

PROBLEM GENEZY KAOLINITU W DOLNOJURAJSKICH IŁACH CERAMICZNYCH I OGNIOTRWAŁYCH Z REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

A PROBLEM OF KAOLINITE ORIGIN IN THE LOWER JURASSIC CERAMIC AND REFRACTORY CLAYS FROM THE HOLY CROSS MTS. REGION

PAWEŁ BRAŃSKI¹

Abstrakt. W pracy podsumowano dotychczasowe badania genezy kaolinitu w dolnojurańskich (hetang) iłach ceramicznych i ogniotrwałych z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W badanych profilach zespoły minerałów ilastych składają się głównie z detrytycznego kaolinitu i illitu, podrzędnego chlorytu i tylko śladowych ilości smektytu. W złożach iłów ogniotrwałych i ceramicznych (i w wielu innych warstwach hetangu) obserwowano bardzo wysoką zawartość kaolinitu. Skład minerałów ilastych był kontrolowany przeważnie przez warunki paleoklimatyczne i reżim wietrzenia. Iłowce i mułowce były osadzone w środowiskach lądowych i marginalnomorskich w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego. Wietrzenie chemiczne na obszarach źródłowych zostało zintensyfikowane przez wyraźny efekt cieplarniany. Rozległe środowiska aluwialno-limniczne i deltowo-lagunowe tworzyły pułapki, w których gromadził się kaolinit, tworzący się na obszarach kontynentalnych. Skład minerałów ilastych mógł być modyfikowany przez przerabianie osadów i resedymencję, spowodowane przez procesy tektoniczne i/lub wahania poziomu morza. Wyrazista zmienność proporcji kaolinitu i illitu w formacji zagajskiej (dolny hetang) mogła zostać wywołana degradacją osadów retyku lub noryku pod wpływem niskiego stanu morza i reaktywacji tektonicznej na pograniczu triasu i jury, w połączeniu z możliwym epizodem suchym. Następna formacja skłobska (hetang dolny–środkowy) jest zdominowana przez piaskowce i heterolity. Kaolinit występuje najobficiej w przysuskiej formacji rudonośnej (hetang środkowy–górnny). Spokój tektoniczny i mały relief w połączeniu z wysoką temperaturą i intensywnymi opadami wybitnie faworyzował wietrzenie chemiczne. W wielu przypadkach pierwotny skład minerałów ilastych został zmodyfikowany przez procesy wczesnej diagenety, zwłaszcza w środowiskach bagiennych. Diagenetyza wywołana pograżaniem i telodiagenetyzacja zmieniły skład mineralny tylko w skali lokalnej. Tym niemniej przeobrażenia telodiagenetyczne mogły mieć duże znaczenie dla powstawania niektórych złóż iłów ogniotrwałych wysokiej jakości.

Słowa kluczowe: geneza kaolinitu, iły ceramiczne, iły ogniotrwałe, paleowietrzenie, diagenetyza, jura dolna, region świętokrzyski.

Abstract. This paper summarizes the results of research performed so far on the origin of kaolinite in the Lower Jurassic (Hettangian) ceramic and refractory clays from the Holy Cross Mts. margin. Clay mineral assemblages from the analysed sections contain predominantly detrital kaolinite and illite with subordinate chlorite and only trace amounts of smectite. In the refractory and ceramic clay deposits (and in many other Hettangian strata), a very high kaolinite content was observed. The clay mineral composition was controlled mostly by climatic conditions and weathering regime. The claystones and mudstones were deposited in continental and marginal marine palaeoenvironments in warm climatic conditions, mostly with year-round humidity. Pronounced greenhouse conditions strongly intensified chemical weathering in the source areas. Extensive alluvial-lacustrine and delta-lagoonal systems acted as traps for kaolinite formed on the hinterland. Reworking and redeposition of ancient sediments (caused by tectonic processes and/or by sea-level changes) could modify the clay mineral composition. Expressive changes of the kaolinite/illite ratio in the Zagaje Fm. (lower Hettangian) might have been influenced by a sea-level lowstand and tectonic reactivation at the Triassic/Jurassic boundary, coupled with possible arid episodes and subsequent degradation of Norian or Rhaetian deposits. The next Skłoby Fm. (lower-middle Hettangian) is dominated by sandstones and heteroliths. Kaolinite is the most abundant clay mineral particularly in the Przysucha Ore-bearing Fm. (middle-late Hettangian). The tectonic quiescence and low surface relief, combined with high temperatures and intense rainfall, greatly favoured chemical weathering over mechanical erosion. In many cases, the original clay mineral assemblage was modified by early diagenetic processes mainly in swampy environments. The burial diagenesis and telodiagenesis

