

WACŁAW BURZEWSKI, WIESŁAW HEFLIK

PETROGRAFIA PSTREGO PIASKOWCA MIĘDZY RADKOWICAMI A WRZOSAMI KOŁO CHĘCIN

(Tabl. XXIV, XXV i 5 fig.)

*Petrology of Bunter Sandstones between Radkowice and Wrzosa in the
Vicinity of Chęciny (Holy Cross Mountains)*

(Pl. XXIV, XXV and 5 figs.)

Treść. W profilu odsłoniętym między Radkowicami a Wrzosami koło Chęciny autorzy wyróżniają dolne i środkowe ogniwo pstrego piaskowca. Utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca w obrzeżeniu antykliny chęcińskiej osadzały się w płytkim i cyklicznie burzliwym zbiorniku wodnym w zmieniających się warunkach fizykochemicznych.

Utwory skalne, które dostarczały materiału terrygenicznego do osadu, mogłyby odpowiadać głównie kwaśnym skałom głębinowym i w mniejszej części skałom metamorficznym i redeponowanym skałom osadowym.

WSTĘP

W jesieni 1959 r. podczas budowy nowego odcinka szosy warszawskiej na wschód od Chęciny został wykonany przekop przez wzgórze między Radkowicami a Wrzosami. Przekop ten o kierunku NE — SW przeciął utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca na odcinku długości około 300 m. Kąt upadu warstw wynosi tu 18—22°, więc odsłonięty profil warstw obejmuje około 120 m miąższości (fig. 1 i fig. 2). Przekop biegnący w poprzek rozciągłości odsłonił ciągły profil warstw od ławic zlepieńcowych dolnego pstrego piaskowca do spągu serii ilastej górnego pstrego piaskowca. Umożliwiło to wykonanie obserwacji geologicznych oraz opróbowanie profilu. Spostrzeżenia terenowe i badania petrograficzne prób pozwoliły na wniesienie nowych uwag do petrografii pstrego piaskowca w obrzeżeniu antykliny chęcińskiej.

W zakresie badań petrograficznych przeprowadzono obserwacje mikroskopowe, pozwalające na dokładniejsze scharakteryzowanie poszczególnych typów skał wydzielonych na podstawie obserwacji makroskopowych. Wykonano analizę minerałów ciężkich, badania termiczno-różnicowe oraz badania rentgenostrukturalne niektórych interesujących frakcji ilastych. Ponadto wykonano badania granulometryczne. Za uwagi i dyskusje autorzy czują się zobowiązani podziękować Panom Profesorom M. Budkiewiczowi, A. Gawłowi i H. Świdzińskiemu.

Opis litologiczny odsłonięcia

Odsłonięte utwory należą do mezozoicznego obrzeżenia południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. W opisywanym rejonie utwory te wyznaczają granicę między paleozoikiem a mezozoikiem. Granica ta nie odpowiada pierwotnemu ułożeniu utworów mezozoicznych, lecz jest wynikiem ich tektonicznego przesunięcia z południa na północ. Fakt ten wyraża się w profilu przekopu kontaktem tektonicznym dolnego pstrego piaskowca z dewonem południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. Za-

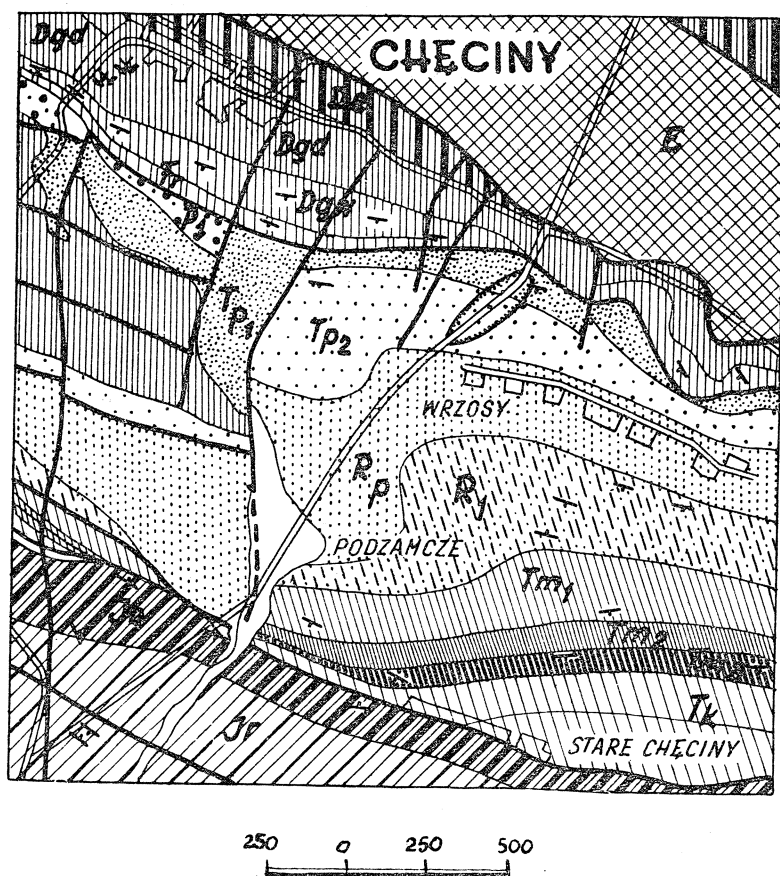


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Chęciny wg J. Samsonowicza. E — kambr dolny; De — eifel; Dgd, Dgw — żywet; Fr — fran; P₁ — perm dolny; Tp₁ — trias dolny, pstry piaskowiec dolny; Tp₂ — trias dolny, pstry piaskowiec środkowy; Rp — ret dolny; R₁ — ret górny; Tm₁ — wapień muszlowy dolny; Tm₂ — wapień muszlowy środkowy; Tm₃ — wapień muszlowy górny; Tk — kajper; Jo — jura oksford; Jr — jura raurak

Fig. 1. Geological map of the Chęciny area (according to J. Samsonowicz). E — Lower Cambrian; De — Eifelian; Dgd, Dgw — Givetian; Fr — Frasnian; P₁ — Lower Permian; Tp₁ — Lower Bunter; Tp₂ — Middle Bunter; Rp — Lower Röh; R₁ — Upper Röh; Tm₁ — Lower Muschelkalk; Tm₂ — Middle Muschelkalk; Tm₃ — Upper Muschelkalk; Tk — Keuper; Jo — Oxfordian; Jr — Rauracian

znacza się tu więc strefa odklucia między paleozoikiem a pstrym piaskowcem (C z a r n o c k i 1927). Omawiany przekop odsłonił warstwy dolnego pstrego piaskowca niemal od kontaktu z dolomitami żywetu do spągu serii ilastej górnego ogniwa pstrego piaskowca. Dostępny dla obserwacji 120 m miąższości profil warstw jest silnie zróżnicowany pod względem sedymentacyjnym i litologicznym. Tektonika skał w profilu wyraża się upadem warstw 18—22° w kierunku południowo-zachodnim

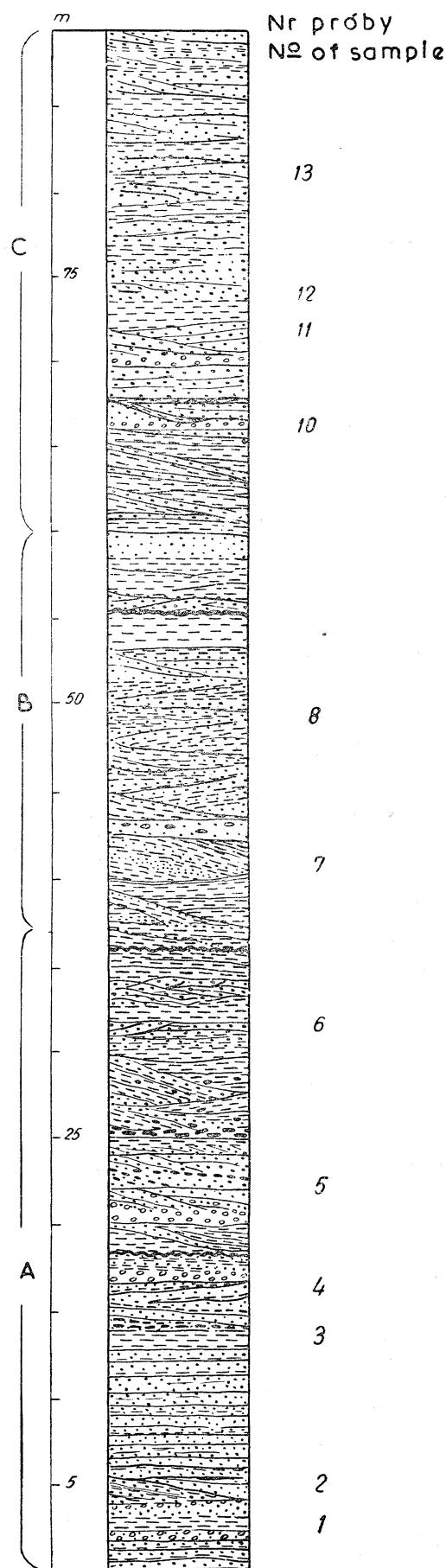
oraz płaszczyznami poślizgu tak na powierzchniach, jak i wewnątrz ławic. Makroskopowo w profilu można wyróżnić dwa zasadnicze zespoły:

Dolny pstry piaskowiec

Niższy zespół o miąższości około 30 m odznacza się przewagą gruboławicowych piaskowców gruboziarnistych o nie wysortowanym ziarnie i zlepieńców przekładanych cienkimi pakietami łupków. Zarówno ławice zlepieńców, jak i piaskowców nie posiadają stałej miąższości. Ponadto powierzchnie ławic często noszą ślady falowania i wleczenia luźnych fragmentów skalnych. Dominującym warstwowaniem w tym zespole ławic jest warstwowanie przekątne, najwyraźniej zaznaczone w ławicach zlepieńców. W ławicach piaskowcowych przekładanych łupkami obserwuje się często warstwowanie przekątne, przechodzące w równoległe. Cały zespół tych ławic ma intensywną wiśniową barwę. Piaskowce pod względem strukturalnym są gruboziarniste i wykazują wyraźne laminowanie, podkreślone występowaniem naprzemianległych ciemnych warstewek zbudowanych z kwarcu spojonych substancją ilastą oraz jasnych warstewek złożonych głównie z muskowitu. Ławice zlepieńców i piaskowców są często przegradzane cienkimi wkładkami laminowanych czerwonych łupków ilastych. Zlepieńce odznaczają się grubym, źle wysortowanym ziarnem. Występują w nich w zmiennych ilościach otoczaki

Fig. 2. Profil litologiczno-sedymentacyjny pstręgo piaskowca w przekopie szosy w Radkowicach koło Chęciny. A — zespół ławic zlepieńcowo-piaskowcowych stropowej części dolnego ogniwa pstręgo piaskowca; B — zespół ławic iłołupków i piaskowców drobnoziarnistych, barwy różowej, przekątnie warstwowanych. Niższe ogniwo środkowego pstręgo piaskowca; C — zespół ławic naprzemianległych jasnych piaskowców i łupków środkowego ogniwa pstręgo piaskowca

Fig. 2. Lithological and sedimentological profile of the Bunter cropping out in the road cut at Radkowiec near Chęciny. A — sandstones and conglomerates of the uppermost part of the Lower Bunter; B — shales and pink, fine-grained sandstones, cross-bedded. Lower member of Middle Bunter; C — alternating light-coloured sandstones and shales of Middle Bunter



kwarcu, kwarcytów i rogowców. Toczenie łupków ilastych barwy wiśniowej stanowią znaczną domieszkę otoczków w stropowych ławicach zlepieńcowych. Spoiwem tych skał jest substancja ilasta i żelazista. W zespole tym ku stropowi zanikają ławice zlepieńców, a występują drobnoziarniste piaskowce o jaśniejszych barwach, na przemian z łupkami. W ławicach piaskowców obserwuje się toczenie ilaste układające się najczęściej na płaszczyznach warstwowania przekątnego bądź też rzadziej poza tymi płaszczyznami. Ponadto piaskowce te są jaśniejsze, a łupki nadal utrzymują intensywne wiśniowe barwy. Porównując charakterystyczne cechy utworów tego ogniwa ze znanymi opisami pstrego piaskowca z rejonu Gór Świętokrzyskich, podanymi przez J. Czarnockiego (1926, 1927), J. Samsonowicza (1929), J. Dembowską (1953), można określić te warstwy jako górną część dolnego pstrego piaskowca. Wyższy zespół litologiczny należy przypuszczalnie do środkowego pstrego piaskowca.

Srodkowy pstry piaskowiec

Ustalenie granicy między dolnym a środkowym pstrym piaskowcem na podstawie badań petrograficznych jest trudne. Stąd też granicę między nimi w profilu przekopu przyjęto w miejscu, gdzie następuje zupełny zanik warstw zlepieńcowych, a pojawiają się grube ławice różowych drobnoziarnistych piaskowców oraz tam, gdzie frakcja ilasta łupków przechodzi w pylastą. Piaskowce występujące w dolnej części środkowego pstrego piaskowca odznaczają się bardzo drobnym ziarnem, jasną barwą i zróżnicowaniem spoiwa w poszczególnych zespołach ławic.

Warstwowanie w grubych ławicach najczęściej jest przekątne, a często z przekątnego przechodzi w horyzontalne. Dla dolnych ogniw tego poziomu typowy jest duży udział muskowitu w składzie mineralnym piaskowców. Wśród grubych ławic piaskowcowych obserwuje się frakcjonalne warstwowanie w obrębie poszczególnych warstewek, które zazwyczaj rozpoczynają się grubym materiałem kwarcowym (0,15 mm), a kończą muskowitem. Grubość tych warstewek w obrębie ławicy waha się w granicach 5 — 15 mm (tabl. XXIV, fig. 1). Górna część środkowego pstrego piaskowca odznacza się występowaniem naprzemianległych grubych ławic piaskowców i łupków ilastych nielaminowanych z wkładkami tłustych ilów. Miąższość wkładek łupkowych wzrasta ku stropowi tego poziomu, natomiast ławice piaskowców stają się coraz cieńsze i stopniowo zanikają. W najwyższej części profilu obserwuje się wyraźną zmianę w strukturze i składzie mineralnym piaskowców. Stają się one gruboziarniste, a w składzie mineralnym przeważa dobrze obtoczony kwarczec. Muskowit obfity w niższym poziomie stanowi tu niewielką domieszkę i nie wpływa na charakter teksturalny skały. Spoiwo piaskowców jest przeważnie żelaziste, z nieznaczną domieszką spoiwa węglanowego w niektórych ławicach. Stopniowe zanikanie piaskowców w najwyższej części opisywanego profilu na korzyść nielaminowanych czerwonych łupków ilastych z cienkimi wkładkami białego tłustego ilu, stanowi — wydaje się — przejście do dolnego retu wykształconego w facji ilastej (Czarnocki 1927).

Badania petrograficzne mikroskopowe

Ławice zlepieńców występujące w najniższej części dolnego ogniwa pstrego piaskowca wykazują duże zróżnicowanie. Stwierdza się w nich obecność w formie otoczków: kwarców, kwarcytów i silnie zsylikowa-

nych mułowców. Większe otoczaki posiadają średnicę około 15 mm i są reprezentowane głównie przez kwarcce. Oprócz otoczek dużych występują również otoczaki mniejsze, których przeciętne średnice wynoszą około 2 mm. Stanowią one otoczaki kwarcu, kwarcytu i mułowców. W silnie zażelazonym spoiwie trudnym do zidentyfikowania spotyka się izometryczne skupienia ilaste. W spoiwie zauważa się również w różnym stopniu przeobrażone blaszki muskowitu oraz gips i anhydryt. Wkładki łupków obecne w obrębie ławic zlepieńcowych odznaczają się wyraźnym laminowaniem. Laminacja podkreślona jest występowaniem w silnym stopniu zażelazionych brunatnoczerwonych warstewek około 0,1 mm miąższości, zbudowanych z substancji ilastej i nieregularnie przebiegających naprzemianległych warstewek piaskowcowych spojonych przeobrażonymi łyszczykami. Jedne i drugie wykazują dużą zmienność miąższości, wynikiem czego jest ich wzajemne przerastanie się. Ponadto warstewki piaskowcowe są zawsze ułożone skośnie, wskutek czego skała ma charakter mikrop przekątnego warstwowania (tabl. XXIV, fig. 2).

W materiale warstewek ilastych i piaskowcowych zauważa się występowanie wydłużonych blaszek muskowitu, których przeciętne długości wynoszą około 0,3 mm, a szerokości około 0,01 mm. Ich równoległe ułożenie w badanych skałach bardziej wyraźnie podkreśla teksturę łupkową. W wyniku obserwacji mikroskopowych przy użyciu jednego nikla można zauważyć, że niektóre blaszki miki wykazują wyraźny pleochroizm: γ — ciemnozielony i α — słomkowożółty. Odpowiadają one niezupełnie przeobrażonym biotytom, których w porównaniu z muskowitem jest nieznacznie mniej. Zarówno biotyt, jak i muskowit objęte są intensywnymi procesami przeobrażeniowymi. Obserwowane zjawisko przeobrażenia w różnych punktach powierzchni blaszek dowodzi, że nie przebiega ono z jednakowym nasileniem. Spostrzega się zarówno łuski świeże, jak i całkowicie przeobrażone. W związku z tym można obserwować formy stopniowo przechodzące przypuszczalnie w kaolinit. Skupienia przypuszczalnego kaolinitu odznaczają się kształtami robaczkowatymi oraz falistym ściemnianiem światła, charakterystycznym dla utworów sferolitycznych. Początkowe stadium procesu kaolinizacji w obrębie blaszek muskowitu dostrzega się przede wszystkim w szczelinach łupliwości. Dlatego też kaolinizacja mik najwyraźniej uwydatnia się na końcach poszczególnych blaszek. Jej wynikiem jest stopniowe powstawanie form robaczkowych lub spiralnych (tabl. XXV, fig. 1).

Występujące w cienkich warstewkach piaskowcowych ziarna kwarcu są bardzo drobne i zarazem źle wysortowane. Średnice ich mieszczą się w granicach 0,01—0,08 mm. Światło ściemniają w sposób prosty. W wyniku nieprzesortowania materiału kwarcowego obserwuje się rozrzucone pojedyncze ziarna kwarcu w warstewkach piaskowcowych i ilastych. Charakterystyczną cechą dla wkładek ilastych jest występowanie w nich drobnych i bardzo rzadkich impregnacji gipsowych oraz dużej ilości substancji żelazistej wykształconej w postaci hematytu. Hematyt jest wykształcony w formie bardzo drobnutkiego pyłu rozproszonego w substancji ilastej. Rzadziej spotkać go można w postaci większych skupień.

Ławice przejściowe do środkowego ogniwa pstrego piaskowca reprezentowane są przez drobnoziarniste piaskowce odznaczające się wielkością ziarn 0,2—0,6 mm. Kwarcce z tych piaskowców wykazują dużą różnorodność form. Najczęściej spotyka się ziarna wydłużone i klinowate (tabl. XXV, fig. 2). Drugim składnikiem mineralnym powszechnie występującym w tych piaskowcach są izometrycznie zaokrąglone skupienia mi-

nerałów ilastych, które jak stwierdzają badania termiczno-różnicowe odpowiadają kaolinitowi. Oprócz tej formy występowania kaolinitu stwierdza się również kaolinit powstający z przeobrażenia mik. Kaolinit tworzący izometryczne skupienia mógł powstać z przeobrażenia innych niż miki minerałów, być może ze skaleń. Ponadto należy zaznaczyć, że prócz występujących wyraźnych form skaolinizowanych pochodzących z przeobrażenia mik czy też innych minerałów stwierdzono również bardzo małą zawartość serycytu. Serycyt często stanowi stadium pośrednie w procesie kaolinizacji. Tworzy on samodzielne większe skupienia lub też bardzo często występuje w formie pojedynczych drobnutkich łusek zlokalizowanych na powierzchniach ziarn kwarcu.

Skaolinizowane w większym lub mniejszym stopniu blaszki muskowitu, podobnie jak w ławicach niżej leżących, ułożone są względem siebie równolegle i nadają skale teksturę równoległą. Wśród nich spotyka się również znaczną zawartość niezupełnie przeobrażonych biotytów. Dowodem tego są blaszki, które wewnątrz posiadają wyraźnie zachowany pleochroizm, typowy dla biotyту, w przeciwieństwie do wybielonych partii peryferycznych pojedynczych blaszek. Można więc słusznie przypuścić, iż genezę minerałów wtórnych w omawianych piaskowcach poprzedził proces baurytyzacji. Nie doprowadzona do końca baurytyzacja w obrębie blaszki, przygotowała grunt dla wchodzącego w jej obręb procesu odpowiadającego najprawdopodobniej kaolinizacji. Proces ten ze względu na powstawanie kaolinitu musiał przebiegać w środowisku kwaśnym z możliwością odprowadzania żelaza z biotyту.

W najniższej części środkowego ogniwa pstrego piaskowca występują gruboławicowe piaskowce o zabarwieniu różowym. Z obserwacji mikroskopowych wynika, że należą one do drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-żelazistym z dużym udziałem spoiwa węglanowego w niektórych ławicach. W piaskowcach o spoiwie węglanowym zarysowują się wyraźnie zbliżenia typowe dla kalcyту. Ze struktury skały wynika, że krystalizująca masa węglanu wapnia obejmowała tkwiące w niej ziarna kwarcu, które podobnie do poprzednio opisywanych odznaczają się formami ostrokrawędzistymi. Stosunek ziarn kwarcu do spoiwa węglanowego wynosi jak 1 : 3. Stąd też skała o takim charakterze odpowiada raczej zapiaszczonym wapieniom. Poziomy takich piaszczystych wapieni znane są ze środkowego pstrego piaskowca. Miki występujące w utworach tego poziomu nie wykazują przeobrażeń o charakterze kaolinitowym, natomiast powszechne jest zjawisko baurytyzacji biotyту. Zjawisko to spowodowane jest zmianą środowiska chemicznego w procesie diagenetycznym, na co wskazuje spoiwo węglanu wapnia. Obecność jego w osadzie powoduje, że charakter środowiska jest alkaliczny. Stąd też w spoiwie tego kompleksu skał stwierdzono na podstawie badań rentgenograficznych występowanie illitu, minerału, który najchętniej powstaje w środowisku alkalicznym.

Piaskowce w górnej partii środkowego ogniwa pstrego piaskowca odznaczają się strukturą gruboziarnistą, bardziej przesortowanym ziarnem i małą zawartością mik. Piaskowce te różnią się również od niżej leżących charakterem spoiwa. W niższej partii ławic dominujące jest spoiwo żelazisto-wapniste z nieznaczną domieszką spoiwa gipsowego, natomiast w najwyższej części środkowego pstrego piaskowca zanika spoiwo wapienne, a powszechne staje się spoiwo gipsowo-anhydrytowe. Spoiwo gipsowe w tych skałach łatwo można rozpoznać po słabej dwójłomności i bardzo słabym reliefie ujemnym względem balsamu kanadyjskie-

go. Anhydryt występujący w nieznacznej ilości wyróżniono na podstawie wyraźnego reliefu dodatniego i silnej dwójłomności oraz prostego znikania światła względem kierunków łupliwości. Ziarna kwarcu w frakcji od 0,25—1,5 mm posiadają dobre obtoczenie. Wśród nich przewagę stanowią kwarcze o prostym znikaniu światła, przy czym niektóre mają budowę mozaikową. Obserwowane nieliczne blaszki muskowitu i biotyту w tym poziomie nie wykazują przeobrażeń. Z analizy składu granulometrycznego wynika, że utwory dolnego pstręgo piaskowca odznaczają się złym wysortowaniem materiału detrytycznego. Stopień wysortowania S_0 wyliczony z krzywych składu ziarnowego waha się w granicach od 1,8—2,9 mm przy medianie od 0,5—0,7. Natomiast utwory środkowego pstręgo piaskowca wykazują lepsze wysortowanie materiału detrytycznego, a stopień wysortowania S_0 waha się w granicach od 1,23 do 1,8 mm przy medianie 0,7—0,9.

Charakterystyka kwarców na tle badań petrograficznych

W wyniku przeprowadzonych badań w dolnym i środkowym pstrym piaskowcu omawianego profilu stwierdzono występowanie trzech odmian kwarcu: kwarczec o prostym znikaniu światła, o falistym znikaniu światła i prążkowym znikaniu światła. Wszystkie wymienione odmiany wykazują duże zróżnicowanie pod względem granulometrycznym. Zasadnicza różnica jest jednak dostrzegalna w ich własnościach krystalooptycznych. Prawie w 90% występują kwarcze o prostym znikaniu światła. Wśród ziarn o falistym znikaniu światła spotyka się formy o budowie mozaikowej, występujące rzadziej w kwarcach o prostym znikaniu światła. Interesujące są kwarcze wykazujące wyraźne prążkowanie w jednym lub dwu kierunkach. Prążki te są widoczne przede wszystkim przy skrzyżowaniu nikoli. Przy podnoszeniu tubusu do góry i w dół prążki te ulegają przesunięciu. Zjawisko to wskazuje na możliwość występowania wielokrotnego zbliźniaczenia. Przy obrocie stolika mikroskopowego prążki te nikną w położeniu całkowitego rozjaśnienia, ukazują się natomiast jako subtelne ciemne linie, gdy preparat zaczyna się ściemniać i powtórnie nikną przy maksymalnym ściemnieniu. Zagadnieniem prążkowania kwarców zajmowali się F. Becke (1893), C. Hintze (1906) i Rosenbusch (1925). W polskiej literaturze poruszone było w pracach J. Tokarskiego i J. Ryłskiego (1927). Prawie wszyscy wymienieni autorzy tłumaczyli obecność prążków w kwarcach jako wynik oddziaływania dynamicznego. Nieco innego zdania są autorzy niniejszego opracowania przyjmując w bardzo wielu przypadkach prążki w kwarcu jako wynik zbliźniaczenia. To samo sugeruje prof. A. Gaweł (ustna wypowiedź). Sugestię tę można również poprzeć tym, że w obrębie przebadanych preparatów stwierdzono ziarna kwarcu o prążkach krzyżujących się pod kątem prostym, podobnie jak w mikroklinach. Zjawisko to próbował również tłumaczyć O. Mügge (1896) który usiłował sztucznie wywołać translację w kwarcu, przy ciśnieniu 30 000 atmosfer i w temperaturze 300° C, jednak nie otrzymałżądanego skutku.

Badania minerałów ciężkich

Badaniami mikroskopowymi objęto również minerały ciężkie, wydzielone przy użyciu bromoformu o ciężarze właściwym 2,9 z frakcji 0,075 mm. W wyniku przeprowadzonych obserwacji stwierdzono, że pra-

wie we wszystkich próbach występują: granat, cyrkon, turmalin, staurolit, epidot, rutyl i minerały nieprzeźroczyste: hematyt i ilmenit. Nadto powszechnie występują biotyt i muskowit, a w niektórych próbach anhydryt. Ich procentowy udział w poszczególnych próbach, wyliczony na podstawie obserwacji 300 ziarn w badanym preparacie, obrazuje tabela 1 i diagram przedstawiony na fig. 3. Ponadto ich wzajemne współwystępowanie przedstawia fig. 4.

Tabela (Table) 1
Procentowa zawartość minerałów ciężkich — Percentage of heavy minerals

	numery prób (number of sample)						
	1	2	3	8	10	13	14
Nieprzeźroczyste (Opaque)	47	47	61	38	16,5	1,5	66,5
Muskowit (Muscovite)	2	19,5	25,5	+	16	+	2,5
Biotyt (Biotite)	18	5,5	0,5	1	12,5	—	5
Cyrkon (Zirkone)	8	5	0,5	4	5	—	3
Granat (Garnet)	1,5	12	4,5	7,5	11	—	2
Turmalin (Tourmaline)	7,5	1,5	0,5	4	10	0,5	8,5
Staurolit (Staurolite)	14,5	1	1	4	—	—	6,5
Rutyl (Rutile)	0,5	3	1	—	5	+	1
Chloryt (Chlorite)	0,5	3	5	—	9	+	+
Sylimanit (Sylimanite)	0,5	2	0,5	—	—	—	+
Gips (Gypsum)	—	—	—	41,5	+	—	3
Epidot (Epidote)	—	0,5	—	3	15	98	2

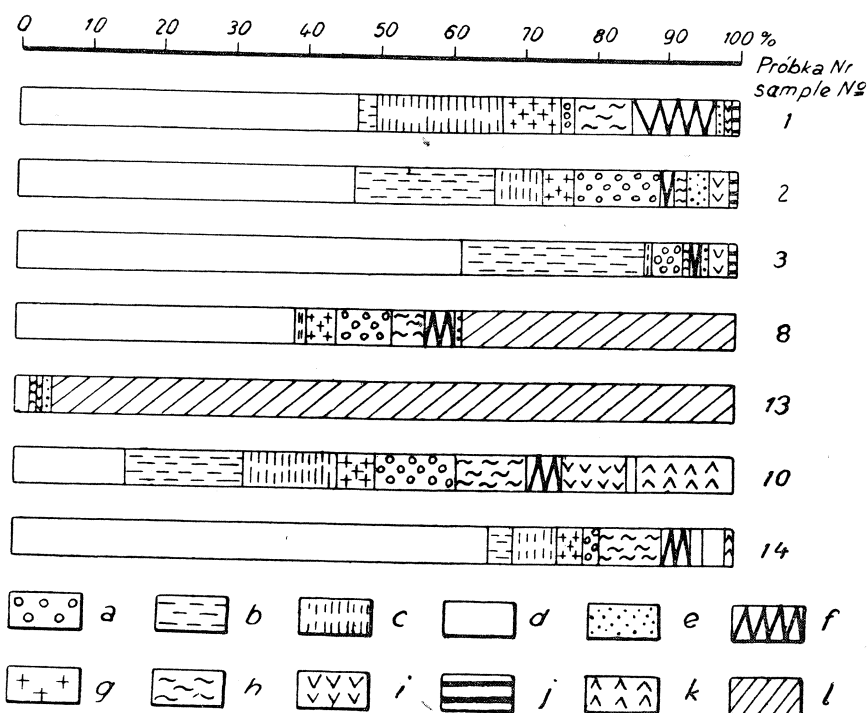


Fig. 3. Diagramy procentowej zawartości minerałów ciężkich w utworach dolnego i środkowego pstrego piaskowca w profilu między Radkowicami a Wrzosami. Próby nr 1, 2, 3 — dolny pstry piaskowiec, próby nr 8, 10, 13, 14 — środkowy pstry piaskowiec a — granat; b — muskowit; c — biotyt; d — minerały nieprzeźroczyste; e — rutyl; f — staurolit; g — cyrkon; h — turmalin i — chloryt; j — sylimanit; k — epidot; l — gips

Fig. 3. Diagrams of percentage of heavy minerals in sediments of the Lower and Middle Bunter in the profile between Radkowice and Wrzosy. Samples No 1, 2 and 3 — Lower Bunter; samples No 8, 10, 13, 14 — Middle Bunter; a — garnet; b — muscovite; c — biotite; d — opaque minerals; e — rutile; f — staurolite; g — zirkone; h — tourmaline; i — chlorite; j — silimanite; k — epidote; l — gypsum

