localities. Species of that assemblage occur from the Middle Cambrian to Lower Tremadocian.

In mudstones and claystone exposed in a transportation cutting to the Wiśniówka Duża quarry there have been found *Timofeevia phosphoritica* Vang., *T. lancarae* (Cram. Diez) de Cram. Vang., *Multiplicisphaeridium* sp. 2, *Vulcanisphaera frequens* Górsk., *V. cf. nebulosa* Deun., *V. sp.*, *Micrhystriidium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Goniosphaeridium cf. mochtiensis* (Górsk.) Kjells., *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Cram. Diez. Rodr., and *Domasia* sp. The species are known to cooccur in the Lower Tremadocian.

The *Acritarcha* assemblages found in Cambrian strata from Wiśniówka are comparable with those described from Spain, Belgium, Ireland, USSR, and Canada.

The rocks were covered by petrographic studies. Microscopic studies showed that some claystones from the top of quartzitic sandstone series display features typical of bentonites and tuffites and comparable with those of such rocks from the Cambrian in eastern part of the Góry Świętokrzyskie Mts.

Thermic and x-ray studies showed that the above mentioned clay rocks are mainly built of mixed-layered illite-montmorillonite structures with a very small contents of swelling layers, and a marked admixture of kaolinite. (Figs. 6, 7). The rocks differ from Cambrian bentonites from eastern Góry Świętokrzyskie Mts in high content of kaolinite, so their position appears somewhat isolated in relation to those from the Opatów area (Table 1).

The studies show that strata exposed in the two quarries at Wiśniówka (and newly opened quarry at Podwiśniówka) are very similar in lithology. The sequences display pyroclastic intercalations (bentonites and tuffites) in the uppermost part and appear to be of the same age. Taking into account results of studies on macrofauna, the strata may be dated at the Middle Cambrian (J. Czarnocki 1929, 1950) and mainly Upper Cambrian (S. Orłowski, 1968a, b; J. Bergström, 1973). It is not excluded that the sandstone complex from Wiśniówka is built Middle Cambrian rocks in lower part, and possibly Upper Cambrian ones in the upper.

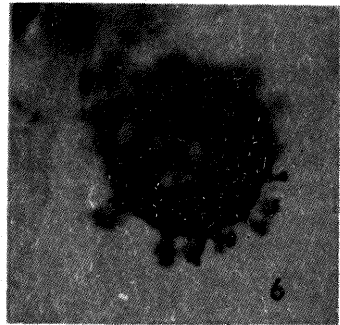
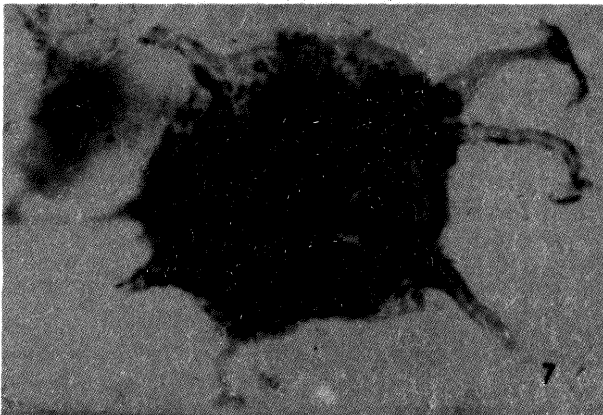
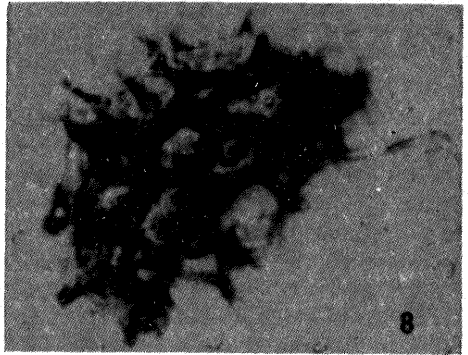
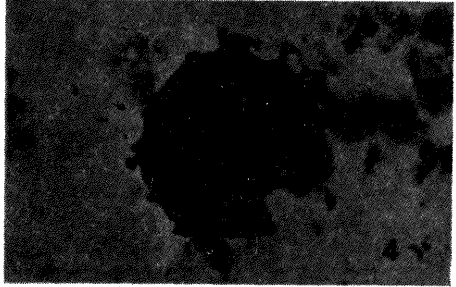
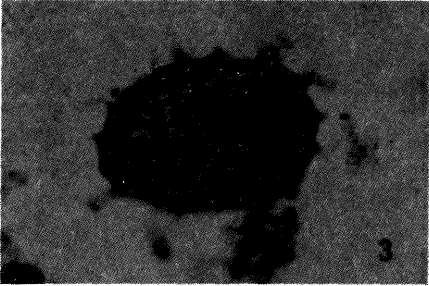
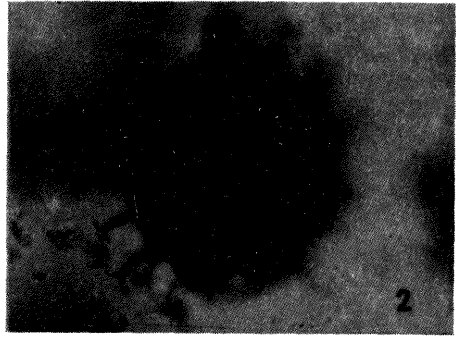
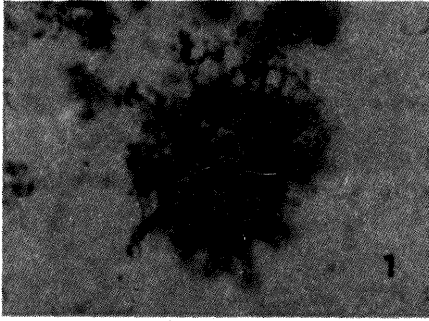
Dark-gray claystones and mudstones from the northern cutting at Wiśniówka Duża are of the Lower Tremadocian age. They rest on the Cambrian without any tectonic unconformity.