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; pawel.branski@pgi.gov.pl

changed the mineral composition only on a local scale. However, the telodiagenetic transformations might have been of great importance in the formation of some high-quality refractory clay deposits.

Key words: kaolinite origin, ceramic clays, refractory clays, palaeoweathering, diagenesis, Lower Jurassic, Holy Cross Mts. region.

WSTĘP

Wczesna jura należy do nielicznych epok, w których na terenie Polski powstawały unikatowe kaolinitowe kopaliny ilaste, będące podstawowym surowcem dla przemysłu materiałów ogniotrwałych oraz przemysłu ceramicznego (fig. 1). Złóża takich kopaliny występują w regionie świętokrzyskim (fig. 2, tab. 1) w utworach najstarszego piętra jury (hetangu), w obrębie formacji zagajskiej i zwłaszcza przysuskiej formacji rudonośnej. Występowanie znaczących zasobów tych surowców w młodszych formacjach dolnej jury nie zostało dotąd potwierdzone, ale nie można go całkowicie wykluczyć. Obecnie zasoby niektórych odmian kopaliny są bliskie wyczerpania, a prace poszukiwawcze prowadzone na obszarach perspektywicznych wskazanych przed wielu laty nie przyniosły, jak dotąd, zadowalających rezultatów. Prawidłowe rozpoznanie skomplikowanej genezy omawianych kopaliny i licznie występującego w nich kaolinitu ma istotne znaczenie dla przyjęcia właściwych kierunków poszukiwań oraz przyszłej rewaloryzacji obszarów perspektywicznych surowców ceramicznych i ogniotrwałych.

Ustalenie pochodzenia osadów ilastych jest zazwyczaj zagadnieniem trudnym, a ich skład mineralny może być uzależniony od wielu różnych czynników, zarówno wpływających na historię ich sedymentacji, jak też reprezentujących procesy posedymentacyjne. Na skład i proporcje ilościowe minerałów ilastych w skałach osadowych (nieprzeobrażonych lub nieznacznie przeobrażonych w wyniku

pogrzebienia lub procesów hydrotermalnych) mają wpływ przede wszystkim: paleoklimat, petrografia skał macierzystych

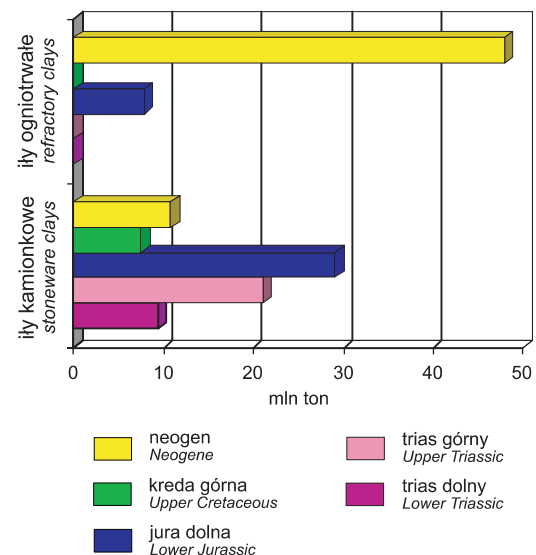


Fig. 1. Pozycja stratygraficzna zasobów ilów ogniotrwałych i ceramicznych (kamionkowych) w Polsce

Stratigraphic position of the refractory and ceramic (stoneware) clay resources in Poland

T a b e l a 1

Złóża dolnojurajskich ilów ogniotrwałych i ceramicznych (kamionkowych) w regionie świętokrzyskim (na podstawie Bilansu zasobów kopaliny i wód podziemnych w Polsce, 2007)

Refractory and ceramic (stoneware) clay deposits from the Lower Jurassic in the Holy Cross Mts. region (based on Balance of Raw Material and Groundwater Resources in Poland, 2007)

Złożo	Powiat	Litostratygrafia	Stan zagospodarowania	Zasoby bilansowe (tys. t)	Wydobycie (tys. t)	Typ kopaliny
Kryznanówka	Przysucha	przysuska formacja rudonośna	eksploatowane	1902	23	iły ogniotrwałe
Jakubów	Przysucha		zaniechane	314	–	
Żarnów	Opoczno			pozabil.	–	
Borkowice–Radestów	Przysucha		rozpoznane szczegółowo	5229	–	
Rusinów	Przysucha			305	–	
Zawada	Przysucha			2062	–	
Paszkowice	Opoczno	formacja zagajska	eksploatowane	4380	42	iły ceramiczne (kamionkowe)
Włochów	Końskie		rozpoznane wstępnie	16535	–	
Adamów	Starachowice			4749	–	

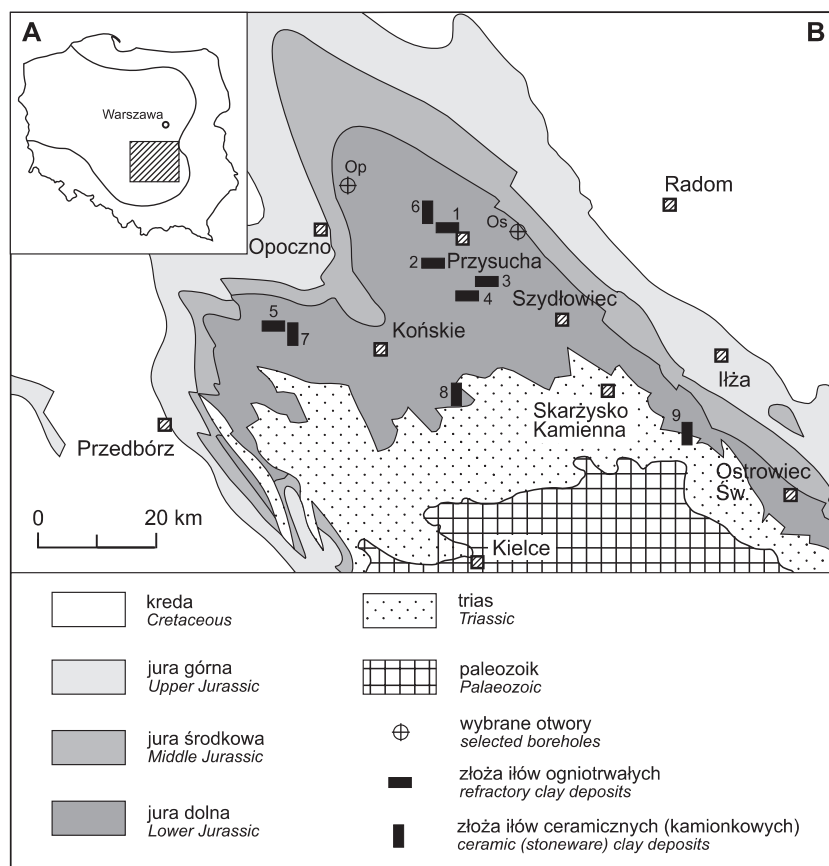


Fig. 2. A – Obszar badań i zasięg basenu hetangu; B – Lokalizacja złóż kopalin kaolinitowych i wybranych otworów (fig. 4) na tle uproszczonej mapy geologicznej regionu świętokrzyskiego

1 – Jakubów, 2 – Kryzmanówka, 3 – Borkowice-Radestów, 4 – Rusinów, 5 – Żarnów, 6 – Zawada, 7 – Paszkowice, 8 – Włochów, 9 – Adamów, Op – Opczno PIG 2, Os – Ostałów PIG 2