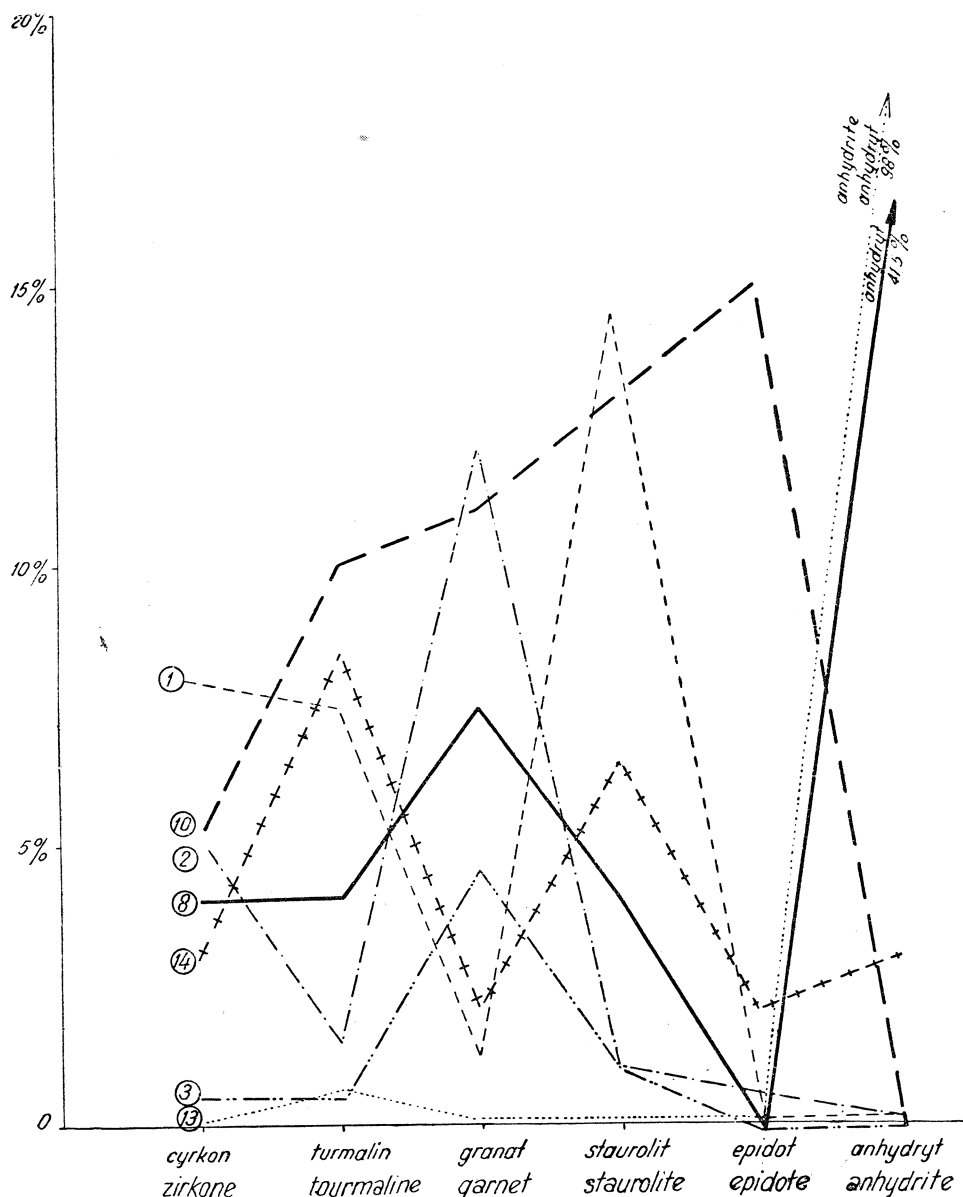


Fig. 4. Wykres częstotliwości występowania minerałów ciężkich w utworach dolnego i środkowego pstrego piaskowca w profilu między Radkowicami a Wrzosami koło Chęciny. Próby nr 1, 2, 3, — dolny pstry piaskowiec; próby nr 8, 10, 13, 14 — środkowy pstry piaskowiec

Fig. 4. Frequency of various heavy minerals in sediments of the Lower and Middle Bunter in the profile between Radkowiec and Wrzosy near Chęciny. Samples No 1, 2, and 3 — Lower Bunter, samples No 8, 10, 13, 14 — Middle Bunter

Opis mikroskopowy minerałów ciężkich

Granat występuje w postaci ziarn bezbarwnych, a tylko nieliczne zabarwione są na różowo. Ziarna te prawie w całości są nie obtoczone, wykazują ostre zarysy kształtów. Na powierzchni niektórych fragmentów zaznacza się charakterystyczny dla nich przełam muszlowy. Przy nikolach skrzyżowanych niektóre ziarna wykazują słabo zaznaczającą się anizotropowość. Na przestrzeni całego profilu granat przedstawia ten sam typ mineralogiczny. Ze względu na brak zabarwienia można zaliczyć go do granatu wapiennego (grosular). Granat ten jest charakterystyczny dla wapiennokrzemianowych skał kontaktowych.

Cyrkon występuje w postaci dobrze obtoczonych ziarn o kształtach izometrycznie zaokrąglonych oraz w postaci wyraźnych idiomorficznych słupków. Ziarna te są bezbarwne lub jasnoszare. Ponadto należy zaznaczyć, że niektóre osobniki wykazują budowę pasową.

Turmalin pojawia się w postaci fragmentów słupków lub ziarn dobrze obtoczonych. Barwa występującego tu turmalinu jest zróżnicowana, najczęściej oliwkowozielona do ciemnobrunatnej. Turmalin ten wykazuje wyraźny pleochroizm w różnych odcieniach barwy zielonej do brunatnej.

Rutyl reprezentowany jest przez wydłużone ziarna słupków lub przez ich fragmenty, zwykle dobrze obtoczone. Niekiedy pojawiają się również osobniki wykształcone idiomorficznie. Rzadko można obserwować zbliżnienia kolankowe. Barwa obserwowanych osobników jest najczęściej żółta lub brunatnoczerwona.

Staurolit podobnie jak granaty stanowi zespół osobników zróżnicowany pod względem granulometrycznym i prawie w ogóle nie wykazuje obtoczenia. Reprezentowany jest przez formy ostrokrawędziste i bardzo często wielokrotnie zbliżnione. Odznacza się podobnie jak turmalin wyraźnym pleochroizmem γ — żółtawożółty i β — bladożółty, α — prawie bezbarwny.

Łyszczyki — dominującą rolę odgrywa w nich muskowit. W większości łyszczyki posiadają kształty izometrycznie zaokrąglone, co się bardzo rzadko spotyka u minerałów o pokroju blaszkowym. Rzadziej występujące biotyty również odznaczają się kształtami izometrycznie zaokrąglonymi. Są one bardzo silnie zwietrzałe, czego dowodem jest występowanie na ich powierzchniach skupień tlenków żelaza, głównie hematytu. Niektóre spośród nich przeobrażone są w chloryt stwierdzony w nielicznych przypadkach.

Epidot występuje w bardzo małych ilościach w obrębie badanych utworów i tworzy ziarna bezbarwne, najczęściej izometrycznie zaokrąglone.

Sylimanit jest minerałem najrzadziej występującym z dotychczas opisywanych. Pomimo znacznego obrobienia wykazuje wyraźną formę słupkową o budowie włóknistej. Zabarwiony jest na kolor szarozielony.

Ważny jest fakt, że we wszystkich przebadanych próbach występuje zespół minerałów ciężkich, w których skład wchodzi: granat, turmalin, cyrkon, rutyl, biotyt i muskowit. Minerały te można by nazwać przewodnikami. Pod względem genetycznym zespół ten charakterystyczny jest dla alkaliczno-wapiennych kwaśnych skał magmowych. Oprócz wymienionych minerałów w bardzo dużych ilościach, jakkolwiek nie we wszystkich próbach występuje staurolit, któremu zawsze w nieznacznych ilościach towarzyszy sylimanit. Podobnie w małych ilościach występuje związany ze staurolitem epidot.

Na podstawie podanego współwystępowania minerałów ciężkich można wydzielić dwa zespoły:

- I. granat, turmalin, cyrkon, rutyl, hematyt, muskowit oraz odgrywający znacznie mniejszą rolę zespół;
- II. staurolit, sylimanit, epidot i być może z minerałów nieprzeźroczystych stwierdzony w znacznych ilościach ilmenit i hematyt.

Ze względu na stopień obrobienia przebadane minerały ciężkie można podzielić na grupy:

- a) dobrze obtoczone,
- b) nie obtoczone lub bardzo słabo obtoczone.

Do grupy dobrze obtoczonych należą wszystkie turmaliny, biotyty muskowity oraz część cyrkonów i rutyli. Do grupy nie obtoczonych należą granaty, staurolity, część cyrkonów i rutyli. Występowanie tych samych minerałów różniących się stopniem obtoczenia nasuwa przypuszczenie, że należą one do dwóch różniących się typów skał wyjściowych. Mogło tu mieć również miejsce zjawisko redepozycji podczas sedymentacji. Nie-

znaczne zróżnicowanie krystalooptyczne cyrkonów i rutyli obtoczonych względem nie obtoczonych popiera zdanie o możliwości redepozycji.

