

Zbigniew KOWALCZEWSKI, Ludwik LENARTOWICZ

## Profil permu w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich

### WSTĘP

W północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich na obszarze podczwartorzędowych wychodni skał permskich Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach prowadziło w latach 1972—1973 prace zwiadowcze dotyczące tzw. czarnych marmurów typu kajetanowskiego. Zgłębiono siedem płytkich otworów wiertniczych: Kajetanów 1 (głęb. 35 m), Kajetanów 2 (głęb. 26 m), Kajetanów 3 (głęb. 70 m), Kajetanów 4 (głęb. 60 m), Tumlin 1 (głęb. 53 m), Tumlin 2 (głęb. 54 m) i Tumlin 3 (głęb. 98 m).<sup>1</sup> Profile skał permskich z tych wierceń są przedmiotem niniejszego artykułu.

Autorzy dziękują serdecznie Dyrekcji Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach oraz magistrowi J. Sołtysikowi — geologowi z tegoż przedsiębiorstwa — za życzliwe udostępnienie do badań rdzeni wiertniczych. Rdzenie te po sprofilowaniu opróbowano (punktowo), a pobrane próbki poddano obserwacjom petrograficznym i mineralogicznym, analizom chemicznym i spektralnym, a w niektórych przypadkach określono także zawartość bituminów. Wymienione prace przeprowadzono w Oddziale Świętokrzyskim IG. Autorzy pragną podziękować koleżankom i kolegom z Zakładu Badań Podstawowych i Laboratoryjnych Oddziału Świętokrzyskiego IG — M. Kulecie, A. Szczecińskiej, E. Kotlarskiemu i K. Kłodowskiej — za wykonanie tych badań. Autorzy są też wdzięczni E. Czajor, R. Wagnerowi i R. Chlebowskiemu za przedyskutowanie kilku trudniejszych kwestii z zakresu stratygrafii, litologii i geochemii badanych skał.

\*

Wapienie z okolic Kajetanowa uznano za permskie w czasach J. B. Pusch. On sam główną zasługę w ich rozpoznaniu przypisywał von Dechenowi (J. B. Pusch, 1881—1883). O cechsztynie kajetanowskim pisali na-

<sup>1</sup> Otwory te w dalszej części artykułu zwane będą Kajetanów PG-1, Kajetanów PG-2, Kajetanów PG-3, Kajetanów PG-4, Tumlin PG-1, Tumlin PG-2, Tumlin PG-3 — dla odróżnienia ich od dawniej wykonanych wierceń: Kajetanów 1, Tumlin 1 i Tumlin 2.

stępnie bądź czynili na jego temat wzmianki: L. Zejszner, A. Michalski, G. Gürich i J. Siemiradzki. J. Czarnocki i J. Samsonowicz (1913, 1915) opisali dokładnie odsłonięte osady permu młodsze od zlepieńców podstawowych i rozdzielili je na trzy kompleksy litostratygraficzne: 1 — ciemne wapienie bitumiczne z *Productus horridus*, 2 — łupki margliste z *Strophalosia morisiana* i 3 — łupki wapienno-ilaste. Późniejsze badania J. Czarnockiego (1923, 1929) dowiodły, że ponad pakietem łupkowo-marglistym pojawiają się piaskowce i ilowce wiśniowe. Te ostatnie przecho-

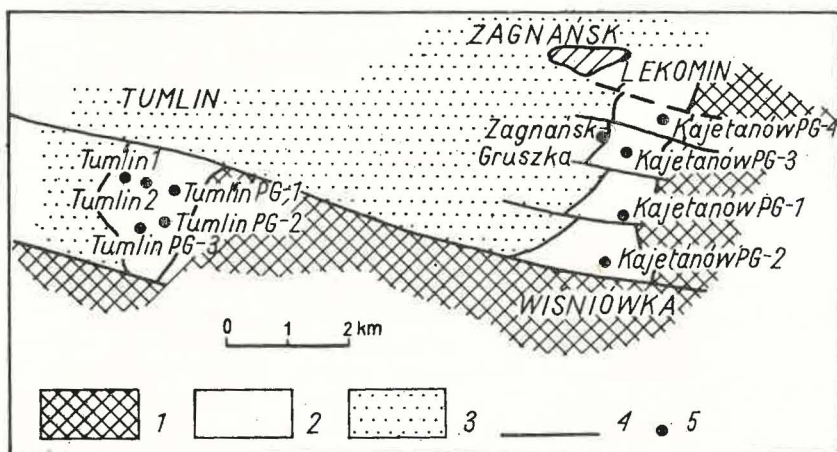


Fig. 1. Szkic geologiczny (odkryty) okolic Tumlina — Wiśniówki — Zagnańska (według J. Czarnockiego, 1938, nieco uproszczony i zmodyfikowany)

Geological (solid) sketch of the Tumlin — Wiśniówka — Zagnańska area (according to J. Czarnocki, 1938, slightly simplified and modified)

- 1 — podłoże podpermjskie, 2 — perm górny, 3 — trias dolny, 4 — uskoki, 5 — otwory wiertnicze  
 1 — Sub-Permian basement, 2 — Upper Permian, 3 — Lower Triassic, 4 — faults, 5 — boreholes

dzą w margle plamiste przykryte w stropie zlepieńcem górnym. J. Czarnocki podzielił wówczas cechsztyń na dolny, środkowy i górny. Za dolno-cechsztyńskie uznał: zlepieńce podstawowe, wapienie czarne bitumiczne, margle ze *Strophalosia* i łupki margliste z *Voltzia*. Do cechsztyńu środkowego zaliczył „iły ponsowe”, piaskowce wiśniowe i rdzawe, a do cechsztyńu górnego — margle wapienne plamiste oraz zlepieńce górne. J. Czarnocki (1938) opracował też mapę geologiczną odkrytą okolic Kajetanowa—Zagnańska—Tumlina. Zaprojektowane przez niego i wykonane po drugiej wojnie światowej wiercenia w okolicach Kajetanowa, Zagnańska, Tumlina i Ćmińska umożliwiły przeprowadzenie korelacji osadów facji siarczanowo-solnej otwartego basenu cechsztyńskiego z utworami facji przybrzeżnych, które zająają się w regionie świętokrzyskim. K. Pawłowska (1964, 1968) na podstawie materiałów wiertniczych dokonuje takiej korelacji a zarazem opisuje i dzieli perm górny okolic Tumlina—Kajetanowa na poszczególne kompleksy zgodnie ze schematem cy-



klotemowym. Zdaniem tej autorki w okolicach Kajetanowa i Tumlina wykształcone są w pełni osady dwóch niższych cyklotemów Z1 i Z2. Starszy z nich obejmuje zlepieńce dolne (1 m), wapienie produktusowe, margle strófalozjowe oraz łupki z florą (26 m), a wyżej margle i łupki pstre z wkładkami piaskowców (35 m). Ten sam cyklotem w pobliżu Tumlina cechuje się obecnością ponad zlepieńcami (217 m) osadów wapienno-marglisto-dolomitycznych (20 m), dolomitów oraz margli i iłowców pstrych z anhydrytem i gipsem (41 m). Cyklotem Z2 reprezentują w pobliżu Kajetanowa margle i łupki pstre z wkładkami wapieni (12 m) oraz łupki i margle piaszczyste, pstre, w stropie z piaskowcami (7,3 m). Wymieniony cyklotem pod Tumlinem budują w dole dolomity, wapienie i iłowce (21 m), a w górze margle wiśniowe, plamiste, z wkładkami wapieni (20 m). Starsze skały węglanowe permu górnego okolic Kajetanowa badano też na zawartość mikrofauny (H. Wolańska, 1959; H. Jurkiewicz, 1966). W ich efekcie dowiedziono obecności poziomów *Agathamina pusilla* i *Ammodiscus*.

Obserwacje geologiczne poczynione w latach ostatnich przez P. Filonowicza (1970), Z. Kowalczewskiego (1970) i J. Fijałkowskiego (1973) modyfikują nieco obraz kartograficzny budowy geologicznej okolic Kajetanowa — Tumlina. Domniemana przez P. Filonowicza (1970) obecność podczwartorzędowych wychodni skał permu, biegnących wzdłuż całego kontaktu skał kambriu i triasu pomiędzy Wiśniówką a Tumlinem, jest prawdopodobna, ale wymaga potwierdzenia robotami bezpośrednimi. Hipoteza ta zyskuje na znaczeniu w kontekście istnienia na tym obszarze śladów starych robót górniczych i dawno zarzuconej eksploatacji rud żelaza.

Wszyscy badacze permu okolic Kajetanowa — Tumlina podkreślają zgodnie, że kompleks wapieni kajetanowskich jest silnie bitumiczny, a ponadto występuje w nim obficie mineralizacja siarczkowa Pb, Zn, Cu. Praktyczne znaczenie tych właśnie obserwacji skłoniło Z. Kowalczewskiego do podjęcia starań o udostępnienie, a następnie zbadanie rdzeni wiertniczych o których mowa.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADANYCH SKAŁ

Poniżej podano skrócony opis kolejnych pakietów skał permu<sup>2</sup> w ich naturalnej sekwencji stratygraficznej. Pominęto w nim przejawy mineralizacji, ponieważ będą one analizowane w dalszej części artykułu.

Zlepieńce dolne [1]. We wszystkich otworach wiertniczych w spągu skał permu występują zlepieńce (fig. 2). Przebito je w otworze Kajetanów PG-3. Miąższość zlepieńców wynosi tu tylko 3,8 m. Znacznie większa musi być ona w otworach Tumlin PG-1 (powyżej 8,3 m grubości pozornej), Kajetanów PG-2 (ponad 6,7 m) oraz Kajetanów PG-1 (powyżej 5,7 m), w których skał tych nie przebito. Zlepieńce są budowane przez obtoczone w różnym stopniu okrucy skał węglanowych dewonu (częściej

<sup>2</sup> Cyfra umieszczona w nawiasie po nazwie pakietu litologicznego odpowiada podanej na fig. 2.

wapienie, rzadziej dolomity), a miejscami także piaskowców i mułowców dewonu oraz kambru, które tkwią w spoiwie węglanowo-ilastym, niekiedy zapiaszczonym, a w spągu wyraźnie żelazistym. Otoczaki wapieni krystalicznych i wapieni marglistych jasnych, szarych, brunatnych i czarnych, dolomitów szarych, piaskowców kwarcytowych, piaskowców kwarcowych oraz mułowców szarych i czerwonych dochodzą przeciętnie do 5–8 cm (oś dłuższa), a tylko wyjątkowo (Kajetanów PG-2) osiągają 15 cm. W profilu wiercenia Kajetanów PG-2 zlepieńce są budowane wyłącznie przez słabo obtoczone okruchy piaskowców i mułowców. Spoiwo skały jest tu bardzo silnie piaszczyste. Lepiej zaokrąglone i wygładzone otoczaki (np. w otworach okolic Tumlina) mają niekiedy kształt eliptyczny. Otoczaki pochodzące ze skał wyłącznie węglanowych obserwowano tylko w zlepieńcach z wierceń Kajetanów PG-4 oraz Tumlin PG-2.

Wapienie, wapienie margliste i margle [1a]. Seria ta, zwana pospolicie wapieniem kajetanowskim, rozwinięta jest bezpośrednio nad zlepieńcami (fig. 2). Stwierdzono ją w sześciu otworach wiertniczych, tj. we wszystkich badanych z wyjątkiem otworu Kajetanów PG-2. Dominują w niej wapienie drobnokrystaliczne i mikrokryształiczne ciemnoszare, cienko warstwowane, bitumiczne, które przechodzą w wapienie margliste, prawie czarne, drobnokrystaliczno-pelitowe. Wśród skał tych występują wkładki margli mulastych, łupkowych, o strukturze drobnokrystaliczno-pelitowo-aleurytowej. Podrzędnie obserwować można cieniutkie warstewki lub laminy czarnego iłowca. Zapiaszczenie osadów jest najsilniejsze w spągu opisywanego pakietu, lecz o różnej intensywności w poszczególnych otworach (najwięcej domieszek detrytycznego kwarcu obserwowano w profilu Kajetanów PG-3). W otworze Kajetanów PG-3 w dole serii występuje 10 cm grubości warstewka piaskowca mulastego o spoiwie wapienno-dolomitycznym. W spoiwie tej skały zauważono również pojedyncze ziarna glaukonitu oraz sporadycznie występujące okruchy chalcodonu. We wszystkich wierceniach, w dolnej części wapieni kajetanowskich, wśród wapieni marglistych stwierdzono obecność warstewek bogatych w takie składniki detrytyczne, jak: pokruszone fragmenty otwornic i innej fauny morskiej, ooidy, formy owalne „pseudo-ooidowe” oraz ziarna detrytycznego kwarcu. Składniki te koncentrują się zwykle pasmowo, w cienkie warstewki, i układają dłuższymi osiami zgodnie z teksturą skały. Detrytus skorup otwornic i innej fauny jest czasami tak liczny, że w niektórych przypadkach mamy do czynienia z warstewkami skały węglanowej organodetrytycznej. Ooidy<sup>3</sup> nie występują tu masowo, choć są częste, znajdujemy je rozrzucone w tle węglanowym skały wśród szczątków fauny i ziarn aleurtowych detrytycznego kwarcu.

W opisywanych skałach występuje duża ilość substancji organicznej, która rozłożona powoduje ich silny bitumiczny zapach. Znajdujemy ją tu jako liczny drobno rozproszony pigment czarny lub czarnobrunatny (stąd ciemna barwa skał), w postaci laminek i smug zwykle zaburzonych faliście, a wreszcie nieregularnych większych skupień i grudek — „plam” w tle masy skalnej. Zazwyczaj obfitszej masie marglistej towarzyszy

<sup>3</sup> Struktur glonowych dotychczas tu nie rozpoznano. Zdaniem R. Wagnera i E. Czajor (informacja ustna) w opisywanych wkładkach organodetrytycznych występować mogą także szczątki alg.



większa ilość substancji organicznej, zarówno tej rozproszonej, jak i skupionej w laminy i grudki. Niekiedy znajdujemy też (zwykle w skałach silniej zapiaszczonych) większe fragmenty szczątków flory — pokruszone, ale nie rozłożone.

Tekstury skał — na ogół równoległe — bywają niekiedy (zwłaszcza w dole pakietu) faliste i gruzłowe. Szczątki fauny morskiej koncentrują się w wapieniach krystalicznych i są dosyć liczne<sup>4</sup>. Detrytus zniszczonej (mechaniczną obróbką) fauny występuje w warstewkach wapieni organodetrytycznych, zapiaszczonych.

Wapienie kajetanowskie nie są kompleksem litologicznie jednorodnym. Wzajemne proporcje składników głównych (wapieni, wapieni marglistych i margli) ulegają wahaniom. Grubość warstw wapieni krystalicznych wynosi przeciętnie 20—30 cm, często jednak spada do 2—3 cm. Miąższość kompleksu jest najmniejsza w pobliżu Kajetanowa (10,5 m — Kajetanów PG-1), wzrasta w Lekominie (16 m — Kajetanów PG-4), a największa w okolicy Tumlina (20,15 m — Tumlin PG-1; 23,5 m — Tumlin PG-2).

Wapienie margliste, margle, iłowce łupkowe [1b] występują w pobliżu Lekomina i wiążą się ciągłością sedymentacyjną z niżej leżącymi wapieniami kajetanowskimi (fig. 2). Typowe dla poprzedniego pakietu wapienie krystaliczne zanikają w spągu opisywanego kompleksu, a pojawiają się liczniej margle. Bezwzględnie dominują teraz wapienie margliste, pelityczne, nieco bitumiczne, w których substancja organiczna tworzy nitkowate, sfalowane smugi. Wapienie są przewarstwiane i laminowane marglami, zwykle cienko warstwowanymi, te ostatnie są w dole pakietu nieco mulaste, w górze zaś silnie ilaste. Wśród wapieni marglistych i margli pojawiają się wkładki iłowców wapnistych, łupkowych o ciemniejszej barwie. W skałach węglanowych substancja organiczna i ilasta tworzy liczne laminy i smugi. Tekstura skały — zazwyczaj równoległa — jest często niespokojna, falista, a niekiedy gruzłowa. W otworze Kajetanów PG-3 na głęb. 33,4—34,0 m obserwowano zaburzone struktury sedymentacyjne, spływowe, typu brekcji śródformacyjnej (analogiczne do opisywanych przez A. Kostecką (1962) z synkliny gałęzickiej). W dole pakietu, w wapieniach, zauważono szczątki fauny morskiej, w górze zaś, w iłowcach i marglach, szczątki flory lądowej. Miąższość skał opisywanego pakietu zmienia się w pobliżu Lekomina w granicach 9—12 m.

Mułowce, wapienie, margle, iłowce [1c] występują w pobliżu Kajetanowa ponad wapieniami kajetanowskimi (fig. 2). W pakiecie dominują (zwłaszcza w odcinku przyspagowym) mułowce kwarcowe o spoiwie wapnistym lub wapnisto-ilastym. Detrytus kwarcowy jest oboczony w różnym stopniu, a rozmiary jego mieszczą się na ogół w granicach 0,016—0,065 mm. W mułowcach pojawiają się sporadycznie łuseczki muskowitu ułożone zgodnie z równoległą teksturą skały. Kalcyt — stanowiący spoiwo typu tła skalnego — jest mieszaniną mikrytowego i sparytowego węglanu wapnia. W spoiwie występuje też często substancja ilasta. Mułowce zwykle margliste, ciemnoszare przechodzą w iłowce wapniste, łupkowe, ze szczątkami flory. W skałach tych pojawiają się przewarstwienia wapieni marglistych z fauną morską i wapieni drobno-

<sup>4</sup> Nie zostały jeszcze oznaczone, ale są wśród nich ramienionogi, małże, otwornice.

krystalicznych. Wapienie są często laminowane marglem i iłowcem. Warstewki margliste zawierają z reguły domieszki detrytycznego kwarcu. Zapiaszczone bywają również i wapienie.

W górze opisywanego pakietu, nad mułowcami, przeważają wapienie lekko skrasowiałe, nieco porowate (głęb. 11,7—12,5 m), w których wzdłuż spękań i fug międzywarstwowych widać ślady ługowania. W porowatych wapieniach dostrzega się ponadto większe kryształy kalcytu.

Skąły charakteryzowanego pakietu są zazwyczaj warstwowane równoległe, ale w mułowcach występujących w spągu stwierdzono przekątne uwarstwienie osadu (głęb. 16,6—17,0 m). Miąższość opisywanych skał w otworze Kajetanów PG-1 wynosi nieco poniżej 8 m.

Wapienie dolomityczne, wapienie „jamiste”, dolomity [1d], wapienie oolitowe, żelaziste [1f] występują w okolicach Tumlina ponad wapieniami kajetanowskimi (fig. 2). Wapienie dolomityczne szare przechodzą ku stropowi w silnie żelaziste i zmieniają wówczas barwę na czerwono-brunatną. W szlifach widać, że skała o strukturze mikrokrystalicznej, drobnokrystalicznej lub rzadziej różnokrystalicznej jest bezładną mieszaniną kryształów węglanu wapnia i wodorotlenków żelaza. W masie węglanowej tkwią miejscami większe kryształy czystego kalcytu oraz romboedry dolomitu, niekiedy o budowie pasowej. Wapienie dolomityczne w dole pakietu są wyraźnie margliste i wówczas pojawiają się w nich tekstury gruzłowe (gruzły wapienia mikrokrystalicznego tkwią w masie wapienia marglistego bądź zgoła marglu — Tumlin PG-1). Tutaj też występuje substancja organiczna, która wraz ze związkami trójwartościowego żelaza tworzy wydłużone w jednym kierunku smugi lub nieregularne plamy.

Analizy chemiczne wykazały, że wapienie są w różnym stopniu dolomityczne, często też przechodzą w dolomity wapniste. Dolomity te mają strukturę podobną do wapieni dolomitycznych i stanowią w swej masie bezładną mieszaninę kryształów dolomitu i kalcytu. Tu i ówdzie tkwią w niej jeszcze większe romboedry krystalicznego dolomitu. Skała dolomitowo-wapienna zawiera niekiedy domieszki syderytu, co stwierdzono analizą termiczną. W partiach silniej wapnistych i bardziej skrasowiałych dolomity przybierają odcień brunatny (syderyt utlenił się i przeszedł w wodorotlenki żelaza). Wapienie dolomityczne i dolomity zapiaszczone są detrytycznym kwarcem, zwłaszcza w stropie pakietu. Aleurytowe lub drobnopsamitowe (u góry) ziarna kwarcu mają często niewyraźne zarysy i rozpływają się w tle skały węglanowej. W wapieniach dolomitycznych i dolomitach pojawiają się formy owalne budowane przez wodorotlenki żelaza. Zarysy tych form, pierwotnie ooidowych<sup>5</sup>, są jak gdyby rozmazane i nieostre. W środku mają one często ziarna krystalicznego kalcytu. Ooidy i formy ooidopodobne, znajdowane w wapieniach dolomitycznych i dolomitach początkowo sporadycznie, ku stropowi pakietu występują coraz częściej. Wreszcie wypełniają skałę, która jest wówczas wapieniem oolitowym dolomitycznym, żelazistym. Obserwacje mikroskopowe dowodzą, że ooidy są budowane przez tlenki i wodorotlenki żelaza oraz wę-

<sup>5</sup> Pierwotna struktura skały i obserwowanych w niej form kulistych (o rozmiarach poniżej 1 mm) zatarta jest przez procesy dolomityzacji i wietrzenia tak dalece, że trudno rozstrzygnąć czy mamy tu do czynienia z ooidami, czy z onkolitami, czy też — jak przypuszcza R. Chlebowski — z formami obu wymienionych rodzajów.



glany (kalcyt i dolomit). Ooidy przylegają do siebie ściśle, a ich wymiary mieszczą się przeciętnie w granicach 0,5—0,6 mm i tylko wyjątkowo dochodzą do 1,0 mm (Tumlin PG-2). Pierwotna struktura skały jest tutaj słabo czytelna, a miejscami prawie całkowicie zatarta przez procesy wietrzenia. Ooidy różniące się są w mieszaninie grudek kalcytu, dolomitu i wodorotlenków żelaza, w której ponadto tkwią gniazdowo większe romboedry dolomitu i ziarna kwarcu detrytycznego. M. Kuleta (informacja ustna) przypuszcza, że syderyt wszedł częściowo w strukturę ooidów wapiennych. Żelazistość skały i jej zapiaszczenie (ostatnie niezbyt duże) zdaje się być największe w otworze Tumlin PG-3 w stropie opisywanego pakietu. Tekstura wapieni oolitowych jest wyraźnie bezładna.

Kończąc opis skał wapienno-dolomitycznych okolic Tumlina autorzy opowiadają się za roboczą tezą petrografów (M. Kuleta, R. Chlebowski), którzy przypuszczają, że miała tu miejsce dolomityzacja słabo skonsolidowanych wapieni marglistych i wapieni oolitowych.

Mięszość pozorna wapieni dolomitycznych i dolomitów wapiennych wynosi 3,6 m w otworze Tumlin PG-1 (są w stropie erozyjnie zredukowane), 7,4 m w wierceniu Tumlin PG-2 i ok. 9,5 m w Tumlinie PG-3. Wapienie oolitowe mają w otworze Tumlin PG-2 ok. 3,3 m grubości oraz 2,4 m mięszości pozornej w otworze Tumlin PG-3.

Opisywane wyżej wapienie dolomityczne są bardzo silnie skrasowiałe, a co za tym idzie porowate i kawerniaste (wapienie „jamiste” według terminologii A. Kosteckiej, 1966). W skale jest niekiedy tak dużo próżni, że przypomina ona ser szwajcarski. Ilość i rozmiary pustek są różne w poszczególnych odcinkach rdzenia. Wymiary porów i próżni o nieregularnych kształtach zmieniają się od mikroskopowych do kilkucentymetrowych. W otworze Tumlin PG-3 stwierdzono nawet obecność dwóch jaskiń (głęb. 63,8—66,0 i 67,2—70,0 m) wypełnionych osadem krasowym. Niektóre próżnie zdają się stanowić pozostałość po rozługowanej faunie morskiej (brachiopodach i małżach). W wielu z nich na ściankach wykrył się kalcyt. Skały charakteryzowanego pakietu są najsilniej skrasowiałe w jego stropie, ku dołowi porowatość wapieni stopniowo zanika, a ślady ługowania i związanej z tym hydratacji ograniczają się do sąsiedztwa płaszczyzn warstwowania, szczelin i spękań. Znamienne jest, iż procesom intensywnego krasowienia uległy osady dolomityczne (w szlifach widać, że ługowane były węglany nie tylko z tła skalnego, ale także i te, które tkwiły w centrum ooidów). W dole pakietu procesy krasowe przekroczyły strefę opisywanych skał węglanowych tylko nieznacznie w otworze Tumlin PG-3. Relację zachodzącą między krasem a skałami węglanowymi można wyrazić tak: im wapień jest mocniej dolomityczny, tym skała jest słabiej skrasowiała i odwrotnie — słabiej dolomityczne wapienie silniej krasowieją.

W opisywanych warstwach nie stwierdzono dotychczas dedolomityzacji czy też krążenia roztworów siarczanych. Domniemanie o ich wpływie na rozwój zjawisk krasowych opieramy na tym, że w kawernistych dolomitach z otworu Tumlin 2 J. Rytlewski (1952) stwierdził na ścianach licznych porów krystaliczne wykwity  $\text{CaSO}_4$ . Dolomityzacja i prawdopodobnie też dedolomityzacja, krasowienie oraz wietrzenie z dostępem tlenu atmosferycznego doprowadziły wapienie oolitowe (występujące w stropie opisywanych skał) do kompletnego rozkładu. Miejscami zmur-

szwały zupełnie, stały się rdzawe, brunatne lub czarne i makroskopowo w niczym nie przypominają skały węglanowej.

Mułowce, piaskowce, wapienie i margle [1e] występują w otworach Kajetanów PG-1, PG-3, PG-4 i zajmują w profilu litostratygraficznym pozycję analogiczną do wapieni oolitowych z okolic Tumlina (fig. 2). Osady tego pakietu w poszczególnych otworach różnią się nieco między sobą. Najwięcej mułowców i piaskowców występuje w otworze Kajetanów PG-1. Największą miąższość tego pakietu skał stwierdzono w profilu Kajetanów PG-3 (ok. 2,8 m), a najmniejszą w otworze Kajetanów PG-4 (0,7 m). Warto podkreślić, że w osadach tego pakietu w pobliskim otworze Występa 1 występują wkładki żelaziaków ilastych.

Mułowce kwarcowe (one dominują) zawierają w pobliżu Kajetanowa trochę muskowitu i zazwyczaj mają spoiwo węglanowe, a niekiedy ilaste lub margliste. W mułowcach kwarcowych występujących w spągu pakietu obserwowano szczątki flory. W profilu Kajetanów PG-1 piaskowce kwarcowe drobnoziarniste przechodzą w wapienie piaszczyste, nieco rozługowane wzdłuż spękań. W profilu Kajetanów PG-4 wapienie drobnokrystaliczne bywają dolomityczne, a w otworze Kajetanów PG-3 wyraźnie margliste i tylko nieznacznie zapiaszczone. Mułowce margliste przechodzą czasami w margle szare, wiśniowe bądź plamiste. Plamiste bywają też (Kajetanów PG-1) mułowce kwarcowe, wapniste, ze stropu omawianego pakietu. Cienkie warstewki iłowców marglistych obserwowano w otworze Kajetanów PG-4. Piaskowce (Kajetanów PG-3) oraz mułowce (Kajetanów PG-1) leżące u podstawy charakteryzowanego pakietu są warstwowane przekątnie.

Mułowce, iłowce [2], piaskowce, mułowce, iłowce [2a] występują w pobliżu Tumlina i Lekomina (fig. 2). Piaskowce kwarcowe drobnoziarniste i mułowce kwarcowe mają zazwyczaj spoiwo węglanowe (kalcytowe lub kalcytowo-dolomitowe) lub węglanowo-żelaziste. Ziarna detrytycznego kwarcu są na ogół ostrokrawędziste i słabo obtoczone. Spoiwo węglanowe typu tła skalnego jest zmieszane z tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Wapnistość skały rośnie z czasem tak bardzo, że osad staje się wapieniem piaszczystym. Substancja węglanowa koncentruje się niekiedy w większych ilościach w postaci lamin i smug lub też (rzadko) nieregularnych skupień gruzłowych (Kajetanów PG-3). Mułowce i piaskowce też są smugowane i przewarstwiane iłowcami, zwykle mularstymi, łupkowymi, a niekiedy także iłowcami wapnistymi. Opisywane skały mają barwy czerwone i zielone. W piaskowcach przeważają kolory czerwono-wiśniowe, mułowce i iłowce są na ogół pstre (zielono-czerwone), często plamiste. Wśród piaskowców i mułowców opisywanej serii pospolite jest też warstwowanie przekątne skał.

Iłowce, wapienie, margle [2b] występują w profilu otworu Tumlin PG-3 (fig. 2). Dominują iłowce, są one najczęściej wapniste, żelaziste, brylaste, barwy pstrej (czerwono-zielonej). Rzadziej występują iłowce bezwapniste, łupkowe, o tafelkowej oddzielności. Te ostatnie są w spągu pakietu ciemnoszare. Skały obu odmian bywają zwykle nieco mulaste. Detrytyczny kwarc, a także węglany koncentrują się w niektórych warstewkach powodując laminację osadu. Wapienie są na ogół margliste, ale także marglisto-dolomityczne. W szlifach widać, że w drobnomikrytowej



masie kalcytowej, nieco zailonej, tkwią większe kryształki węglanu wapnia, a niekiedy także romboedry dolomitu. Kryształki te występują pojedynczo lub w skupieniach. Wśród domieszek detrytycznych zidentyfikowano ziarna kwarcu i blaszki muskowitu. Pierwsze z wymienionych o wymiarach poniżej 0,05 mm są ostrokrawędziste lub rozplywają się w tle węglanowym skały, drugie zaś są tak ułożone, że podkreślają jej teksturę kierunkową. Materiał okruchowy jest rozproszony lub rozmieszczony w nieregularnych skupieniach, bądź też (jak w iłowcach) koncentruje się w niektórych warstewkach. Pomiędzy laminami wyraźnie mulastymi a czysto węglanowymi istnieją stopniowe przejścia, trudno zauważalne nawet pod mikroskopem. Warstwy nie zapiaszczone bywają w stropie wyraźniej zailone i zawierają grudki tlenków żelaza. Wapienie są czasami bardzo twarde, a barwa ich jest zazwyczaj szara lub szaro-wiśniowa.

Iłowce wapniste przechodzą niekiedy w margle mulaste, a w pakiecie sporadycznie występują także wkładki zwięzłego piaskowca kwarcowego o wapnistym spoiwie.

Skały czysto węglanowe mają teksturę bezładną, pozostałe zaś kierunkową, zwykle równoległą. Substancja węglanowa tworzy niekiedy nieregularne skupienia w masie marglistej i warunkuje teksturę gruzłową skał. Tę ostatnią obserwowano w niższej części opisywanego pakietu (głęb. 59,7—61,0; 55,2—57,4; 52,6—52,8 m). W samym jego spągu zauważono przekątną laminację osadu.

Wapienie margliste i wapienie marglisto-dolomityczne ze spągu opisywanego pakietu (głęb. 57,8—61,1 m) są nieco porowate i obserwuje się w nich ślady ługowania. W pustkach występuje proszek kalcytowy. Miąższość pozorna charakteryzowanych skał osiąga 14,4 m w profilu Tumlin PG-3.

Mułowce, piaskowce, wapienie, margle, iłowce [2c] położone są w najwyższej części profilu permu w otworach okolic Tumlina i Lekomina (fig. 2). Piaskowce i mułowce różnią się nieznacznie pod względem litologicznym od poprzednio opisywanych. Spoiwo mają również wapieniste (niekiedy wapienisto-dolomityczne) bądź wapienisto-ilaste, lecz ich specyficzną cechą jest występowanie (bardzo liczne) skupień tlenków i wodorotlenków żelaza; liczniejsze (choć nadal jest to składnik podrzędny) są też blaszki muskowitu. W otworze Tumlin PG-3 w spągu opisywanego pakietu stwierdzono interesujący piaskowiec różnoziarnisty (0,05—0,3 mm) kwarcowy, o spoiwie kalcytowo-dolomitowym, grubokryształicznym. W piaskowcach i mułowcach występują ponadto płaskie, niekiedy eliptyczne enklawy substancji ilastej o barwie wiśniowej, białej i zielonawej. Znajdowano je w stropie skał permu w strefie hipergenicznej, dlatego są silnie zwiertzałe i rozłożone. Jest prawdopodobne, że niektóre z nich były pierwotnie tocząciami ilastymi. Piaskowce przechodzą czasem w wapienie piaszczyste, mułowce zaś i iłowce — w margle. Skały węglanowe najliczniej występują w profilu Tumlin PG-3 (z głęb. 42,80—44,0 m są nawet porowate i nieco skrasowiałe). Skały opisywanego pakietu mają zazwyczaj barwę czerwoną, ale często także zieloną, rdzawą i żółtawą. Pstre i plamiste bywają zwykle mułowce lub iłowce marglisto-mulaste. Obserwowano warstwowanie równoległe i przekątne (to drugie

pospolitsze w okolicach Lekomina, gdzie niewiele jest wkładek węglanowych). Miąższość pozorna tych osadów, zerodowanych w stropie, wynosi: 5,3 m w otworze Tumlin PG-3; 15,1 m w otworze Kajetanów PG-4; a 8,2 m w otworze Kajetanów PG-3.

## SEKWENCJA LITOLOGICZNA OMAWIANYCH SKAŁ A PROBLEM ROZWOJU SEDYMENTACJI NIZSZEGO CECHSZTYNU

Podział litostratygraficzny zbadanych skał cechsztynu przedstawiono na fig. 2. Opracowując go autorzy przyrównali badane profile wiertnicze do profilów wzorcowych z otworów Tumlin 1, Tumlin 2 (fig. 3), a także nawiązali do regionalnych schematów stratygraficznych K. Pawłowskiej (1964) i A. Kosteckiej (1966). W wierceniach poddanych obserwacjom przebito tylko osady dwóch cykli. W tekście i na fig. 2 oznaczono kolejne pakiety skał starszego cyklu symbolami od [1] do [1f], młodszego zaś od [2] do [2c]. W badanym obszarze najpełniej wykształcone są utwory pierwszego z nich, które należą do cyklu Z1. We wszystkich otworach są one u podstawy rozwinięte w jednakowej facji morskiej i w sekwencji pionowej cechuje je identyczne następstwo warstw: zlepieńce → wapienie. Autorzy przyjmują za K. Pawłowską (1964), że osady młodsze reprezentują cykl Z2, tym niemniej zdają sobie sprawę z dyskusyjności tego poglądu. Przyszłe badania rozstrzygną czy mamy do czynienia z cyklotemem Z2, czy Z3, jak podejrzewa R. Wagner (informacja ustna). W facji płyt-komorskiej skały te rozwinięte są tylko w otworze Tumlin PG-3 w inter-wale 46,7—61,1 m, w pozostałych zaś profilach i u góry wzmiankowanego otworu osady tego cyklu wykształcone są w facjach lagunowo-limnicz-nych.

Transgresja cechsztyńska wkroczyła na obszar nierównomiernie zgra-dowany. W konsekwencji morfologia dna morskiego i wybrzeża była urozmaicona. Fale zalewu przerobiły najpierw pokrywy zwietrzelinowe i zdeponowały je na miejscu w postaci zlepieńców i brekcji. Miąższość grubookruchowej skały ze spągu warstw permu górnego i charakter bu-dujących ją otoczków wskazują, że bliżej brzegu (i to bardziej strome-go) tworzyły się zlepieńce okolic Tumlina i Wiśniówki (Kajetanów PG-2). Po zlepieńcach powstawały od razu wapienie i margle (w dole nieco mu-laste) serii kajetanowskiej. Piaskowce i mułowce typowe dla dolnego kompleksu terygenicznego w cyklu transgresywnym w ogóle tu nie wy-stępują, bądź — jak w przypadku otworu Kajetanów PG-3 — mają 10 cm miąższości. W spągu wapieni kajetanowskich w warstewkach organode-trytycznych współwystępują szczątki fauny morskiej, ooidy i rozłożona substancja organiczna. Stan zachowania budulca skalnego oraz niespo-kojne struktury sedymentacyjne świadczą, że osady tworzyły się w zbior-niku niegłębokim o ruchliwych wodach. Niepokój ten to nasilał się, to słabł. Z pobliskiego lądu, na którym panował klimat gorący i wilgotny, cały czas do akwenu dostarczana była w dużych ilościach substancja or-ganiczna. W momentach względnego spokoju w warunkach redukcyjnego środowiska w przydennych mułach koncentrowały się siarczki metali ciężkich: Fe, Pb, Zn, Cu. W miarę narastania osadu i obniżania dna sub-



stancja organiczna ulegała rozkładowi, a później bituminizacji. W konsekwencji te same skały są dziś zarówno silnie zmineralizowane, jak i zbituminizowane.