Similarly as in the Opatów area, Cambrian strata from Wiśniówka represent nearshore sediments, in part "mottled" and with pyroclasts. It is not excluded that the general tectonic conformity obscures here some sedimentary gaps which partly reduce overall thickness of the Cambrian-Tremadocian section. Such gaps are inferred at the Middle-Upper Cambrian boundary as well as Upper Cambrian-Tremadocian (it seems that the lowermost part of "Łysogóry Beds" is missing in the Wiśniówka Duża quarry). This conclusion is further supported by the nature of sedimentary environment of the strata from Wiśniówka, i.e. that of nearshore shoals and migrating bars (barrier zone).

In the Late Cambrian, depth of the marine basin became drastically reduced (even emergence is not excluded) in area of the Main Range, due to tectonic reasons. This has been accompanied by increase in volcanic activity in the proximity of the Góry Świętokrzyskie Mts.

TABLICA II

- Fig. 1. *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez. Rodr.
MUZ IG-1419.II.177, Wiśniówka Duża, tremadok dolny (Lower Tremadocian); × 1000
- Fig. 2. *Peteinosphaeridium trifurcatum typicum* (Eis.) Eis. Cram. Diez. Rodr.
MUZ IG-1419.II.180, Wiśniówka Duża, tremadok dolny (Lower Tremadocian); × 800
- Fig. 3. *Baltisphaeridium* sp.
MUZ IG-1419.II.176, Wiśniówka Duża, kambr środkowy – tremadok dolny (Middle Cambrian – Lower Tremadocian); × 1000
- Fig. 4. *Multiplicisphaeridium* sp. 2
MUZ IG-1419.II.181, Wiśniówka Duża, kambr środkowy – tremadok dolny (Middle Cambrian – Lower Tremadocian); × 800
- Fig. 5. *Multiplicisphaeridium* sp. 1
MUZ IG-1419.II.156, Wiśniówka Mała, kambr środkowy – tremadok dolny (Middle Cambrian – Lower Tremadocian); × 800
- Fig. 6. *Multiplicisphaeridium* sp. 2
MUZ IG-1419.II.180, Wiśniówka Duża, kambr środkowy – tremadok dolny (Middle Cambrian – Lower Tremadocian); × 800
- Fig. 7. *Goniosphaeridium* cf. *mochtiensis* (Górk.) Kjells.
MUZ IG-1419.II.176, Wiśniówka Duża, tremadok dolny (Lower Tremadocian); × 1000
- Fig. 8. *Timofeevia phosphoritica* Vang.
MUZ IG-1419.II.174, Wiśniówka Duża, kambr środkowy – tremadok dolny (Middle Cambrian – Lower Tremadocian); × 1000
- Fotografie wykonała pani J. Modrzejewska
Photos taken by Mrs. J. Modrzejewska



Zbigniew KOWALCZEWSKI, Maria KULETA, Ryszard LISIK, Małgorzata MOCZYDŁOWSKA – Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich