

BENTONITOWE UTWORY KARBOŃSKIE NA SKRASOWIAŁYCH WAPIENIACH DEWONU W REJONIE TEREBINA KOŁO HRUBIESZÓW

UKD 553.611.6:551.735.1:552.541:551.442.4:551.734(438—12 Hrubieszów)

W trakcie przeprowadzania badań geologicznych na Lubelszczyźnie napotymano w stropie utworów dewonu ślady pokryw wietrzelinowych. Stwierdzone są one m. in. przez J. Głazka w stropie utworów dewonu przykrytych przez osady jurajskie w wierceniach Bąkowa IG-1 i Płusy IG-1. Obecność procesów krasowych na utworach dewonu w środkowej Lubelszczyźnie opisali: A. M. Żelichowski, L. Miłaczewski, M. Juskowiak (13), a w północnej części obszaru radomskiego stwierdził je A. M. Żelichowski (in 3). Wiek tych zjawisk określony został na dolny karbon. Obecność procesów wietrzelinowych na południowym Podlasiu stanowi przedmiot szczególnych zainteresowań S. Cebulaka (2).

Interesujący profil, w którym stwierdzono formy krasowe napotkany został w profilu wiercenia Terebin IG-5 koło Hrubieszowa. W profilu tym w spągu utworów górnego wizeny natrafiono 3 m strefę druzgotu złożoną z wapieni dewońskich przemieszczanych z materiałem ilastym. Wyniki badań tych utworów

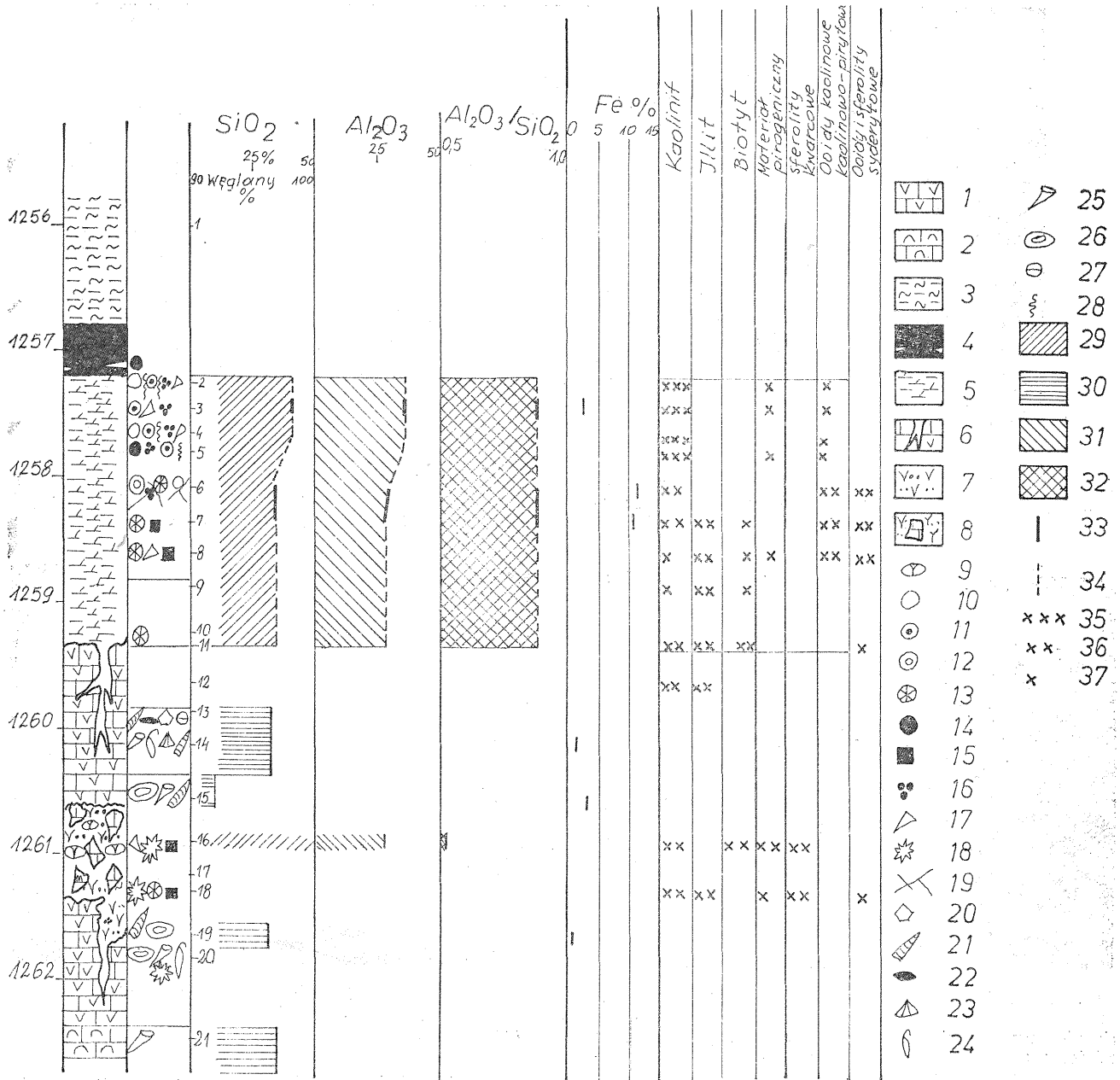
stanowią przedmiot niniejszego artykułu. Analizę petrograficzną wapieni i materiału wypełniającego szczeliny wykonał pierwszy z autorów, natomiast analizy chemiczne oraz rentgenostrukturalne wykonano w Centralnym Laboratorium, a derywatograficzne w Zakładzie Geologii Ziół Rud Metali IG.