Młodsze osady cyklotemu Z1 różnicują się facjalnie na dolomityczno-wapienne, wapienno-margliste i marglisto-piaszczyste, wyżej zaś wapienno-oolitowe i marglisto-piaszczyste. Pojawiają się w nich kilkakrotnie osady o teksturach gruzłowych i zaburzonych spływowych (brekcja śródformacyjna). Genezę skał tego typu wyjaśniła A. Kostecka (1966), która badała je w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Świadczą one, że środowisko sedymentacji było okresami nadal niespokojne. Świętokrzyskie zatoki cechsztyńskie — tracąc stopniowo kontakt z akwenami otwartych mórz — zaczęły się spłycać. Środowisko sedymentacyjne z redukcyjnego przemieniło się w utleniające. Ogólne obniżenie się poziomu wód w zbiorniku (ewaporacja) a niewykluczone, że i ruchy wznoszące spowodowały, iż strefy peryferyczne lagun znalazły się powyżej podstawy falowania i wreszcie uległy wynurzeniu. Zdeponowane w nich poprzednio osady wietrzały. Zjawiskom regresji towarzyszył proces dolomityzacji osadów wapienno-marglistych w pełni jeszcze nie skonsolidowanych. Dolomityzacja zdaje się miejscami słabnąć (np. w otworze Tumlin PG-1 nie ma wcale dolomitów, a są tylko wapienie dolomityczne, podczas gdy w tworze Tumlin 2, Tumlin PG-2 i Tumlin PG-3 przeważają dolomity). Dolomityzacja, a następnie zapewne także i dedolomityzacja wywołana przez roztwory siarczanowe, wpływając na zmianę objętości skał umożliwiła rozwój zjawisk krasowych: ługowania i hydratacji, którym to procesom osad podlegał zapewne już podczas wynurzenia w końcu cyklu Z1. Definitywnemu rozkładowi uległy wówczas wapienie z domieszką syderytu z wierceń Tumlin PG-2 i Tumlin PG-3. W tym czasie w centrum laguny powstawały skały facji marglisto-ilastej z siarczanami: anhydrytem i gipsem (fig. 3).

Oceniając ogólne warunki sedymentacji skał cyklu Z1 stwierdzić trzeba, że najbliżej brzegu tworzyły się one w okolicach Kajetanowa. Osady są tu najbardziej skondensowane, mają najmniejszą miąższość i zawierają najwięcej domieszek i przewarstwień mulasto-piaszczystych oraz szczątków flory (fig. 2). Nie jest wykluczone, że pod koniec cyklu Z1 przez dłuższy czas podłoże paleozoiczne aktywizowało się tektonicznie w różnych obszarach według wektora podobnie skierowanego, ale z inną nieco siłą. Najgłębsza pierwotnie strefa (Tumlin PG-3) mogła zostać wydźwignięta najsilniej.

Po okresie krótkotrwałego, ale powszechnego wynurzenia kolejna ingresja morska wkroczyła na badany obszar warunkując rozwój cyklotemu Z2. Zasięg zalewu był teraz jednak mniejszy niż ingresji poprzedniej. Warstwy ze spągu tego cyklu zalegają z luką stratygraficzną skały starsze permu górnego (fig. 2). Na wapieniach dolomitycznych, oolitowych, żelazistych leżą w Tumlinie PG-3 bezpośrednio warstwy ilowców i wapieni, a więc skały typowe dla środkowej formacji węglanowej każdego cyklu sedymentacyjnego, w Tumlinie PG-2 natomiast — mułowce wapniste ze stropu dolnej formacji terygeniczej domniemanego cyklotemu Z2. Osady dyskutowanego wieku różnicują się facjalnie w niższej części (fig. 2). Poczynione obserwacje dowodzą, że nieco głębszy akwen rozwijał się w pobliżu Tumlina. Był to jednak basen położony blisko

brzegu i szybko też rejestrują się w nim tendencje regresywne. W osadach pojawiają się tekstury gruzłowe, rośnie ku górze profilu ilość materiału piaszczystego, występuje detrytus o grubszym ziarnie. W okolicach Kajetanowa powstawały wówczas skały pstrze i plamiste facji lagunowo-limnicznej. Utwory tej facji pojawiają się też w stropie osadów ilasto-węglanowych z otworu Tumlin PG-3. Pstry charakter osadów mulasto-piaszczystych warstwowanych przekątnie jest typowy dla izolowanych lagun, zmieniających się w limniczne jeziorzyska zasypywane produktami wietrzenia mechanicznego. Wolno mniemać, że na świętokrzyskim łądzie panował podówczas klimat gorący i suchy, pustynny lub półpustynny. W środowisku takich osadów trudno dowieść w profilu wiértniczym istnienia luk stratygraficznych i niezgodności erozyjnych na granicy poszczególnych pakietów. W profilach otworów Kajetanów PG-1, PG-3 i PG-4 rysują się takie niezgodności. Sedymentacja morska cyklu Z2 była krótkotrwała i szybko dobiegła końca.

### PRZEJAWY MINERALIZACJI

W morskich osadach cechsztynu mineralizacja Fe—Cu—Pb—Zn jest powszechna. Przejawy jej znajdujemy również we wszystkich odwierconych otworach. Aczkolwiek nie mają one znaczenia przemysłowego, to jednak są interesujące i uzasadniają potrzebę dalszych badań mineralogiczno-złożowych. Wstępne obserwacje mikroskopowe poczynione w świetle przechodzącym i odbitym pozwoliły zidentyfikować piryt, galenę, blendę cynkową i chalkopiryt. Z minerałów płonnych pospolicie występuje kalcyt. Ponadto stwierdzono obecność krystaliczno-naciekowych skupień psyłomelanu.

**Piryt** występuje najliczniej i spotykany jest w całym badanym profilu cechsztynu. Gromadzi się głównie w zlepieńcach spągowych i w wapieniach kajetanowskich. W zlepieńcach występuje na ogół w formie nieregularnych skupień, o średnicy dochodzącej do kilku mm, które impregnują spoiwo lub rzadziej otoczaki wapieni piaszczystych, dolomitów i piaskowców kwarcowych. Ilość jego niekiedy wzrasta i wówczas cementuje on mniejsze okruchy skalne. Piryt występuje również sporadycznie w postaci drobniutkich, kulistych lub owalnych skupień — form powstających według niektórych badaczy przy udziale bakterii. Skupienia tego typu obserwowano często w nadległych wapieniach kajetanowskich. Są one również rejestrowane sporadycznie w wyższych poziomach cyklu Z1 i osadach cyklu Z2. Obok pirytu rozproszonego w skałach w postaci pojedynczych ziarn lub ich agregatów spotyka się także formy wyraźnie epigenetyczne. Są to cienkie, dochodzące do 0,5 mm grubości żyłki wyłącznie pirytowe lub formy grubsze (do 2 cm), w których siarczek ten występuje w towarzystwie kalcytu. Dość często tworzy też naskorupienia lub drobne kryształki na piaszczystych spekań.

**Galenę** jest drugim obok pirytu siarczkiem, który występuje powszechnie w omawianych osadach i wykazuje duże do niego podobieństwo. W zlepieńcach dolnych pojedyncze wprysnięcia lub większe skupienia galeny (o rozmiarach dochodzących do 2—3 mm) impregnują spoiwo



skały. W obrębie bitumicznych wapieni kajetanowskich galena występuje obficie niż piryt. Pojedyncze jej ziarna są rozproszone (dosyć licznie) w masie skalnej. Często także okruszcowuje ona szkielety mikroorganizmów. W obrębie dolomitów wapnistych i wapieni dolomitowych w rejonie Tumlina galena pojawia się tylko w partiach silnie zdolomitowanych — w postaci rozproszonych wprysnięć. Tworzy ponadto cienkie żyłki, soczewki lub wypełnia szwy stylolitowe; powleka płaszczyzny spękań, a niekiedy wspólnie z kalcytem pokrywa ścianki por i kawern.

Blenda cynkowa (sfaleryt) została stwierdzona wyłącznie dzięki obserwacjom mikroskopowym. Gromadzi się głównie w bitumicznych wapieniach kajetanowskich cyklu Z1. W większości przypadków sfaleryt tworzy nagromadzenia smugowe, równoległe do tekstury skały lub grupuje się w laminach o podwyższonej wartości bituminów. W laminach tych występuje samodzielnie lub w paragenzie z galeną i pirytem. Niekiedy inkrustuje skorupki otwornic, wypełnia szwy stylolitowe lub wnętrza pseudo-oolitów.

Chalkopiryt tworzy pojedyncze, drobne kryształki w obrębie żyły kalcytowej przecinającej zlepienie dolne w otworze Kajetanów PG-1.

Psylomelan stwierdzono również we wspomnianej żyłce. W jej centralnej partii przerasta się on z romboedrycznym kalcytem i pirytem, a w porach i druzach przyjmuje skupienia zbite, naciekowe lub skorupowo-kuliste.

Kalcyt rejestrowano we wszystkich badanych profilach wiertniczych. Na uwagę zasługuje niekiedy sposób jego wykształcenia. W otworze Tumlin PG-3 w wapieniach kajetanowskich druzi wypełnione są kryształami przejrzystego kalcytu. W większości są to skalenoedryczne bipiramidy lub słupy osiągające rozmiary 1—1,5 mm. Odmienne formy krystalograficzne przyjmuje natomiast biały lub przejrzysto-biały kalcyt, który przecina spoiwo i otoczaki zlepieńców podstawowych w otworze Kajetanów PG-1. Tworzy on kilkucentymetrowe, romboedryczne kryształki przerastające się z pirytem i psylomelanem. Z tą odmianą kalcytu żyłowego związane są wystąpienia chalkopirytu.

Scharakteryzowane wyżej siarczki reprezentują przejawy mineralizacji osadowej i epigenetycznej. Za syngenetyczne z osadem należy uznać siarczki Zn, Pb, Fe występujące w bitumicznych wapieniach kajetanowskich oraz przejawy impregnacyjnej mineralizacji galenowo-pirytowej rejestrowane w skałach niższej części cyklotemu Z1. Niewątpliwie sedymentacyjny charakter podobnego okruszcowania osadów dolnego cechsztynu w synklinie gałęzicko-bolechowskiej stwierdziła A. Kostecka (1966). Za tęzę tą przemawia także szerokie rozprzestrzenienie tej mineralizacji w osadach dolnego cechsztynu w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (J. Czermiński, 1957; A. Łaskiewicz, 1958; Z. Rubinowski, 1962, 1971) oraz znaczne jej podobieństwo do mineralizacji z obszaru przedsudeckiego.

Galena obserwowana w wapieniach dolomitycznych i dolomitach cyklotemu Z1 okolic Tumlina zdaje się wiązać genetycznie z procesem dolomitizacji wapieni marglistych i margli. Zagadnienie to, podobnie jak i sam proces dolomitizacji, wymaga jednak dalszych szczegółowych studiów petrograficznych.

Tabela 1

## Średnie i skrajne zawartości pierwiastków śladowych w analizowanych osadach cechsztynu

Wydzielone osady cechsztynu	Liczba próbek (n)	Średnie (liczba górna) i skrajne (liczby dolne) zawartości pierwiastków śladowych w ppm									
		Zn	Pb	Cu	Ag	Ni	Co	V	Cr	Ba	Sr
Osady cyklotemu Z2	18	260	130	12	1,6	29	4	290	20	1410	1080
		0-1050	10-650	1-60	0-7	10-70	0-50	0-1070	0-100	30-8600	10-3520
Wapienie kajetanow- skie	31	1110	1770	21	2,8	25	17	350	16	610	1540
		0-10000	40-7800	2-120	0-10	0-90	0-90	0-970	0-80	10-8200	20-9600
Zlepieńce podstawowe	9	440	110	210	2	17	16	530	35	250	230
		10-1600	10-240	10-390	0-5	10-30	0-60	90-450	0-110	10-490	160-330



Pozostałe przejawy mineralizacji kruszcowej mają charakter zdecydowanie epigenetyczny. Najbardziej reprezentatywny jest typ mineralizacji żyłowo-szczelinowej oraz mineralizacji kalcytowo-galenowej wypełniającej pory i próżnie pochodzenia krasowego. Intensywność i forma, a zwłaszcza skład mineralizacji epigenetycznej wskazują na ścisły jej związek z mineralizacją syngenetyczną oraz na jej osadowo-katageniczne pochodzenie. Wzajemne powiązania genetyczne (względnie ich brak) oraz sekwencję wiekową poszczególnych typów mineralizacji będzie można określić dokładniej po przeprowadzeniu badań dodatkowych.