Badania za pomocą analizy termiczno-różnicowej

Badania wykonano na aparaturze o układzie różnicowym, wyposażonym w termopary Pt-Pt/Rh. Posługiwano się prędkością ogrzewania 12 °C na minutę. Ciężar próbki wynosił 1 gram. Badaniami objęto frakcję najdrobniejszą uzyskaną z przesiewu sitowego (poniżej 0,075 mm). Przebadano również dwie próbki z wkładek ilastych z najwyższej części profilu. Z próbek tych przebadano frakcje uzyskane w wyniku rozszlamowania w aparacie Schultze-Harkot (tabela 2).

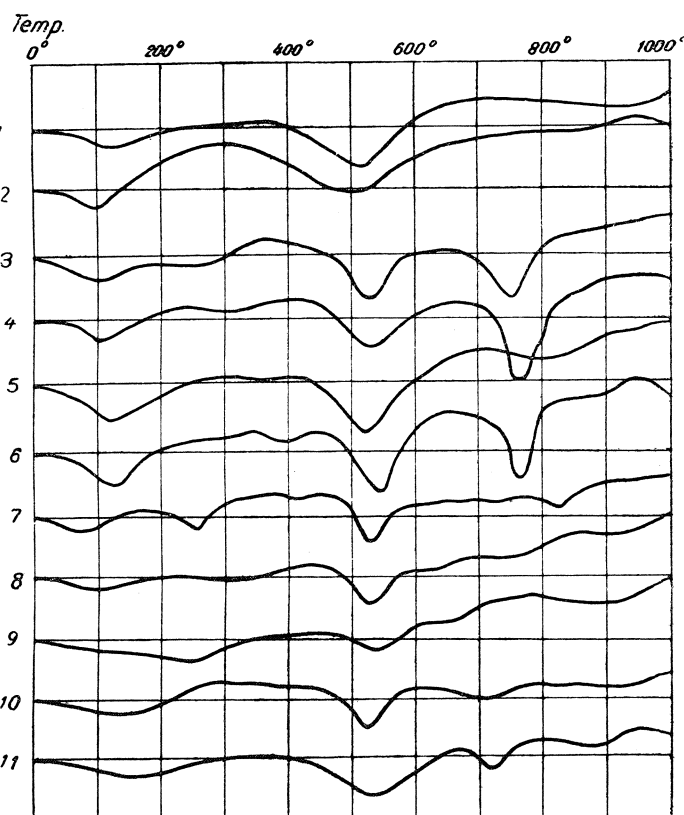
Tabela 2

Frakcje uzyskane z analizy sedimentacyjnej

Srednica otworu dyszy w mm	Frakcja próby nr 4 w%	Frakcja próby nr 9 w %	Srednica ziarn w mm
1	74,7	84,5	< 0,015
3	10,8	6,4	0,015 — 0,067
4	2,9	3,5	0,067 — 0,103
5	1,7	3,3	0,153 — 0,161
5	9,9	2,5	> 0,161

Fig. 5. Krzywe termiczno-różnicowe frakcji ilastych z utworów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w profilu między Radkowicami a Wrzosami. 1, 2, 3, 4, 5, 6 — krzywe uzyskane z frakcji rozszlamowanych na aparacie Schultze-Harkot dwóch wkładek ilastych z utworów najwyższej części środkowego pstrego piaskowca; 7, 8 — krzywe frakcji 0,075 mm z utworów dolnego pstrego piaskowca; 9, 10, 11 — krzywe frakcji 0,075 mm z utworów środkowego pstrego piaskowca

Fig. 5. Thermal differential curves of the clay grades of sediments of the Lower and Middle Bunter in the profile between Radkowitz and Wrzosi. Curves 1, 2, 3, 4, 5, and 6 were obtained from clay washed in a Schultze-Harkot apparatus from two clay intercalations in the uppermost part of the Middle Bunter. Curves No 7 and No 8 were obtained from the 0,075 mm grade from Lower Bunter sediments. Curves No 9, No 10 and No 11 were obtained from the 0,075 mm grade from Middle Bunter sediment



Termogramy przedstawione na fig. 5 wskazują, że głównym składnikiem w spoiwie ilastym piaskowców i łupków jest kaolinit. Badania rent-

genograficzne wykonane przez J. Kubisza ujawniły obok kaolinitu obecność illitu. Krzywe termiczno-różnicowe wykazują zawartość węgla-
nu wapnia stwierdzonego również w badaniach mikroskopowych.

Uwagi o genezie pstrego piaskowca

Na podstawie obserwacji dokonanych w terenie oraz badań petrograficznych można przyjąć, że utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca w obrzeżeniu antykliny chęcińskiej sedymentowały w płytkim zbiorniku wodnym w zmieniających się warunkach fizykochemicznych. Z charakteru obtoczenia kwarców w przebadanych skałach wynika, że transport materiału terrygenicznego do zbiornika sedymentacyjnego odbywał się na drodze stosunkowo krótkiej. Transport niewątpliwie wodny, dostarczający materiału terrygenicznego do sedymentacji był cyklicznie burzliwy, a sam proces transportu trwał krótko. Na podstawie obecności dwóch różniących się genetycznie zespołów minerałów ciężkich można by przypuszczać, że skałami pierwotnymi, które dostarczały materiału terrygenicznego do sedymentu, były głównie kwaśne skały magmowe posiadające w swoim składzie turmalin, granat, cyrkon, rutyl, muskowit i biotyt, i w mniejszym stopniu skały metamorficzne z obecnością staurolitu, sylimanitu i epidotu. Wydzielone zespoły minerałów ciężkich wiążą się ściśle z fizjografią kwarców, a głównie z ich ściemnianiem światła. Kwarce o prostym znikaniu światła mogłyby odpowiadać pod względem genetycznym grupie minerałów ciężkich, które odpowiadają kwaśnym skałom magmowym. Kwarce o falistym znikaniu światła pochodzą ze skał metamorficznych zawierających typowy zespół minerałów ciężkich. Z analizy minerałów ciężkich trudno wyciągać dalej idące wnioski, tym bardziej, że w literaturze o minerałach ciężkich rejonu świętokrzyskiego istnieją duże rozbieżności poglądów (P. Radziszewski 1928, C. Kuźniar 1928, J. Wojciechowski 1930, W. Pawlica 1920). Podkreślają to M. Turnau-Morawska 1947 i K. Łydka 1950 na przykładzie występowania dystenu i staurolitu w różnych seriach osadowych, do których dostały się niewątpliwie z jednego kompleksu metamorficznego, który już dziś nigdzie nie jest odsłonięty.