Za pomoc w interpretacji dyfraktogramów rentgenowskich i derywatogramów składamy podziękowanie doc. dr hab. Annie Langier-Kuźniarowej, dr Zygmuntowi Górzyńskiemu i mgr Barbarze Szymczak. Za dyskusje i nieszczerdzenie czasu składamy szczególne podziękowanie doc. Annie Langier-Kuźniarowej i doc. Annie Maliszewskiej.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA OSADÓW

a. Wapienie franu i materiał wypełniający formy krasowe

W spągu osadów objętych procesami krasowymi stwierdzono wapienie biolitytowe wykształcone w mi-



Ryc. 1. Profil litologiczno-petrograficzny serii zwietrzelinowej i krasu w wapieniach dewonu z otworu wiertniczego Terebin IG-5.

Fig. 1. Lithological-petrographic profile of weathering series and karst in Devonian limestones from the Terebin IG-5 borehole.

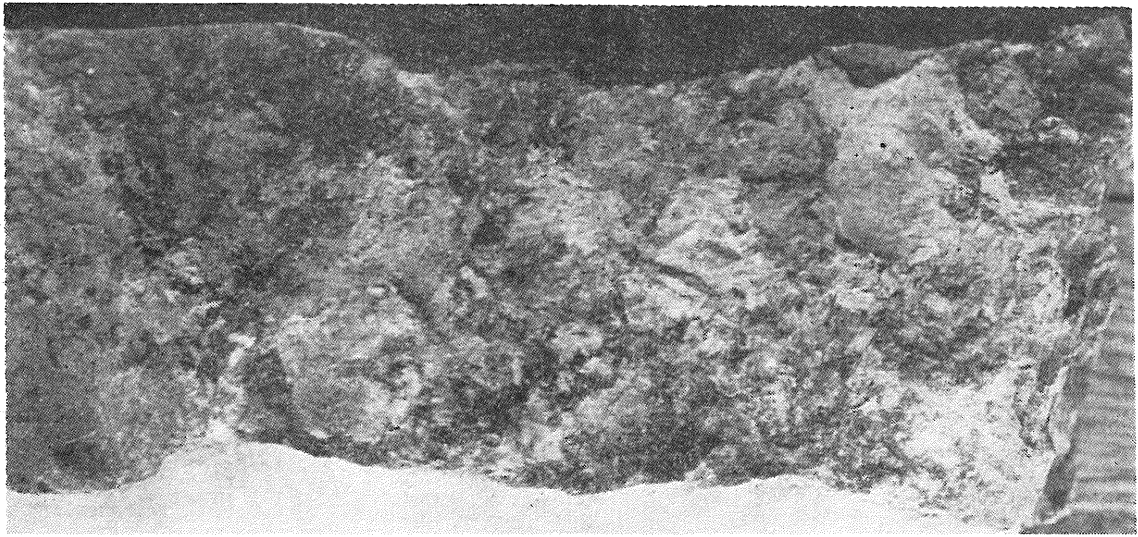
1 — wapień bioklastyczny, 2 — wapień biolitytowy, 3 — ilowiec pylasty, 4 — węgiel, 5 — bentonit, 6 — żyły i szczeliny krasowe z powierzchniami ługowania w wapieniach, 7 — tufit, 8 — wapienna brekcja zawałowa w tuficie, 9 — klasty wulkanitów, 10 — ooidy kaolinowe, 11 — ooidy kaolinowo-pirytowe, 12 — kaolinowo-syderytowe, 13 — sferolity syderytowe, 14 — konkretacje pirytowe, 15 — idiomorficzne kryształki pirytu, 16 — kuliste grudki pirytowe, 17 — klasty, 18 — sferolityczne skupienia chalcedonowo-kwarcowe, 19 — zgruzowania osadów, 20 — bioklasty jeżowców, 21 — stylioliny, 22 — małżoraczki, 23 — małże, 24 — ramienionogi, 25 — koralowce, 26 — stromatoporoide, 27 — otwornice, 28 — ślady korzeni roślin, 29 — pole SiO_2 (0–50%), 30 — pole węglanów (90–100%), 31 — pole Al_2O_3 (0–50%), 32 — pole $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)$ (0,5–1,0), 33 — odcinki z oznaczeniami chemicznymi, 34 — odcinki z prawdopodobną zawartością składników, bez oznaczeń chemicznych, 35 — składnika bardzo dużo, 36 — składnika dużo, 37 — składnika mało.

1 — bioclastic limestone, 2 — biolithic limestone, 3 — silty claystone, 4 — coal, 5 — bentonite, 6 — karst veins and fissures with limestone leaching surfaces, 7 — tuffite, 8 — calcareous collapse breccia in tuffite, 9 — volcanite clasts, 10 — kaolinite ooids, 11 — kaolinite-pyrite ooids, 12 — kaolinite-siderite ooids, 13 — siderite spherulites, 14 — pyritic nodules, 15 — idiomorphic pyrite crystals, 16 — spherical pyrite lumps, 17 — clasts, 18 — chalcedony-quartz and quartz spherulitic accumulations, 19 — nodularity of deposits, 20 — echinoid bioclasts, 21 — styliolites, 22 — ostracodes, 23 — bivalves, 24 — brachiopods, 25 — corals, 26 — stromatoporoids, 17 — foraminifers, 28 — traces of plant roots, 29 — SiO_2 field (0–50%), 30 — carbonate field (90–100%), 31 — Al_2O_3 field (0–50%), 32 — $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)$ field (0.5–1.0), 33 — sections with chemical analyses, 34 — inferred content of components — sections for which chemical analyses were not made, 35 — very large amount of component, 36 — large amount of component, 37 — small amount of component.