## PIERWIASTKI ŚLADOWE W PROFILU CECHSZTYNU

Charakterystykę zawartości pierwiastków śladowych w omawianym profilu cechsztynu uzyskano z oznaczeń spektralnych. Badaniom poddano próbki skał pobrane punktowo, które po rozdrobieniu w prasie śrubowej do 2 mm i pomniejszeniu do 30 g ucierano w agatowym młyńcu kulowym. Ucieranie przerywano po otrzymaniu proszku o średnicy ziarn zawartej w granicach kilku setnych mm. Oznaczenia zostały wykonane na spektrografie kwarcowym  $\Theta$ —24. Źródłem wzbudzenia był łuk prądu stałego o natężeniu 7A uzyskiwany z generatora ABR-3. Duża różnorodność litologiczna analizowanego materiału sprawiła, że dla poszczególnych grup skalnych musiano zastosować inne wzorce spektralne. Użyte wzorce — piaskowcowy, ilasty, marglisty, wapienny i dolomitowy — zostały sporządzone na drodze syntetycznej przez dodanie do podłoża wzorcowego odpowiednich typów skał określonej ilości oznaczanych pierwiastków. Zawartość Zn, Pb, Cu, Ag, Ni, Co, Mo, V, Cr, Sn, Bi, Ba i Sr oznaczono metodą ilościową, As i Ga — półilościową, natomiast Cd, Sb, Be, Au i Zr — jakościową.

Spośród wymienionego wyżej zespołu pierwiastków we wszystkich lub w zdecydowanej większości próbek stwierdzono obecność Zn, Pb, Cu, Ag, Ni, Co, V, Cr, Ba i Sr. Pierwiastki te należy uznać za charakterystyczne dla badanych osadów. W żadnej próbce nie wykryto Mo, Sb, Cd i Au, natomiast sporadycznie i w granicach wykrywalności metody rejestrowano Sn, Bi, As, Ga, Be i Zr.

Wstępne i wrywkowe opróbowanie wierceń wpłynęło na sposób interpretacji uzyskanych wyników geochemicznych. W obrębie cyklotemu Z1 średnie zawartości poszczególnych pierwiastków można było wyliczyć jedynie dla serii zlepieńców dolnych [1] i wapieni kajetanowskich [1a], dla pozostałych wydziałów litologicznych ([1b] do [1e]) tego cyklotemu nie dysponowano dostateczną liczbą obserwacji analitycznych. Brak wyraźnego zróżnicowania zawartości badanych mikroelementów oraz mała różnorodność litologiczna osadów cyklu Z2 skłoniła autorów do łącznego potraktowania całego cyklotemu (tab. 1).

Obserwacje współzależności koncentracji pierwiastków dostarczają danych o ich pokrewieństwie geochemicznym oraz określają charakter środowiska. W niniejszych badaniach wyliczono szereg współczynników korelacji rangowej Spearmana ( $r_s$ ) dla par pierwiastków z wapieni kajetanowskich i osadów cyklotemu Z2. Współczynniki korelacji rangowej

Tabela 2

## Współczynniki korelacji rangowej pierwiastków śladowych w analizowanych osadach cechsztynu

Współczynniki korelacji rangowej i wartości krytyczne (w nawiasach) dla poziomu istotności $q = 0,05$												
Wydzielone osady. cechsztynu	Zn—Pb	Zn—Cu	Pb—Cu	Pb—Ag	Cu—Ag	Ni—Co	Ni—V	Ni—Cr	Co—V	Co—Cr	V—Cr	Ba—Sr
Osady cyklotemu Z2	+0,585 (0,575)	-0,696 (0,475)	-0,565 (0,475)	+0,588 (0,475)	-0,436 (0,475)	+0,502 (0,475)	+0,282 (0,475)	+0,084 (0,475)	+0,631 (0,475)	+0,800 (0,475)	+0,338 (0,575)	-0,609 (0,475)
Wapień kajetanowskie	+0,298 (0,357)	+0,301 (0,357)	+0,212 (0,357)	+0,634 (0,357)	+0,264 (0,357)	+0,796 (0,357)	+0,279 (0,357)	+0,460 (0,357)	+0,173 (0,357)	+0,337 (0,357)	+0,569 (0,357)	-0,454 (0,357)



( $r_s$ ) wyliczono stosując uproszczony wzór Spearmana, natomiast określenia ich istotności dokonano metodą Van der Waerdena, polegającą na obliczeniu wartości krytycznej (A. Jerzmańska, J. Kotlarczyk, A. J. Krawczyk, 1973). Współczynniki korelacji rangowej oraz wartości krytyczne (w nawiasach) dla poziomu istotności  $q = 0,05$  przedstawia tabela 2.

Skrajne zawartości cynku w omawianym profilu cechsztynu wahają się w granicach od ilości śladowych do ponad 10 000 ppm. Główne jego nagromadzenie związane jest z serią wapieni kajetanowskich. Większość próbek z tej serii zawiera cynk w granicach kilku tysięcy ppm, a jego zawartość średnia wynosi 1110 ppm. Średnia ta jest kilkakrotnie wyższa od zawartości średnich reprezentujących osady zlepieńców podstawowych i utwory cyklotemu Z2, w których cynk osiąga koncentracje w granicach kilkuset ppm i jest mało zróżnicowany. Również w wyższych pakietach cyklotemu Z1 koncentracja cynku jest znacznie niższa w porównaniu z jego zawartością w wapieniach kajetanowskich.

Ołów w stwierdzono we wszystkich próbkach. Jego zawartość na całym obszarze badań ulega zróżnicowaniu w profilu pionowym, a rozmieszczenie wykazuje duże podobieństwo do rozmieszczenia cynku. Najniższe koncentracje ołowiu związane są ze zlepieńcami podstawowymi, w których zawartości tego mikroelementu różnicują się w poziomie. W otworach zlokalizowanych w okolicach Lekomina i Kajetanowa koncentracje ołowiu są niższe niż w rejonie Tumlina. W wapieniach kajetanowskich osiąga maksymalne koncentracje, a średnia zawartość ołowiu wynosi 1770 ppm przy dyspersji 40—7800 ppm. W partiach stropowych cyklu Z1 jego zawartość maleje, a w cyklu Z2 spada jeszcze bardziej i średnio wynosi około 130 ppm. Wyższe zawartości — w granicach kilku tysięcy ppm — stwierdzamy sporadycznie w wapieniach zdolomityzowanych z rejonu Tumlina. Jak wskazują obserwacje mikroskopowe można by je wiązać z procesami diagenetyczno-epigenetycznymi.

Porównanie średnich zawartości ołowiu i cynku w wapieniach kajetanowskich z przeciętnymi zawartościami podawanymi dla skał osadowych przez A. P. Winogradowa (1962) — 20 ppm dla Pb i 80 ppm dla Zn — oraz przez H. Ważny (1967, 1968, 1970) dla osadów cechsztynu pozostałych obszarów Polski wskazuje, że są to koncentracje interesujące dla rozważań geologii złożowej.

Miedź należy również do pierwiastków, których zawartości wyraźnie różnicują się w profilu pionowym i poziomym skał cechsztynu. Miedź stwierdzono we wszystkich próbkach: od 1 do 300 ppm. Najwyższe zawartości (w odróżnieniu do koncentracji cynku i ołowiu) rejestrowane są w serii zlepieńców spągowych. Średnia zawartość wynosi tu 210 ppm. W zlepieńcach wyższe koncentracje miedzi stwierdzono w rejonie Lekomina i Kajetanowa, natomiast nieco niższe w okolicach Tumlina. Analogiczne różnice w zawartości miedzi w poziomie utrzymują się w całym badanym profilu cechsztynu, przy czym jej koncentracje w osadach występujących nad zlepieńcami są znacznie niższe i wynoszą przeciętnie 21 ppm dla wapieni kajetanowskich i 12 ppm dla osadów cyklu Z2. Są one również niższe od średniej zawartości w skałach osadowych (57 ppm) podawanej przez A. P. Winogradowa (1962).

O skłonnościach do gromadzenia się ołowiu i cynku w osadach marglisto-ilastych i braku takiej tendencji w przypadku miedzi świadczą

istotne wartości współczynników korelacji: dodatni pomiędzy Zn—Pb oraz ujemny pomiędzy Zn—Cu i Pb—Cu w osadach cyklu Z2 (tab. 2).

Srebro stwierdzono w większości badanych próbek w ilościach kilku ppm. Maksimum jego koncentracji przypada na osady bitumiczne, w których jednak nie przekracza 10 ppm. W profilu pionowym zaznacza się wyraźne podobieństwo w wahaniach koncentracji srebra i ołowiu. Również współczynniki korelacji rangowej ( $r_s$ ) między Pb—Ag w wapieniach kajetanowskich i osadach cyklu Z2 są wyższe od wartości krytycznej i wskazują na istnienie pomiędzy nimi zależności. Należy przypuszczać, że srebro w badanych osadach związane jest z galeną.

Nikiel i kobalt należą w badanych utworach do najbardziej stabilnych pierwiastków i nie wykazują istotnego zróżnicowania. Skrajne zawartości obu mikroelementów mieszczą się w granicach od 0 do 90 ppm, a zawartości średnie niklu są niższe, natomiast kobaltu zbliżone do zawartości średnich cytowanych w literaturze. A. P. Winogradow (1962) średnią zawartość niklu w skałach osadowych szacuje na 55 ppm, a kobaltu na 20 ppm. Podobne zawartości średnie podają dla różnych rejonów Polski A. Kabata-Pendias (1967 a, b) i H. Ważny (1967, 1968, 1970). Obydwa pierwiastki w całym profilu wykazują wprost proporcjonalną zależność koncentracji. Obserwowane są również istotne powiązania korelacyjne pomiędzy nimi a niektórymi pozostałymi pierwiastkami z grupy żelaza. Analiza tych powiązań wskazuje, że występują one w osadach zawierających znaczne domieszki minerałów ilastych, charakteryzujących się zdolnościami sorpcyjnymi.

Wanad w porównaniu z pozostałymi pierwiastkami grupy żelaza charakteryzuje się wyraźnym zróżnicowaniem zawartości w profilu pionowym (od śladów do 1450 ppm). Najwyższe zawartości związane są z serią zlepieńców spągowych (średnia zawartość 530 ppm), natomiast mniejsze nagromadzenia występują w wapieniach kajetanowskich (średnia 350 ppm) i utworach cyklu Z2 (średnia 290 ppm). Koncentracje te są wyższe od zawartości średniej ustalonej dla skał osadowych przez A. P. Winogradowa (1962) na 130 ppm oraz od analogicznych zawartości wyliczonych przez H. Ważny (1967, 1968, 1970) dla osadów cechsztynu z obszarów Polski.

W rejonie badań nie stwierdzono wyraźnej skłonności do gromadzenia się wanadu w osadach ilastych, wykazuje on natomiast predyspozycję do znacznie większego skupiania się w osadach zlepieńcowych i węglanowych. Zauważone przez H. Ważny (1967) zjawisko gromadzenia się wanadu w poziomach o podwyższonej zawartości miedzi ma miejsce również w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Chrom występuje w ilości od 0 do 110 ppm, a jego zawartości średnie są znacznie niższe od zawartości przeciętnej (100 ppm) w skałach osadowych (A. P. Winogradow, 1962). Również wyższe koncentracje tego mikroelementu rejestrują w osadach cechsztynu i triasu Polski zachodniej i północnej H. Ważny (1967, 1968, 1970) oraz A. Kabata-Pendias (1967a, b). Analizując jego związek z innymi pierwiastkami stwierdzono istotną korelację z wanadem i niklem w wapieniach kajetanowskich oraz z kobaltem w osadach cyklu Z2. Zależności te potwierdzają tezę, że wyższe koncentracje tych pierwiastków związane są z obecnością



substancji bitumicznej i minerałów ilastych. Podobne korelacje zostały stwierdzone w osadach cechsztynu przez H. Ważny (1967).