Ważnym zagadnieniem dotyczącym badanych skał jest problem spoiwa. W dolnym pstrym piaskowcu przeważa spoiwo ilasto-żelaziste. Mineralem ilastym tego spoiwa jest kaolinit, a w małej ilości illit. Spoiwo żelaziste przepaja substancję ilastą drobnym pyłem hematytowym. Kaolinit i illit zawarty w spoiwie w części pochodzi z przeobrażenia łyszczyków zachodzącego w procesie wietrzenia i diagenety. Występowanie węgla-
nu wapnia, gipsu i anhydrytu w różnych poziomach pstrego piaskowca obserwowanego profilu należy wiązać z warunkami ewaporacji, które w tego typu osadzie mogły zachodzić, świadcząc wraz z czerwonymi barwami skały o klimacie dość suchym (przynajmniej okresowo) i ciepłym. Ponadto obecność węgla-
nu wapnia i gipsu wskazuje na to, że charakter chemiczny środowiska ulegał zmianie, co wyraża się w przeobrażeniu łyszczyków tak w kaolinit, jak i illit. Niniejsze opracowanie autorzy uważają za wstęp do dalszych badań petrograficznych pstrego piaskowca w obrzeżeniu antykliny chęcińskiej.

Zakład Kartowania Geologicznego
i Katedra Surowców Mineralnych
AGH w Krakowie.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Becke F. (1893), Petrog. Studien am Tonalit d. Fiesenferner Tschermaks. Mitt. B. 13 p. 447, Wiedeń.
- Czarnocki J. (1926), Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. PIG*: 15, Warszawa.
- Czarnocki J. (1927), Sprawozdania z badań dokonanych w 1926 r. w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych rejonu chęcińskiego. *Posiedz. nauk PIG*: 17, Warszawa.
- Dembowska J. (1953), Wyniki wiercenia Radoszyce 3 (trias). *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- Hintze C. (1906), Handbuch d. Mineralogie. Lipsk.
- Kleczkowski A. (1953), Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicy Suchedniowa. *Biul. Inst. Geol.* Warszawa.
- Kuźniar Cz. (1928), Złoże rud żelaznych o olitowych w Parczowie. *Spraw. PIG*. T. 4, Warszawa.
- Mügge O. (1896), Der Quarzporphyr der Bruchhäuser Stein in Westfalen. *Neues Jb. für Geol. Miner. u. Paläont.* Stuttgart.
- Łydka K. (1950), Utwory sarmackie okolic Dwikoz. Szkic petrograficzny. *Ann. UMCS, sec. B*, Lublin.
- Pawlica W. (1920), Ilaste rudy żelazne Starachowic. *Spraw. PIG*. T. 1, s. 1—71, Warszawa.
- Radziszewski P. (1928), Przyczynek do petrografii dolnego kambru we wschodniej części Gór Świętokrzyskich *Spraw. PIG*. T. 4, Warszawa.
- Rosenbusch H., Mügge O. (1925), Mikroskopische Physiographie. Stuttgart.
- Rylski J. (1927), Granit Żółtej Turni i Mięguszwieckiego Szczytu w Tatrach. *Kosmos*. T. 51, z. I—IV, Lwów.
- Samsonowicz J. (1929), Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. *Spraw. PIG*. T. 5, z. 1—2, Warszawa.
- Wojciechowski J. (1930), O cyrkonach mikroskopowych skał dolno-kambryjskich we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. PIG*. T. 4, Warszawa.
- Turnau-Morawska M. (1947), Perm, trias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego. *Ann. UMCS, sec. B*. 2, Lublin.

SUMMARY

Abstract: The authors stated the presence of the Lower and Middle Bunter in the profile cropping out between Radkowice and Wrzosa (Chęciny area, Holy Cross Mts). The Bunter sediments were deposited in a shallow and occasionally turbulent basin, in varying physico-chemical conditions. The source area of the clastic material was probably composed chiefly of igneous rocks. Metamorphic and sedimentary rocks contributed smaller amounts of clastic material.

The authors studied in the year 1959 the profile of Lower Triassic sediments cropping out between Radkowice and Wrzosa (Chęciny area, Holy Cross Mts), (Fig. 1). The uppermost part of the Lower Bunter and the Middle Bunter are exposed in this profile. The Lower Bunter is represented by red pebbly sandstones with abundant cross-bedding and numerous mud balls. The Middle Bunter is composed of thick bedded, fine-grained pink sandstones with cross- and parallel stratification.

The sediments of the Lower and Middle Bunter were deposited in a shallow basin in changing physico-chemical conditions. The granulometry of quartz and mica indicate, that the clastic material was transported on a short distance (Pl. XXIV, Fig. 1, and Fig. 2, Pl. XXV, Fig. 1 and Fig. 2). The presence of a mixed assemblage of heavy minerals consisting of two groups of different origin (Table I p. 190, fig. 3), and the morphology of the quartz grains suggest, that the source area of the clastic material was composed chiefly of acid igneous rocks from which tourmaline, garnet, zirkone, rutile, muscovite and biotite were derived, while metamorphic rocks provided a smaller amount of clastic material, and yielded staurolite, sillimanite and epidote to the sediment (Fig. 2 and Fig. 4).

Clayey-ferruginous cement prevails in the sandstones of the Lower Bunter, and the clay minerals are represented chiefly by kaolinite, while illite is present in small quantities (Table 2, and Fig. 5). The clay minerals present in the cement were formed by weathering of micas and by diagenesis. The presence of calcium carbonate, gypsum and anhydrite in the described profile and the red colouration of the sandstones are indicating a rather dry (at least intermittently) and warm climate during the deposition of the Lower and Middle Bunter sandstones. Moreover, the occurrence of calcium carbonate and gypsum indicate changes of the chemical character of the environment. These changes caused the formation of both kaolinite and illite during weathering of micas.

translated
by R. Unrug

Department of Geology
School of Mining and Metallurgy
Kraków

OBJAŚNIENIA TABLIC

EXPLANATION OF PLATES

Tablica XXIV

Plate XXIV

- Fig. 1. Frakcjonalne warstwowanie w obrębie cienkiej warstewki mułowca. x 90, 1 nikol. Dolny pstry piaskowiec
Fig. 2. Fragment cienkiej warstewki z mikroprzekątnym warstwowaniem. x 80, 1 nikol. Dolny pstry piaskowiec
Fig. 1. Graded bedding within a thin layer of siltstone. x 90, one nicol. Lower Bunter
Fig. 2. Micro-current bedding in a siltstone layer. x 80, one nicol. Lower Bunter

Tablica XXV

Plate XXV

- Fig. 1. Fragment tekstury równoległej z przeobrażonymi blaszkami miki. x 80, nikole skrzyżowane. Dolna część środkowego pstrego piaskowca
Fig. 2. Piaskowiec drobnoziarnisty z klinowatymi formami ziarn kwarcu i skupieniami hematytu. x 80, 1 nikol. Środkowy pstry piaskowiec
Fig. 1. Parallel stratification marked by altered mica flakes. x 80, crossed nicols. Lower member of the Middle Bunter
Fig. 2. Fine grained sandstone with wedge-shaped quartz grains and hematite aggregates. x 80, one nicol. Middle Bunter