krofacji koralowcowej (próbka 21 — ryc. 1). Powyżej znajdują się wapień bioklastyczny, biomikrytowe, wykształcone w mikrofacji stromatoporoidowo-koralowcowo-ramienionogowej, zawierające fragmenty stromatoporoidów impregnowane kwarcem (próbka 20) oraz w mikrofacji styliolinowo-stromatoporoidowej (próbka 19). Wapień pocięte są mikro- i makroszczelinami wypełnionymi ilowcem kaolinowym i

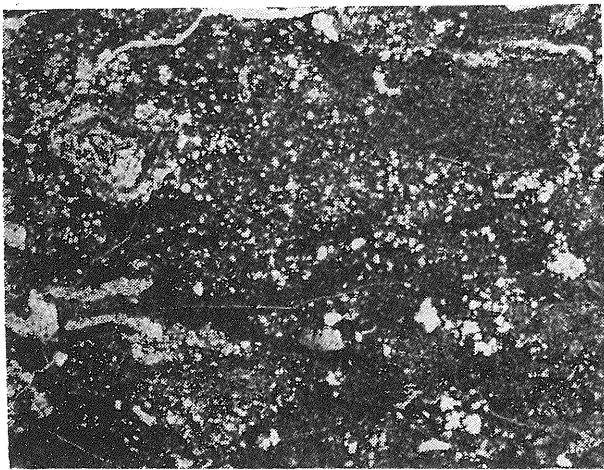
bardzo zróżnicowanym materiałem (próbka 18). Szczelina krasowa reprezentuje typową szczelinę ługowania, na której powierzchni występują formy trawienia chemicznego (ryc. 2).

Tufitowy ilowiec zlepnicowo-piaszczysty (próbka 18) odznacza się strukturą równoległą. W podstawowej masie ilastej zidentyfikowanej rentgenograficznie jako kaolinowo-illitowa z domieszką chlorytu



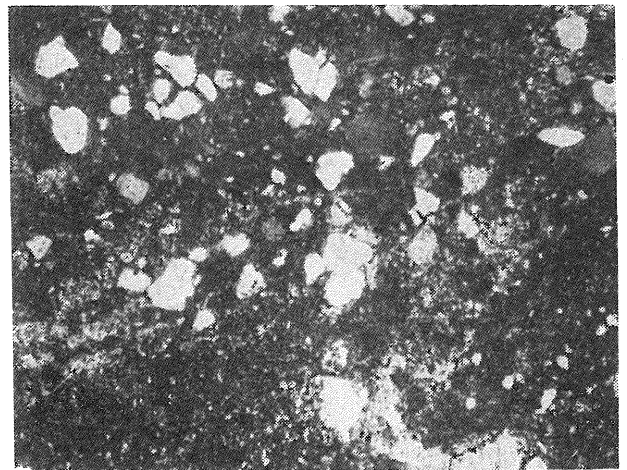
Ryc. 2. Powierzchnia szczeliny krasowej ze znamionami trawienia chemicznego. Otwór wiertniczy Terebin IG-5, głębokość 1261,7 m, próbka rdzenia.

Fig. 2. Surface of karst fissure with traces of chemical etching. The Terebin IG-5 borehole, depth 1261.7 m, fragment of core.



Ryc. 3. Zlepieniec tufitowy z obtoczonymi ziarnami kwarcu, nieregularnymi wydłużonymi i łukowatymi skupieniami sferolitycznego i agregatowego kwarcu i zdeformowaną konkrecją kaolinowo-piaszczystą (prawa górna część). Terebin IG-5, głęb. 1261,0 m, bez analizatora $\times 8$.

Fig. 3. Tuffite conglomerate with rounded quartz grains, irregularly elongate and arcuate concentrations of spherulitic and aggregate quartz and deformed kaolinite-sandy nodule (upper right part). The Terebin IG-5 borehole, depth 1261.0 m, no analyzer, $\times 8$.



Ryc. 4. Obtoczone i częściowo obtoczone ziarna kwarcu i blaszka bardzo rozłożonego biotytu (dolna prawa część). Terebin IG-5, pr. 16, głęb. 1261,0 m, nikole skrzyżowane, $\times 55$.

Fig. 4. Rounded to partly rounded quartz grains and strongly decayed biotite plate (lower right part). The Terebin IG-5 borehole, sample no. 16, depth 1261.0 m, crossed nicols, $\times 55$.

tkwią: liczne obtoczone ziarna kwarcu średnicy 0,03—0,55 mm, duże blaszki biotytu, nieliczne klasty piaszczowców ilastych — wak, tufów, nieregularne sferolityczne skupienia chalcedonowo-kwarcowe, pojedyncze sferolity i ooidy kaolinitowo-szamozytowe oraz liczne skupienia i kryształy idio- i hipidiomorficznego pirytu. Próbkę 16 i 17 pochodzą z brekcji zawałowej, przy czym próbka 17 jest wapieniem zlepieńcowym, wykształconym w mikrofacji intrabiomikrytów. Złożona jest ona z okruchów mikrytowych wapieni ze styliolinami, ramienionogów i styliolin.

Próbka 16 pochodzi z masy spajającej brekcję i reprezentuje tufitowy zlepieniec ilasto-piaszczysty (ryc. 3) zawierający wysoki udział materiału osadowego i wulkanicznego. Wśród materiału tego stwierdzono: klasty ilowców, ilowców pylastych i piaszczystych, wak kwarcowych i tufów, blaszki biotytu, liczne obtoczone rzadziej wiórkowe ziarna kwarcu we frakcji piaszczystej i pylastej (ryc. 4), liczne nieregularne

larne sferolityczne i agregatowe skupienia chalcedonowo-kwarcowe i kwarcowe oraz pojedyncze ooidy kaolinitowo-szamozytowe. W klastach stwierdzono smużyste wydzielania pigmentu leukoksenowego, ponadto znaleziono illitowo-kaolinitową, zdeformowaną konkrecję zawierającą liczne obtoczone ziarna kwarcu. Budowa konkrecji jest koncentryczna, podkreślona smużystymi wydzieleniami pigmentu leukoksenowego. Spoiwo zlepieńca jest illitowo-kaolinitowe.

Próbki 13, 14 i 15 pobrano z wapieni bioklastycznych (ryc. 1). Są one biomikrytami wykształconymi w mikrofacjach: styliolinowej, koralowcowo-ramienionogowej i stromatoporoidowo-styliolinowej. W próbce 13 bioklasty są częściowo przekształcone. Wapień przecina mikroszczelina wypełniona agregatowo-włóknistym kaolinem.

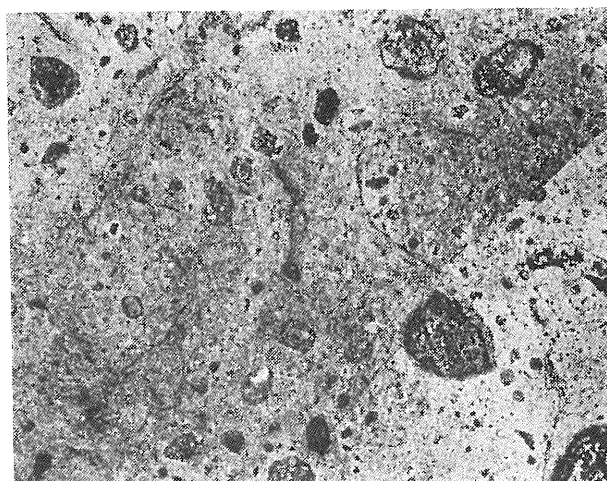
b. Bentonitowa pokrywa wapieni

Próbka 12 została poddana badaniom rentgenostrukturalnym i termicznym. W wyszlamowanej próbce stwierdzono głównie kaolinit, a podrzędnie illit oraz syderyt. Próbka 11 pobrana została z bentonitu



Ryc. 5. Sferolity syderytowe w bentonicie. Terebin IG-5, pr. 8, głęb. 1258,6 m bez analizatora, $\times 55$.

Fig. 5. Siderite spherulites in bentonite. The Terebin IG-5 borehole, sample no. 8 depth 1258.6 m, no analyser, $\times 55$.



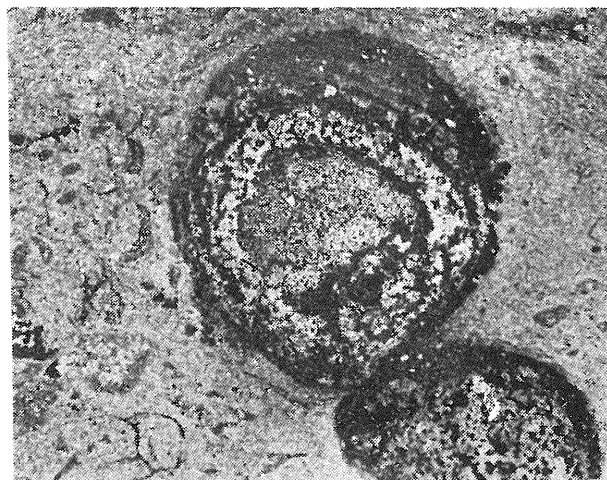
Ryc. 7. Bentonit z ooidami kaolinitowo-pyrytowymi i nieregularnymi skaolinizowanymi oraz zleukoksenizowanymi klastami wulkanitów. W masie skalnej widoczne włoskowate czarne relikty zwęglonych korzeni roślin. Terebin IG-5, pr. 2, głęb. 1256,95 m, bez analizatora, $\times 7$.

Fig. 7. Bentonite with kaolinite-pyrite ooids and irregular, kaolinitized and leucoxenitized volcanic clasts. Hairlike, black relics of carbonized plant roots are visible in the groundmass. The Terebin IG-5 borehole, sample no. 2, depth 1256.95 m, no analyser, $\times 7$.

(ryc. 1) odznaczającego się strukturą równoległą. Masa podstawowa skały jest bladobrazowa, drobnouściskowa, bardzo niskodwójłonna, złożona głównie z kaolinitu. W masie tkwią blaszki silnie rozłożonego biotyту, nieregularne sferolity syderytowe i drobne, robaczkowate agregaty włóknistego kaolinitu.

Biotyt odznacza się budową niejednorodną tak pod względem barwy, jak i budowy wewnętrznej. Zaznaczają się w nim barwy kasztanowe brunatne i bladobrazowe, różnicowane w nieregularnych pofaldowaniach koncentrycznych. Budowa wewnętrzna jest agregatowo-włóknista i sferolityczna. Próbkę 9 i 10 pobrano z szarego ilowca zawierającego liczne czarne ooidy, o średnicy do 2,0 m. W próbce tej stwierdzono pizoidy i ooidy kaolinitowo-szamozytowe zawierające wzrostki pirytu. Masa podstawowa złożona jest z drobnouściskowej masy kaolinitowo-chlorytowej.

Ooidy i pizoidy odznaczają się strukturą powłokową, współśrodkowo-sferyczną, w jądrach ich wystę-



Ryc. 6. Ooidy kaolinitowo-pyrytowe, skaolinizowane i zleukoksenizowane klasty wulkanitów oraz włoskowate relikty korzeni zwęglonych roślin. Terebin IG-5, pr. 3, głęb. 1257, 15 m, bez analizatora, $\times 12,5$.

Fig. 6. Kaolinite-pyrite ooids, kaolinitized and leucoxenitized volcanic clasts and hairlike carbonized relics of plant roots. The Terebin IG-5 borehole, sample no. 3, depth 1257.15 m, no analyser, $\times 12,5$.

Tabela I

SKŁAD CHEMICZNY SKAŁ PRÓBEK 3, 6, 7 i 16 (W % WAG.)

Oznaczenie chemiczne	3	6	7	16
SiO ₂	40,54	32,74	33,34	54,41
Al ₂ O ₃	35,72	29,00	28,39	27,38
Fe ₂ O ₃	3,85	10,24	5,79	1,51
FeO	0,59	5,79	11,84	0,41
MnO	0,01	0,11	0,47	0,01
CaO	0,81	1,14	0,87	1,08
MgO	0,46	0,18	1,13	0,42
TiO ₂	0,82	0,70	0,68	0,67
Na ₂ O	0,31	0,28	0,29	2,99
K ₂ O	0,08	0,07	0,10	0,12
S całkowite	2,67	7,61	1,68	0,43
CO ₂	0,30	2,90	0,60	0,30
—H ₂ O	0,93	0,94	1,35	1,91
Straty pra-				
zenia	16,37	19,46	18,77	10,84
Li w g/t	50	100	10	100

pują przerobione fragmenty ooidów lub nieregularne drobnouściskowe klasty ilowców. Granice powłok są równe, wypolerowane, wskazujące na obróbkę podczas wzrostu ooidów i pizoidów. Obok takich form stwierdzono podobne formy kuliste odznaczające się nieuporządkowaną strukturą, lecz złożone z masy kaolinitowo-szamozytowej. Próbkę 9 została przeszlutowana i poddana badaniom termicznym oraz rentgenostrukturalnym. Z interpretacji krzywych wynika, że głównymi składnikami masy ilastej jest kaolinit i chloryt.

W jasnoszarym bentonicie (próbka 8) o strukturze równoległej masa podstawowa jest drobnouściskowa, kaolinitowa z domieszką chlorytu, lokalnie przekształcona. W masie tej występują plamiste i smużyste nagromadzenia drobnych kryształów pirytu oraz liczne sferolity syderytowe (ryc. 5), ponadto stwierdzono bladobrazowe i kasztanobrazowe blaszki biotyту, pojedyncze ziarna kwarcu, cyrkonu i turmalinu we frakcji pylastej oraz drobne skaolinizowane klasty wulkanitów. Wielkość sferolitów syderytowych wynosi 0,1—0,5 mm.

W bentonicie (próbka 7) struktura jest smużysta, podkreślona również smużystą koncentracją ooidów syderytowych i syderytowo-kałcytowych. Masa podstawowa jest kaolinitowo-illitowa, nieco przekształcona, wyraźnie reagująca na światło spolaryzo-

Tabela II

UDZIAŁ WĘGLANÓW, GIPSU, PIRYTU ORAZ FeO i Fe₂O₃ (W % WAG.) W PRÓBKACH SKAŁ 3, 6, 7 i 16

Składniki	3	6	7	16
CaCO ₃	0,68	2,03	0,68	0,30
FeCO ₃	—	5,29	0,79	0,40
CaSO ₄ 2H ₂ O(?)	1,32	—	—	—
FeS ₂	4,53	14,24	3,14	0,80
Fe ₂ O ₃	0,84	0,76	0,96	1,52
FeO _{IIa}	0,59	2,51	11,35	0,16
FeO/Fe ₂ O ₃	0,70	3,30	11,8	0,11
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,881	0,885	0,882	0,503

wane. Miejscami tkwią w niej idiomorficzne kryształki pirytu, zawierające bezbarwne otoczki włóknistego kaolinitu. Stwierdzono także liczne pakiety blaszek brązowego biotyту oraz sporadyczne ziarna turmalinu i cyrkonu. Średnica ooidów wynosi 0,06—0,7 mm. Obok przeważnie występujących ooidów pojedynczych stwierdzono nieliczne ooidy podwójne (dwojaczki) i wielorazki ooidowe (worki ooidowe). Ooidy głównie są zdeformowane wciskowo.

Bentonit (próbka 6, ryc. 1) odznacza się strukturą smużystą, podkreśloną smużystym wzbogaceniem w ooidy syderytowo-kalcytowo-kaolinitowe. Masa podstawowa jest zróżnicowana, złożona z bezbarwnej, izotropowej masy kaolinitowej, pociętej żyłkami i przerostami jasnobrązowymi, niskodwójłomnymi. Bezbarwna masa zawiera liczne, kuliste grudki agregatowe pirytu oraz idio- i hipidiomorficzne kryształki pirytu. W masie jasnobrązowej licznie napotykanne są ooidy syderytowo-kalcytowo-kaolinitowe o budowie współśrodkowo-sferycznej. Występuje w nich selektywna budowa koncentryczna. Jądro ooidów złożone jest z izotropowej masy kaolinitowej lub ze sferolitu kalcytowego. Ku strefom zewnętrznym występują na przemian powłoki kaolinitowe, izotropowe i kalcytowe, sferyczne. Zewnętrzne powłoki ooidów są złożone ze sferolitycznego syderytu, granice międzypowłokowe są nierówne, mikroząbkowate. W wielu przypadkach ooidy bywają zdeformowane, szczególnie w miejscach styków międzyooidowych. Deformacje te ujawniają się falistością powłok ooidowych oraz spłaszczonymi lub wklęsłymi odkształceniami ooidów. Cechy te odpowiadają deformacjom wciskowym. Obok ooidów węglanowo-kaolinitowych występują ooidy kaolinitowe.

Bentonity (próbki 2, 3, 4 i 5, ryc. 1) są barwy beżowej z ciemniejszymi piętami zgruźlowania. Strukturalnie są to osady bez wyraźnego uporządkowania lub smużyste; ich masa podstawowa jest izotropowa, kaolinitowa. Tkwią w niej ooidy i konkretje kaolinitowe, kaolinitowo-pirytowe (ryc. 6), ooidy kaolinitowo-szamozytowe, skaolinizowane klasty z pigmentem leukoksenu i robaczkowatymi wrostkami włóknistego kaolinitu oraz włoskowate, zwęglone korzenie roślin (ryc. 7) i mikroagregatowe, kuliste grudki pirytowe. Rozmieszczenie tych składników w osadzie jest nierównomierne. Ooidy i konkretje kaolinitowo-pirytowe oraz kaolinitowo-szamozytowe odznaczają się budową współśrodkową, niesymetryczną. Powłoki w nich są podkreślone inkrustacjami mikroagregatowego pirytu i mikroagregatowego kaolinitu. Na bentonitach występuje 0,40 m wkładka węgla kamiennego, zawierająca w spągu przerosty beżowych ilowców.

Powyżej wkładki węgla znajduje się ciemnoszary ilowiec pylasty o oddzielności łupkowej. Odznacza się on strukturą soczewkowo-smużystą, jego masa podstawowa słabo reaguje na światło spolaryzowane. Występują w niej liczne zwęglone strzępki roślinne, agregatowe grudki pirytowe, pojedyncze fosforanowe bioklasty oraz spirytywane otornice. W soczewkowatych smugach nagromadzenie ziarn kwarcu dochodzi do 40—60%. Średnica ziarn wynosi 0,0075—0,15 mm, z przewagą frakcji 0,05 mm. Sporadycznie trafiają się nieregularne ziarna kwarcu, średnicy do 0,5 mm.

Tabela III

Skład mineralny	3	5	6	8	9	12	18
kalcyt	x		śl.		śl.		
syderyt		śl.	xx			xx	
gips (?)	x						
kaolinit	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	xx	xx
chloryt				x	xx		xx
hydro- łyżczyki (illit)						x	xx

CHEMIZM OSADÓW

Z próbek 3, 6 i 7 bentonitów skaolinizowanych oraz zlepieńców tufitowych (próbka 16) wykonano pełne analizy chemiczne (tab. I). Oznaczenia chemiczne wykonały: Z. Novek, W. Kapruziak, T. Latoszewska, Z. Kuranowska i W. Zielińska. W oznaczeniach Fe₂O₃ znajduje się łącznie potraktowane żelazo trójwartościowe i żelazo z pirytu utlenione kwasem azotowym.

Na podstawie oznaczeń mineralnych z krzywych derywatograficznych i dyfraktogramów rentgenowskich przeliczono częściowo analizy chemiczne na skład mineralny węglanów, siarczanów i siarczków w celu uzyskania właściwego obrazu zmienności udziału FeO i Fe₂O₃ nie związanego z neogenicznymi minerałami (tab. II). Przeliczenia węglanów i siarczanów wykonano za pomocą mnożników (6), zaś pozostałe mnożniki przeliczono i uzyskano z tabel analitycznych:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ na Fe} = 0,6994$$

$$\text{S na FeS}_2 = \frac{119,96}{64,12} = 1,8709$$

$$\text{Fe na Fe}_2\text{O}_3 = 1,4298$$

Z tabeli II wynika nie tylko duże zróżnicowanie minerałów neogenicznych, ale przede wszystkim zwraca uwagę zmienność wartości FeO/Fe₂O₃. Od próbki 7 ku górze gwałtownie maleją wartości FeO/Fe₂O₃ z 11,8 do 0,7. Jest to zrozumiałe w normalnym cyklu zwietrzeniowym. W próbce 16 występuje wyraźna anomalia ujemna (FeO/Fe₂O₃ = 0,11), wskazująca na utleniające warunki środowiska, w wyniku tworzenia się namuliska w korytarzu krasowym.

BADANIA RENTGENOGRAFICZNE

Jakościowe badania rentgenograficzne wyszlamożonych próbek wykonała mgr Barbara Szymczak na dyfraktometrze rentgenowskim firmy RIGAKU-DENKI. Zestawienie wyników badań podano w tabeli III (dla próbek 3, 5, 6, 8, 9, 12 i 18).

GENEZA OSADÓW

Podobne makroskopowo osady znane są na Lubelszczyźnie z wielu otworów wiertniczych (4, 2, 13), występują jednak głównie na osadach węglanowych franu lub famenu. W przypadku profilu otworu wiertniczego Terebin IG-5 osady te utworzyły się na wapieniach franu formacji zubowickiej — serii wapienno-koralowcowej. W wapieniach tych (ryc. 1) stwierdzono żyły i przerosty wypełnione materiałem ilasto-piaszczystym, z większym lub mniejszym udziałem materiału wulkanicznego. W profilu występuje także brekcja zawałowa, złożona z okruchów wapieni franu tkwiących w zlepieńcowo-ilasto-piaszczystym materiale osadowym i pirogenicznym. Cechą znaną jest, iż wapienie pocięte są wyłącznie szczelinami ługowania, na których powierzchniach obserwuje się jedynie wyraźne znamiona trawienia (ryc. 2). Brak jest natomiast jakichkolwiek śladów precipitacji chemicznej w postaci nasokrupień węglanowych, stwierdzonych w innych profilach otworów wiertniczych. Materiał wypełniający szczeliny jest bardzo zróżnicowany (ryc. 3, 4), występują tu liczne obtoczone ziarna kwarcu (ryc. 4), pakiety

blaszek biotyту pochodzenia wulkanicznego, ostrokrawędziste okruchy tufów, obtoczone lub rozłusowane klasty piaskowców ilastych oraz pojedyncze ooidy kaolinitowo-szamozytowe. Tego rodzaju bardzo zróżnicowany skład osadów charakterystyczny jest dla namuliska dennej części korytarza (10).

Z profilu (ryc. 1) wynika, że zjawiska krasowe w wapieniach były raczej słabo rozwinięte, sięgały około 3 m od powierzchni wapieni. Na wapieniach występują kaolinitowo-chlorytowe ilowce z ooidami kaolinitowo-szamozytowymi, a następnie ilowce kaolinitowe. Są one bardzo zmienione, ale mimo to zachowały się w nich liczne relikty, wskazujące na wulkaniczne pochodzenie tych ilowców, dlatego zaklasyfikowano je do bentonitów.

W osadach tych stwierdzono smużyste nagromadzenia ooidów kaolinitowo-pirytowych, kaolinitowo-syderytowych, syderytowych oraz sferolitów syderytowych i konkrecji pirytowych. Ooidy te (pierwotnie prawdopodobnie kaolinitowo-szamozytowe) uległy w wyniku procesów dia- lub epigenetycznych przemianom zachodzącym w różnych kierunkach: kaolinizacji, karbonatyzacji i pirytacji. O pierwotnym pochodzeniu ooidów kaolinitowo-szamozytowych lub szamozytowych świadczą przerobione ooidy (tzw. half-moon ooids — 1) stwierdzone w próbce z otworu wiertniczego Rachanie IG-1 (głębokość 1742,1 m). Zjawiska przemian dia-epigenetycznych ooidów szamozytowych zostały przedyskutowane przez M. Turnau-Morawską (9) na przykładzie utworów rudonośnych wezulu łączyckiego.

Szczególnym zagadnieniem jest geneza pirytu w utworach bentonitowych. W górnej części profilu występuje piryt w postaci drobnych kuleczek agregatowych. Tego rodzaju skupienia są traktowane przez A. Rydzewskiego (7) i K. Radlicza (5) jako utwory powstałe przy udziale bakterii. W dolnych częściach profilu występuje piryt o wykształceniu idio- i hipidiomorficznym. Prawdopodobnie genetycznie jest on związany z procesami hydrotermalnymi, towarzyszącymi zjawiskom wulkanicznym.

Odrębnym problemem jest geneza sferolitów chaledonowo-kwarcowych. Odnaczają się one kształtami płaskimi, falistymi, przypominającymi łańki skorup brachiopodów oraz formami większymi, w których rozmieszczenie sferolitów chaledonowo-kwarcowych i mikroagregatów kwarcu przypomina komorową budowę koralowców *Tabulata*. W przypadku osadów wapiennych z badanego odcinka otworu wiertniczego Terebin IG-5 w próbce 20 stwierdzono fragment stromatoporoitu impregnowany kwarcem. W osadach wapiennych franu zjawisko sylikfikacji szczątków fauny jest bardzo pospolite, jednak podobne skupienia mogą powstawać w wyniku rekryształizacji szkliwa wulkanicznego, epigenetycznych przemian minerałów oraz reliktyw skwarcowanych łańków fauny.

Opisane wyżej zjawiska krasowe rozwinięte są (podobnie jak i w innych otworach wiertniczych) na węglanowych utworach franu. Stanowią one najwyżej położone w profilu dewonu lubelskiego czyste węglanowe utwory. W profilach, w których osady wizeny pokrywają utwory famenu o znacznym stopniu zailenia lub utwory ilaste (syluru), notowane są zjawiska wietrzeniowe. Do rozwinięcia na wapieniach franu opisanych form morfologicznych dojść mogło w warunkach wietrzenia subaeralnego. W normalnym cyklu sedymentacyjnym ponad utworami franu spoczywają utwory famenu. W profilach wiertniczych położonych na S od Hrubieszowa utwory famenu są dwudzielne, niższą ich część stanowi seria wapieni gruzłowych, a wyższą warstwy hulczańskie. Seria wapieni gruzłowych utworzona została w warunkach morskich, w rozległym zbiorniku, natomiast facja warstw hulczańskich traktowana jest jako utwór regresywny, powstały w końcowej fazie cyklu dewonu środkowego i górnego, której rozwinięcie związane jest z dźwiganie się północnego skrzydła uskoku włodzimierskiego. Na ten okres (szyłek famenu) przypada początek denudacji utworów dewońskich. Usuwane z terenu położonego na N od uskoku włodzimierskiego utwory częściowo składane były u

podnóża uskoku, a częściowo wynoszone daleko w obręb zbiornika górnofameńskiego, dowodem czego jest m. in. występowanie pstrych utworów w stropie famenu z centralnej części zapadliska przedkarpackiego. Dalsze dźwiganie obszaru doprowadziło na pograniczu dewonu i karbonu do całkowitego jego wyniszczenia, gdy kontynuowany był proces denudacji.

Długotrwałe wynurzenie i poddane działaniu wód atmosferycznych osady węglanowe ulegały procesom krasowienia, tworzeniu szczelin, żeber krasowych, korytarzy i grot. Utworzenie namuliska w krasie wiąże się tak z materiałem dewońskim (obtroczone ziarna kwarcu z osadów piaszczystych formacji hulczańskiej), jak i najniższego stwierdzonego karbonu, określonego przez A. M. Zelichowskiego (11) jako seria Kłodnicy. Wydaje się, że jest to bardzo istotny fakt, ponieważ osady dna namuliska są właściwym wskaźnikiem pochodzenia materiału wypełniającego. Na rozwinięty kras w czasie odpowiadającym dolnej serii Kłodnicy nastąpiła transgresja morska, która doprowadziła do powstania osadów oolitowych i pizolitowych kaolinitowo-szamozytowych lub szamozytowych. W okresie tym panowała intensywne działalność wulkaniczna, tworząc pokrywę tufolaw i tufów (11, 12, 2).