Zawartość baru w badanym profilu waha się w granicach od 10 do 8600 ppm. Analiza zawartości baru w zależności od litologii osadów wskazuje, że wysokie koncentracje związane są ze skałami ilastymi, niższe — z marglistymi, a najniższe — z węglanowymi. Skłonności do sorbowania baru przez minerały ilaste i substancję bitumiczną odzwierciedlają się w jego zawartościach średnich (tab. 1). W przybliżeniu są one zgodne z przeciętną zawartością podawaną dla odpowiednich typów skał.

Stront stwierdzony został w ilościach od 10 do 9600 ppm, a jego rozmieszczenie w różnych litologicznie osadach jest zgodne z jego skłonnościami do gromadzenia się w osadach węglanowych i solnych. Najwyższe koncentracje strontu przypadają na osady węglanowe, a zawartości średnie w wapieniach kajetanowskich i osadach cyklu Z2 są wyższe niż średnie podawane dla podobnych osadów (A. Polański, K. Smulikowski, 1969). Uwagę zwraca niska zawartość strontu — w granicach 260—510 ppm — w wapieniach dolomitycznych i dolomitach z rejonu Tumlina. Niewielka ilość badań analitycznych i poczynionych obserwacji uniemożliwia w chwili obecnej podanie przyczyny tego zjawiska. Stwierdzony w tych skałach proces dolomityzacji i kras wydają się przemawiać za wtórnym obniżeniem koncentracji tego pierwiastka. Istotne, ale odwrotnie proporcjonalne współczynniki korelacji rangowej ( $r_s$ ) pomiędzy barem i strontem spowodowane są odmiennym charakterem mineralnym osadów, w których się one gromadzą, a wysokie koncentracje obu pierwiastków wskazują na sedymentację w strefie przybrzeżnej.

\*

Przeprowadzone badania zawartości pierwiastków śladowych w osadach cechsztynu pozwoliły stwierdzić istotne ich różnicowanie w profilu pionowym. Wyraźnie wyższe koncentracje miedzi, wanadu i chromu związane są ze zlepieńcami podstawowymi; cynku, ołowiu, srebra i strontu — z bitumiczną serią wapieni kajetanowskich; baru — z osadami cyklu Z2. Powyższe różnicowanie w dużym stopniu związane jest ze zmiennością składu mineralnego skał i warunków fizykochemicznych w basenie sedymentacyjnym oraz własnościami geochemicznymi badanych pierwiastków. Poważny wpływ na ich koncentrowanie się wywierają również zdolności sorpcyjne minerałów ilastych i substancji bitumicznej. Zdaniem autorów nie tylko wymienione czynniki mogły doprowadzić do powstania tak wysokich koncentracji cynku i ołowiu w osadach wapieni kajetanowskich (tab. 1). Zawartości średnie tych pierwiastków — wielokrotnie wyższe od zawartości przeciętnych skał osadowych — wskazują, że w morzu cechsztyńskim w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich istniały wyjątkowo sprzyjające warunki do ich akumulacji. Problem źródła, z którego pochodziły metale występujące w akwenach cechsztyńskich Gór Świętokrzyskich nie będzie tu dyskutowany. Według opinii Z. Kowalczewskiego i T. Wróblewskiego (1974) głównym ich dostawcą do zbiornika permskiego były procesy wulkaniczne i ekshalacyjne powulkaniczne.

Zebrane dane uznać trzeba za interesujące zwłaszcza dla koncepcji poszukiwań złóż cynku i ołowiu oraz miedzi w osadach cechsztynu z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

## UWAGI KOŃCOWE

Przeprowadzone badania potwierdzają opinie poprzednich badaczy i dowodzą, że skały permu górnego powstawały w strefie przybrzeżnej morza epikontynentalnego. Sąsiedztwo łądu i bezpośrednia bliskość linii brzegowej są odczuwalne przez cały cechsztyln. W okresie poprzedzającym transgresję teren trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich stanowił łąd o zniszczonej, ale jeszcze urozmaiconej morfologii. Na jego obszar w dolnym cechsztylnie wkraczały fale transgredującego morza. Zalew Z1 miał ku wschodowi największy zasięg, a akweny lokalne miały szerokie połączenia ze zbiornikiem zachodniej Polski. W Górach Świętokrzyskich zalew nie sforsował wszystkich barier morfologicznych i nie cały ich obszar znalazł się pod wodą. W części zachodniej regionu, objętej bez wątpienia transgresją, sterczały ponad lustrem wody skalice Żelejowej, Jaworzni, Górek Szczukowskich, Chełmowej, Wiśniówki i innych wzniesień. Transgresja szybko straciła pierwotnie wysokie tempo i już w połowie cyklotemu Z1 monofacja wapieni kajetanowskich zaczęła się różnicować na szereg podfacji (fig. 2). Akweny lokalne ulegały spłyceniu, a na wschodzie i północy linia brzegowa była tuż obok. W zatokach i lagunach świętokrzyskich, tracących powoli kontakt z basenem otwartym, tworzyły się gipsy i anhydryty, a skały węglanowo-margliste ulegały dolomityzacji (a zapewne także i dedolomityzacji). Wydaje się, że począwszy od cyklotemu Z2 laguny te zamieniały się okresowo w peryferycznych odcinkach w limniczne jeziorzyska, w których powstawały niektóre przynajmniej pakiety pstre. W permie — w miarę upływu czasu — linia brzegowa wędrowała stopniowo, choć nierównomiernie ze wschodu (i północnego wschodu?) na zachód. Poczynając od połowy cyklotemu Z1 osady permu różnicują się facjalnie. Na zjawisko to wywarła wpływ morfologia dna lagun i relief wybrzeża, a także wahania poziomu morza i wywołane nim zbliżanie lub oddalanie linii brzegowej. Przyczyną tych procesów była zapewne wygasająca skokowo aktywność tektoniczna ze schyłku epoki górotwórczej młodopaleozoicznej. Spośród luk erozyjnych i niezgodności stratygraficznych największą jest luka na pograniczu cyklotemów Z1 i Z2. Wiąże się ona też bez wątpienia z krótkotrwałym wynurzeniem terenu badań.

Obserwacje petrograficzne pozwalają twierdzić, że w trakcie sedymentacji cyklotemów Z1 i Z2 nie był dostarczany na teren badań materiał detrytyczny spoza Gór Świętokrzyskich.

Skały cyklu Z1 z terenu Gór Świętokrzyskich i Przedsudecia są wykształcone podobnie. Dostrzeżone podobieństwo nakazuje przeprowadzić w tym zakresie wnikliwe i wszechstronne studia porównawcze. Wyniki takich badań rzutować będą na kierunki przyszłych prac poszukiwawczych ropy i gazu, a także rud metali nieżelaznych w regionie świętokrzyskim. Pomiedzy obu regionami zachodzą także wielorakie różnice, spośród których niżej wymienione wpłynąć mogą na tok realizacji przy-



szłych prac rozpoznawczych. W Górach Świętokrzyskich ostrzejszy był relief podłoża podcechsztyńskiego i bardziej urozmaicona morfologia wybrzeży w porównaniu z obszarem przedśudeckim. W toku sedymentacji cechsztynu większa była ruchliwość dna i szybsze zmiany facjalne. Skały permu zostały też silniej zdeformowane plastycznie i dysjunktywnie podczas ruchów mezozoiczno-kenozoicznych. Spostrzeżenia te przekonują, że w przyszłości prace rozpoznawcze powinno się prowadzić (idąc konsekwentnie) od wychodni skał permu na wschodzie i północnym wschodzie w głąb obrzeżenia permsko-mezozoicznego na zachodzie i północnym zachodzie. W pierwszym rzędzie wyjaśnić trzeba problemy podstawowe: paleogeograficzne, litofacjalne, geochemiczne i tektoniczne i dopiero na podstawie ich znajomości wytyczyć kierunki dalszych prac zwiadowczych i poszukiwawczych.

Wykonane badania potwierdzają tezę Z. Kowalczewskiego i T. Wróblewskiego (1974) o związku mineralizacji siarczkowej Fe, Cu, Pb i Zn z osadami transgresywnymi. Mineralizacja ta jest rzeczywiście najobfitsza w osadach powstających w warunkach zmiany reżimu facjalnego, tj. zastępowania facji detrytycznej facją węglanowo-ilastą. W tej pozycji litofacjalnej występuje ona najpospoliciej w obu niższych cyklotemach cechsztyńskich. Poczynione obserwacje przekonują ponadto, że osady z cyklu Z1 wyraźnie zmineralizowane i o podwyższonej zawartości pierwiastków śladowych są zarazem silnie bitumiczne<sup>6</sup>. Spągowe pakiety wapienno-margliste serii kajetanowskiej przepelnione szczątkami flory mogą się okazać skałami macierzystymi dla węglowodorów ciekłych i gazowych. Znamienne jest, że przed laty w jednym z otworów wiertniczych badanego obszaru właśnie z nich uzyskano wypływ gazu. Cechy dobrego kolektora zdają się posiadać dolomity i wapienie dolomityczne, jamiste, porowate, rozwinięte pod serią ilasto-marglistą z anhydrytami i gipsem. Zróznicowanie litologiczne skał permu przy ich wyraźnym zaangażowaniu tektonicznym stwarza możliwości istnienia pułapek dla węglowodorów. Szukając ich należy koncentrować uwagę przede wszystkim na strefach synklinalnych, które pierwotnie były przegłęzionymi zatokami morskimi.

Na terenie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich problemy mineralizacji kruszcowej i bituminizacji osadów cechsztynu muszą być studiowane wspólnie.

Problem obecności rud żelaza w skałach permu górnego wymaga dalszych studiów. Na badanym obszarze występować mogą rudy oolitoowo-sydwerytowe. Jest prawdopodobne, że właśnie one były eksploatowane w XVIII—XIX w. pomiędzy Tumlinem a Wiśniówką.

Kończąc powyższe uwagi stwierdzić trzeba, że w Górach Świętokrzyskich i ich obrzeżeniu osady cechsztynu są obok eifelskich najbardziej interesujące złożowo. Problematyka geologiczna skał tego wieku musi być studiowana w skali regionalnej — wszechstronnie i kompleksowo.

Oddział Świętokrzyski  
Instytutu Geologicznego  
Wrocław, ul. Jaworowa 19

Nadesłano dnia 2 sierpnia 1974 r.

<sup>6</sup> W 12 próbkach pobranych z dolnej części wapieni kajetanowskich wykonano ekstrakcje bituminów. Najwyższe koncentracje (w granicach 0,18—0,38%) stwierdzono w pobliżu Lekomina, niższe (0,06—0,22%) pod Kajetanowem i najniższe w okolicach Tumlina (0,05—0,12%).

## PIŚMIENNICTWO

- CZARNOCKI J., SAMSONOWICZ J. (1913) — Przyczynek do poznania cechsztynu w granicach Wyżyny Świętokrzyskiej. Spraw. PAU, nr 7, p. 21. Kraków.
- CZARNOCKI J., SAMSONOWICZ J. (1915) — Nowe dane o utworach cechsztynu w granicach Gór Świętokrzyskich. Spraw. TNW, 8, p. 519—545. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1923) — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, p. 151—191, z. 1—2. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1929) — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 24, p. 38—42. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1938) — Mapa geologiczna odkryta, arkusz Kielce. 1 : 100 000. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1951) — Profile wierceń: Występa 1, Występa 2, Występa 3, Tumlin 1, Zagnańsk-Gruszka 5. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- CZERMIŃSKI J. (1957) — Ogólna charakterystyka litologiczna cechsztynu oraz serii bezpośrednio z nim związanych na podstawie płytek cienkich. Biul. Inst. Geol., 124, p. 95—107. Warszawa.
- FIJAŁKOWSKI J. (1973) — Sprawozdanie z geologicznych badań zwiadowczych za marmurami typu Kajetanowa w Górach Świętokrzyskich. Arch. PG (maszynopis). Kielce.
- FILONOWICZ P. (1970) — Budowa geologiczna okolic Kajetanowa—Tumlina. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- JERZMAŃSKA A., KOTLARCZYK J., KRAWCZYK A. J. (1973) — Wstęp do badań ilościowych nad zmiennością ichtiofauny paleogenu Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol., 43, p. 83—117, z. 1. Kraków.
- JURKIEWICZ H. (1966) — Otwornice dolnego cechsztynu z okolic Gałęzic i Kajetanowa. Biul. Inst. Geol., 195, p. 159—186. Warszawa.
- KABATA-PENDIAS A. (1967a) — Charakterystyka geochemiczna utworów triasu w rejonie Polski północno-wschodniej. Kwart. geol., 11, p. 599—617, nr 3. Warszawa.
- KABATA-PENDIAS A. (1967b) — Pierwiastki śladowe w utworach triasu z niektórych otworów wiertniczych Polski północnej i północno-wschodniej. Biul. Inst. Geol., 213, p. 85—112. Warszawa.
- KOSTECKA A. (1962a) — Perm w Górach Świętokrzyskich. Przew. XXXV Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 49—57. Warszawa.
- KOSTECKA A. (1962b) — Cechsztyńskie wapienie laminowane w niecce gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). Roczn. Pol. Tow. Geol., 32, p. 161—182, z. 2. Kraków.
- KOSTECKA A. (1966) — Litologia i stratygrafia cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowskiej (Góry Świętokrzyskie). Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddział w Krakowie, 38. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z. (1970) — Badania starszego paleozoiku rejonu Cisowa i Wiśniówki. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- KOWALCZEWSKI Z., WRÓBLEWSKI T. (1974) — Problemy rudoności osadów na tle diastrofizmu i wulkanizmu Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 18, p. 537—561, nr 3. Warszawa.
- ŁASZKIEWICZ A. (1958) — Petrografia cechsztynu Gór Świętokrzyskich. Kwart. geol., 2, p. 250—258, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1964) — O podziale cechsztynu Gór Świętokrzyskich na cztery cykle sedymentacyjne. Prz. geol., 12, p. 367—371, nr 9. Warszawa.



- PAWŁOWSKA A. (1968) — Permian. The Zechstein-Stage Z 1 — quarry at Kajetanów. Intern. Geol. Congr. XXIII Session. Prague. Guide to Excursion No C45, p. 39—40. Warszawa.
- POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K. (1969) — Geochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- PUSCH G. G. (1881—1883) — Nowe przyczynki do geognozji Polski (z rękopisów... przełożył B. Rejchman). Pam. fozjograf., 1, p. 133—167; 2, p. 134—174, 3, p. 114—195. Warszawa.
- RYTLEWSKI J. (1952) — Profil wiercenia Tumlin 2. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- RUBINOWSKI Z. (1962) — Mineralizacja kruszcowa w profilu cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowickiej w Górach Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Kielce.
- RUBINOWSKI Z. (1971) — Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna. Biul. Inst. Geol., 247. Warszawa.
- WAŻNY H. (1967) — Pierwiastki śladowe w cechsztynie Polski zachodniej. Biul. Inst. Geol., 213, p. 5—83. Warszawa.
- WAŻNY H. (1968) — Badania geochemiczne cechsztynu rejonu syneklizy perybałtyckiej. Kwart. geol., 12, p. 78—91, nr 1. Warszawa.
- WAŻNY H. (1970) — Charakterystyka geochemiczna utworów cechsztynu północno-zachodniej Polski. Biul. Inst. Geol., 238, p. 137—169. Warszawa.
- WOLAŃSKA H. (1959) — *Agathamina pusilla* (Geinitz) z dolnego cechsztynu Sudetów i Gór Świętokrzyskich. Acta paleont. pol., 4, p. 27—49, nr 1. Warszawa.
- ВИНОГРАДОВ А. П. (1962) — Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геох., 7, стр. 555-571. Москва.

Збигнев КОВАЛЬЧЕВСКИ, Людвик ЛЕНАРТОВИЧ

## РАЗРЕЗ ПЕРМИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР

### Резюме

В статье представлены результаты изучения пород нижней части цехштейна (циклотемы Z1 и Z2), пробуренных семью мелкими буровыми скважинами в северо-западной части Свентокшиских гор (фиг. 1). Литологические разрезы цехштейновых пород составлены и стратиграфически скоррелированы на фиг. 2. Они приравнены к полным эталонным для Свентокшиских гор разрезам Тумлин 1 и Тумлин 2 (фиг. 3), составленным К. Павловской (1964).

В каждой скважине отложения верхней перми начинаются с конгломератов [1], состоящих из гальки карбонатных и детритовых пород девона. На конгломератах везде залегают мелкокристаллические известняки, мергелистые известняки и мергели [1a]. Эти породы, названные каштановскими известняками, сильно битумичны и обильно минерализованы сульфидами Fe, Pb и Zn. Кроме того они содержат тонкие пропластки органодетритовых известняков с одиночными ооидами. Мощность их колеблется в границах 10,5—23,5 м.

Отложения, залегающие над каштановскими известняками, фациально дифференцированы; вблизи Каштанова (ближе к краю бассейна) это алевролиты, известняки, мергели и сланцевые аргиллиты [1c] мощностью около 8,0 м, а в районе Лекомина (несколько даль-

ше от края) — мергелистые известняки, мергели и сланцевые аргиллиты [1b] мощностью 9—12 м. В окрестностях Тумлина этим породам соответствуют доломитовые пористые известняки и известковые доломиты, в кровле железистые [1d]. В этих породах сначала появляются одиночные ооиды (и онколиты?), количество которых возрастает вверх по разрезу. Авторы предполагают, что доломитизации (возможно позднедиагенетической) подвергались здесь еще слабо сконсолидированные известково-мергелистые отложения типа [1b]. Затем эти породы подверглись воздействию карстовых явлений и усиленному обветшанию, что вероятно было вызвано наличием в водном растворе агрессивных сульфатов. Предположение о дедоломитизации, обуславливающей эти явления, весьма правдоподобно, но требует подтверждения в процессе дальнейших петрографических исследований. Кажущаяся мощность перечисленных отложений колеблется от 7,4 до 9,5 м.

Оолитовым (и онколитовым?) железистым, несколько доломитизированным и обветшалым известнякам [1f] из окрестностей Тумлина мощностью 2,4—3,3 м соответствуют алевролиты, песчаники, известняки и мергели [1e] суммарной мощности 0,7—2,8 м, залегающие под Каetanовом и Лekoмином.

Вышеперечисленные породы относятся к циклу Z1, седиментация которого закончилась кратковременным поднятием над поверхностью воды. Более молодые морские отложения относятся вероятно к циклу Z2. В результате очередной цехштейновой ингрессии образовались аргиллиты, известняки и мергели [2b] — отложения мелководной морской фации. Этим породам в ближайшем соседстве (с востока и северо-востока) соответствуют известковые алевролиты, известково-глинистые алевролиты и пестро-пятнистые аргиллиты [2a] лагунно-озерной фации. Глинисто-карбонатные пласты, описанные на фиг. 2 как [2b], в кровле содержат пестрые породы, похожие на вышеописанные, ними являются алевролиты, песчаники, песчаные мергели с пропластками известняков и суглинистые аргиллиты [2c].

Анализ развития цехштейновой седиментации приводит к выводу о том, что трансгрессия охватила площадь явно снивелированную, но с еще разнообразным рельефом. Залив, входящий вглубь свентокшского материка, быстро тратил свою экспансивную силу. В условиях периодического застоя вод, в восстановительной среде (большое скопление разлагающейся органической субстанции) концентрировались сульфиды Fe, Pb, Zn. К концу циклотема Z1 свентокшские акватории понемногу утрачивают контакт с бассейном западной части Польши. Наступившая затем ингрессия (повидимому по возрасту соответствующая циклотему Z2) не распространилась так далеко на запад, как залив начала цехштейна. В условиях изолированных лагун, (которые на окраинах становятся периодически лимническими бассейнами озерного типа), быстро засыпаемых обломочным материалом, образуются пестрые отложения.

На фоне развития фациальных условий дана характеристика рудной минерализации, а также рассмотрены результаты изучения содержания микроэлементов (табл. 1 и 2). В исследованных отложениях установлено наличие сингенетической минерализации Fe—Zn—Pb—Cu, связанной с серией основных конгломератов и битумных каetanовских известняков, а также по минеральным признакам сходной с эпигенетической минерализацией осадочно-катагенного типа. На основании спектрального изучения представлено распределение в вертикальном разрезе и по площади содержания Zn, Pb, Cu, Ag, Ni, Co, V, Cr, Ba, Sr.

В итоге авторы обосновывают необходимость комплексного изучения цехштейновых отложений в северо-западном обрамлении Свентокшских гор, ввиду отмеченных проявлений сингенетической сульфидной минерализации Fe, Pb, Zn и Cu, а также местами явно выраженной битумичности, отмеченной в породах этого возраста.



Zbigniew KOWALCZEWSKI, Ludwik LENARTOWICZ

## THE PERMIAN SEQUENCE IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE ŚWIĘTOKRZYSKIE MOUNTAINS

### Summary

The examinations of the lower part of the Zechstein (cyclothem Z1 and Z2) pierced by seven shallow boreholes in the north-western part of the Świętokrzyskie Mountains (Fig. 1) are reviewed in the present paper. The Zechstein lithological sequences and their stratigraphic correlation are presented in Fig. 2. They have been compared to the complete reference sequences for the Świętokrzyskie Mountains — Tumlin 1 and Tumlin 2 (Fig. 3) — established by K. Pawłowska (1964).

In each borehole the Upper Permian commences with conglomerates [1] built of Devonian carbonate and detrital rocks. Everywhere the carbonates are overlain by fine-grained limestones, marly limestones, and marls [1a]. These rocks called "the Kajetanów limestones" are highly bituminous with abundant Fe, Pb, and Zn sulphides mineralization. Additionally they contain fine bioclastic limestones intercalations with single ooids. Their thickness varies from 10.5 to 23.5 m.

The sediments overlying the Kajetanów limestones bear evidence of a facies differentiation; near Kajetanów (in the marginal part of the depositional basin) these are siltstones, marls, and shaly claystones [1c] about 0.8 m thick, whereas in the Lekomin area (farther from the margin of the basin) — marly limestones, marls, and claystones [1b] that attain the thickness of 9 to 12 m. They correspond to the porous dolomitic limestones and limy dolomites ferruginous at the top reported from the Tumlin area. The number of individual ooids (and oncolites?) in the rocks increases upwards. According to the present authors the material subject to dolomitization (possibly late diagenetic) was a poorly consolidated limy-marly sediment of the [1b] type. Subsequently the rocks were affected by karst processes and the formation of rottenstones was probably promoted by the presence of aggressive sulphates in the aqueous solution. These processes are supposed to have been controlled by dedolomitization. Very likely as this hypothesis seems, it remains to be confirmed by further petrographic studies. The apparent thickness of the above rocks ranges from 7.4 to 9.5 m.

The oolitic (and oncolitic?), ferruginous, slightly dolomitized and rotten limestones [1f] (2.4—3.3 m thick) of the Tumlin area correspond to the siltstones, sandstones, limestones, and marls [1e] of Kajetanów and Lekomin, the total thickness of which is 0.7 to 2.8 m.

The above sediments belong to the Z1 cycle the deposition of which was terminated by a short-lived emergence. The younger sediments probably belong to the Z2 cycle. As a result of a subsequent Zechstein ingression sediments of a shallow-marine facies such as claystones, limestones, and marls [2b] were formed. They correspond to limy siltstones, limy-clay siltstones, and variegated-spotty claystones [2a] of the lagoonal-limnic facies that occur in the direct neighbourhood (to the east and north-east). At the top of the clay-carbonate layers in Fig. 2 marked as [2b] "variegated" sediments occur that bear similarities to those described above and comprise siltstones, sandstones, sandy marls with limestones intercalations, and silty claystones [2c].

The analysis of the depositional development of the Zechstein indicates that the transgression entered an area distinctly denuded but still of a differentiated relief. The transgression that invaded the Świętokrzyski continent by embayments rapidly lost its expansive force. In the periodically stagnant waters under reducing conditions (considerable concentrations of decaying organic substance) Fe, Pb, and Zn sulphides accumulated. Towards the end of the Z1 cyclothem the Świętokrzyskie water areas slowly lost their connection with the west Polish basin. The younger ingression (probably during the Z2 cyclothem) did not reach as far east as the early Zechstein ingression. In isolated lagoons (that in the peripheral zones formed intermittent limnic lakes) rapidly filled with detrital material "variegated" sediments were formed.