Według H. Schneiderhöhna (8) warunki paleogeograficzne tworzenia się morskich, oolitowych osadów żelazistych związane są z zamkniętymi częściami zbiornika morskiego, w którym związki żelaza nie uległy rozcieńczeniu. Najkorzystniejsze warunki występują w odległości 40–80 km od brzegu, w rejonach koncentracji związków żelaza i zubożenia w SiO_2 i CaO . H. Schneiderhöhn (8) i M. Turnau-Morawska (9) genezę ooidów żelazistych wiąże z hydrożelami związków żelaza, ulegających w procesach diagenetycznej szamozytacji.

Z obserwacji budowy pizolitów kaolinitowo-szamozytowych z otworu wiertniczego Rachanie IG-1 wydaje się, że obok tego procesu istniało również narastanie powłok kaolinitowo-szamozytowych lub szamozytowych, analogicznie jak w sferolitych węglanowych (5), a więc syngenetycznie. Wzbogacenie w związki żelaza należy więc wiązać z tufami serii Kłodnicy. Z obserwacji makroskopowej i mikroskopowej profilu oraz ze zmienności stosunku $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (tab. II) wnioskować można, że wietrzenie tufów prowadzące do kaolinizacji poprzedziło utworzenie wkładki węglowej (ryc. 1). W górnej części osadów bentonitowych stwierdzono ślady zwęglonych korzeni roślin, świadczące o wynurzeniu osadów i wycofaniu się morza. W tym właśnie okresie nastąpiło wietrzenie tufów, które traktowane są jako nieprzeobrobiony osad złożony w płytkiej części zbiornika morskiego.

W tej sytuacji można przyjąć, iż po zakończeniu sedymentacji serii wapieni gruzłowych famenu przypadł początek dźwigania się północnego skrzydła uskoku włodzimierskiego. Spowodowało to w pierwszej fazie usunięcie pokrywającej osady franu serii wapieni gruzłowych, a w późniejszym okresie pod wpływem czynników atmosferycznych do wytworzenia form krasowych. Warunki klimatyczne sprzyjające intensywnym procesom wietrzeniowym utrzymywały się od początku sedymentacji osadów wizeny górnego, kiedy to następowała kaolinizacja tufów (analogi serii Kłodnicy). Przerwanie tego procesu nastąpiło podczas pogrążenia się terenu związanego z utworzeniem basenu węglonośnego. Na tej podstawie określono wiek procesów krasowych na dolny karbon.

LITERATURA

1. Carozzi A. V. — Complex Ooides from Triassic Lake Deposit. Virginia. Amer. Jour. of Sc. 1964 vol. 262.
2. Cebulak S. — Karbon. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol. 1974 t. 74.
3. Krasowska A. (red.) — Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, Z. 38, otwór Białobrzegi IG-1. Warszawa 1977.

4. Miłaczewski L., Żelichowski A.M. — Względna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie. Wyd. Geol., Warszawa 1970.
5. Radlicz K. — Litologia osadów górnojurajskich w północno-wschodniej Polsce. Biul. Inst. Geol., 1972 nr 261.
6. Radlicz K. — Stopień wapnistości i metody przeliczeń analiz chemicznych skał węglanowych. Instr. i met. bad. geol. 1974 z. 25.
7. Rydzewski A. — Problem występowania i genezy piryту w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol. 1969 nr 4.
8. Schneiderhöhn H. — Złoża rud. Wyd. Geol., Warszawa 1962.
9. Turnau-Morawska M. — Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezulu łączycznego. Biul. Inst. Geol. 1961 nr 172.
10. Wójcik Z. — Preglacialny lapiez w Szaflarach na Podhalu. Kwart. Geol. 1960 nr 4.
11. Żelichowski A. M. — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol. 1972 nr 263.
12. Żelichowski A. M. — Zarys budowy geologicznej Lubelskiego Basenu Karbońskiego. Prz. Geol. 1964 nr 10.
13. Żelichowski A. M., Juskowiakowa M., Miłaczewski L. — Pokrywy dolnokarbońskich glin zwietrzelinowych w centralnej części Lubelszczyzny. Kwart. Geol. 1974 nr 3.

SUMMARY

The Terebin IG-5 borehole was made in overhanging limb of the Włodzimirz fault in the vicinities of Hrubieszów. It penetrated bentonite deposits in the top of Frasnian, beneath Upper Visean. Frasnian is here represented by eroded limestones developed in biolithic and biomicritic facies. In these limestones there were found small fissures infilled with collapse breccia and other, filled with clay-sandy tufaceous material consisting of rounded quartz grains derived from the Hulcza Formation (uppermost Devonian) and claystones with kaolinite-chamoisite pisolites and pyrogenic material (tuffs) of Lower Carboniferous. Limestone deposits are overlain by a cover of weathered bentonized ash tuffs which were deposited in shallow water reservoir. These deposits are dated at the Early Carboniferous (Tournisian — early Visean). They are related to the oldest karst processes hitherto recorded in Poland.

РЕЗЮМЕ

В разрезе буровой скважины Теребин ИГ5, на северном висящем крыле влодзимирского сброса, находящегося в окрестностях местности Хрубешув, были определены бентонитеские отложения расположенные в кровле осадков франа, а под осадками верхнего визейского яруса. Мелкие трещины подвергнутые эрозии известняков франа выполнены смешанной брекцией, материалом слоистых глинисто-песчаных туфов содержащих окатанные зерна кварца, принадлежащим к хульчаньской формации самого верхнего девона, а также нижекарбонским материалом в форме уплотненной глины с каолинитово-шамозитовыми пизолитами и пирогенического материала в форме туфов. На известковых осадках находится покров выветренных бентонизированных золowych туфов осажённых в неглубоком море. Возраст этих отложений определен авторами как нижний карбон (турне — нижний визей). Они связаны с самыми старыми карстовыми процессами отмеченными до сих пор на территории Польши.