Ore mineralization evidences and trace elements contents (Tabs. 1 and 2) have been discussed against the facies development. Syngenetic Fe—Zn—Pb—Cu mineralization related to the basal conglomerate and the bituminous Kajetanów limestones series and epigenetic mineralization of similar mineralogy and sedimentary-catagenic type have been found in the sediments examined. Spectrochemical results provided data on the vertical and horizontal distribution of Zn, Pb, Cu, Ag, Ni, Co, V, Cr, Ba and Sr.

According to the present authors the syngenetic Fe, Pb, Zn, and Cu sulphides mineralization and a distinct bituminization of the Zechstein sediments in the north-western borderland of the Świętokrzyskie Mountains fully account for the need of further comprehensive studies.



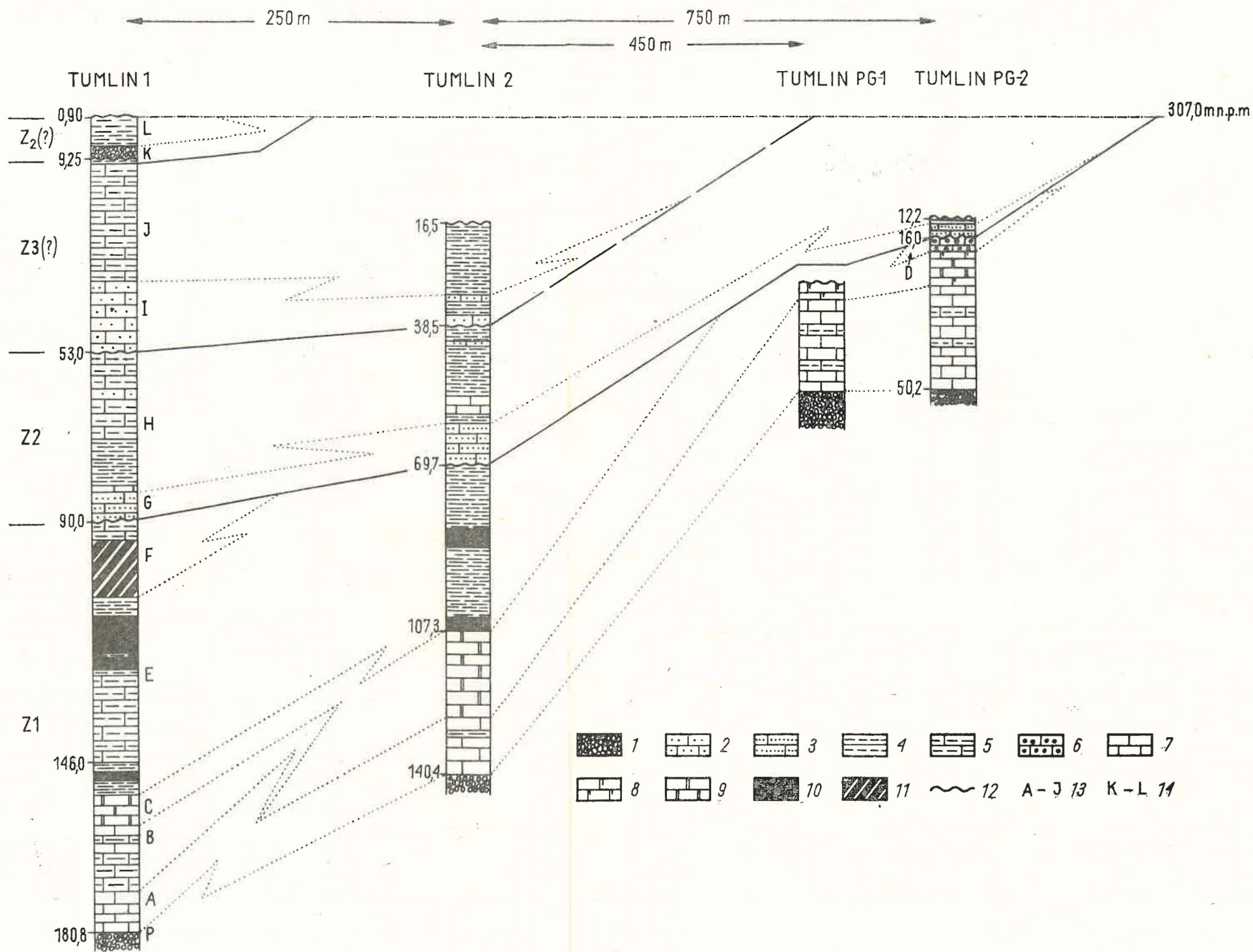


Fig. 3. Profile skał permu z głębszej strefy basenu cechsztyńskiego (profile otworów Tumlin 1 i Tumlin 2 wg J. Czarnockiego, 1951 i J. Rytlewskiego, 1952)  
Permian sequences from the deeper zone of the Zechstein basin (Profiles of the Tumlin 1 and Tumlin 2 boreholes according to J. Czarnocki, 1951, and J. Rytlewski, 1952)

1 — zlepieńce; 2 — piaskowce; 3 — mułowce; 4 — ilowce; 5 — margle; 6 — wapienie oolitowe; 7 — wapienie; 8 — wapienie dolomityczne; 9 — dolomity; 10 — anhydryty; 11 — gipsy; 12 — niezgodności erozyjne; 13 — osady facji morskiej; P — grubookruchowej, A — węglanowej, B — węglanowo-marglistej, C — węglanowej (wapienno-dolomitycznej), D — węglanowo-oolitowej, żelazistej, E — marglisto-ilasto-anhydrytowej, F — marglisto-gipsowej, G — mułowcowej, H — węglanowo-ilastej, I — piaskowcowo-mułowcowej, J — marglisto-ilastej; 14 — osady facji kontynentalnej: K — grubodetrytycznej, L — ilastej

1 — conglomerates; 2 — sandstones; 3 — siltstones; 4 — claystones; 5 — marls; 6 — oolitic limestones; 7 — limestones; 8 — dolomitic limestones; 9 — dolomites; 10 — anhydrites; 11 — gypsum; 12 — erosional unconformities; 13 — sediments of the marine facies: P — coarse detrital, A — carbonate, B — carbonate-marly, C — carbonate (calcareous-dolomitic), D — carbonate-oolitic, ferruginous; E — marly-clay-anhydritic; F — marly-gypsum, G — siltstone, H — carbonate-clay, I — sandstone-siltstone, J — marly-clay; 14 — sediments of the continental facies: K — coarse detrital, L — clay

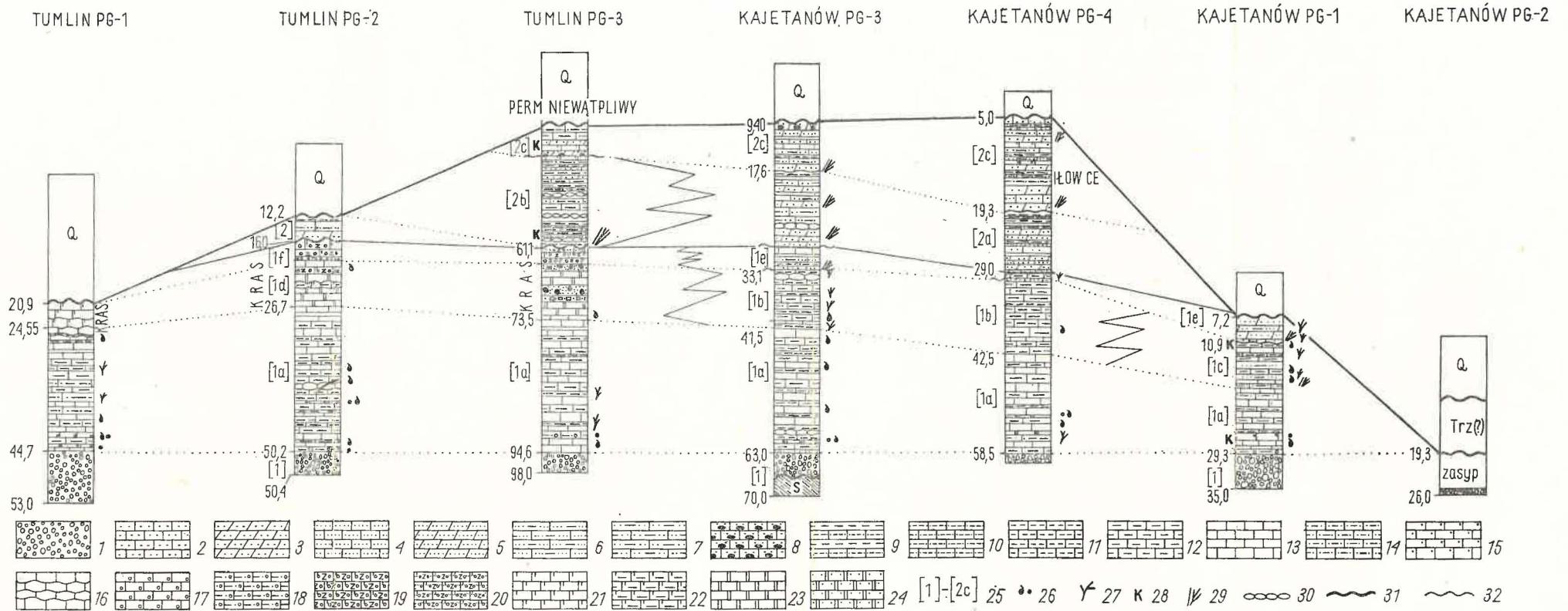


Fig. 2. Zestawienie korelacyjne profili skał permu  
Correlation diagram of Permian sequences

Objaśnienia stratygraficzne: Q — czwartorzęd; Trz (?) — trzeciorzęd domniemany; [1] — [1f] — perm górny, cyklotem Z1; [2] — [2c] — perm górny, cyklotem Z2 (?); S — sylur; objaśnienia litologiczne: 1 — zlepienie; 2 — piaskowce; 3 — piaskowce wapieniste; 4 — mułowce kwarcowe; 5 — mułowce wapieniste; 6 — mułowce ilaste; 7 — mułowce ilasto-wapieniste; 8 — piaskowce i mułowce z toczkami ilastymi, 9 — ilowce i ilowce mulaste; 10 — margle mulaste; 11 — margle; 12 — wapień margliste; 13 — wapień krystaliczny; 14 — wapień marglisto-mulaste; 15 — wapień nieco zapiaszczony; 16 — wapień gruziowy; 17 — wapień organodetrytyczne; 18 — wapień margliste zapiaszczony z oolitami; 19 — wapień dolomitowy, oolitowo-żelaziste; 20 — wapień dolomitowy, oolitowy, żelaziste, zapiaszczony; 21 — wapień dolomitowy; 22 — wapień dolomitowy, margliste; 23 — dolomity; 24 — dolomity zapiaszczony; 25 — pakiety litologiczne skał permu; 26 — szczątki makrofauny i mikrofauny; 27 — szczątki flory; 28 — skały skrasowiałe; 29 — warstwowanie przekątne; 30 tekstury gruziowe; 31 — niezgodności erozyjne i luki stratygraficzne; 32 — niezgodności erozyjne

stratigraphy: Q — Quaternary; Trz (?) — presumed Tertiary; [1] — [1f] — Upper Permian, Z1 cyclothem; [2] — [2c] — Upper Permian, Z2 (?) cyclothem; S — Silurian; lithology: 1 — conglomerates; 2 — sandstones; 3 — limy sandstones; 4 — quartz siltstones; 5 — limy siltstones; 6 — clay siltstones; 7 — clay-limy siltstones; 8 — sandstones and siltstones with clay balls; 9 — claystones and silty claystones; 10 — silty marls; 11 — marls; 12 — marly limestones; 13 — crystalline limestones; 14 — marly-silty limestones; 15 — limestones with minor sand admixture; 16 — knotty limestones; 17 — bioclastic limestones; 18 — marly limestones with sand admixture and ooliths; 19 — dolomitic oolitic-ferruginous limestones; 20 — dolomitic, oolitic, ferruginous limestones with sand admixture; 21 — dolomitic limestones; 22 — dolomitic, marly limestones; 23 — dolomites; 24 — dolomites with sand admixture; 25 — lithological sets of Permian rocks; 26 — macro- and microfauna remnants; 27 — plant remnants; 28 — rocks affected by karst; 29 — cross-bedding; 30 — knotty structures; 31 — erosional unconformities and stratigraphic gaps; 32 — erosional unconformities