A – Studied area and the extent of the Hettangian basin; **B** – Location of the kaolinite clay deposits and selected boreholes (shown on a Fig. 4) on the background of the simplified geological map of the Holy Cross Mts. Region

tych, tempo erozji i morfologia obszarów otaczających basen sedymentacyjny, wahania poziomu morza oraz segregacja minerałów ilastych zachodząca podczas transportu materiału osadowego do basenu. Reaktywacja tektoniczna (a także szybkie obniżenie poziomu morza lub gwałtowna zmiana klimatu) mogą powodować nagły wzrost erozji na obszarach wyniesionych i resedymencję osadów starszych. Większość badaczy (m.in. Singer, 1980, 1984; Chamley, 1989; Curtis, 1990; Hallam i in., 1991; Ahlberg i in., 2002, 2003; Deconinck i in., 2003; Mřrk i in., 2003; Šimkevičius i in.,

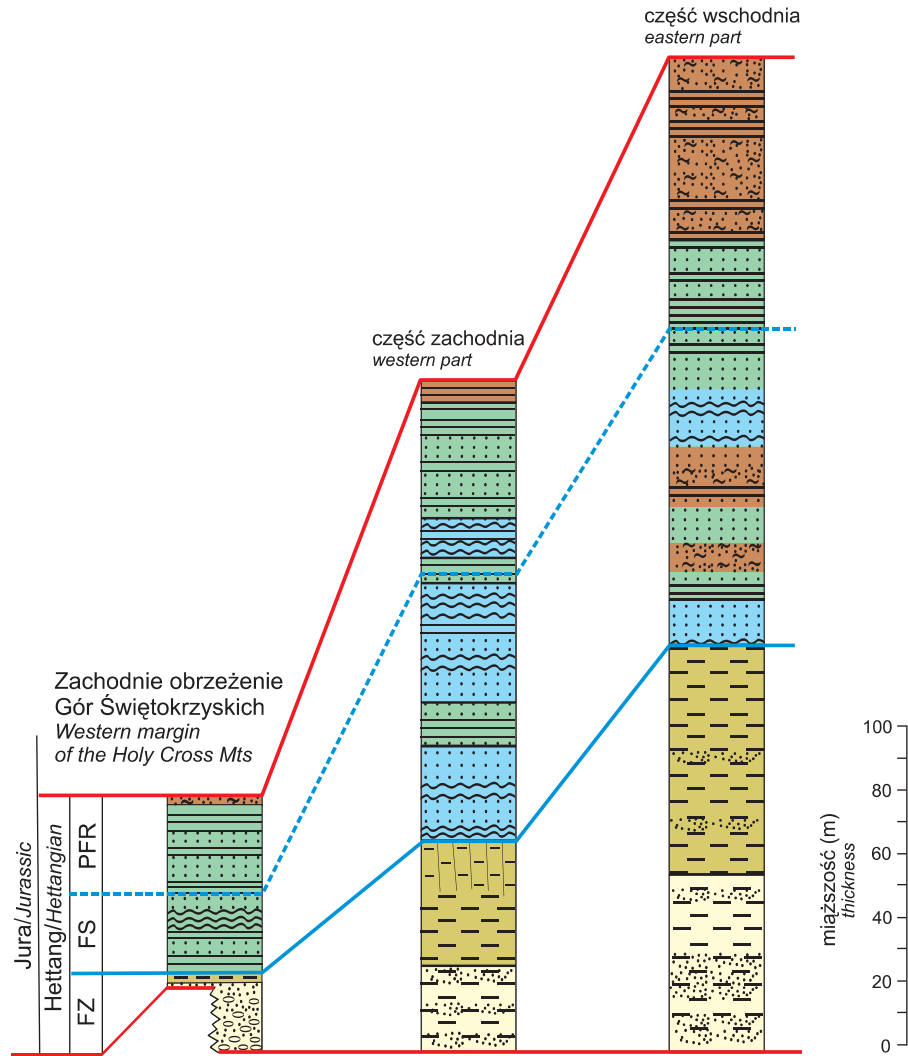
2003) uważa warunki klimatyczne panujące na obszarach alimentacyjnych (i innych obszarach subaeralnych objętych wietrzeniem) za najważniejszy czynnik determinujący skład minerałów ilastych. Wzajemne stosunki między minerałami ilastymi odpowiadają stopniowi nasilenia procesów wietrzenia chemicznego, które są kontrolowane przez temperaturę oraz wielkość i rozkład sezonowy opadów. Wpływ procesów posedymentacyjnych może się manifestować w postaci różnych etapów diagenezy.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

We wczesniej jurze obszar świętokrzyski znajdował się w obrębie epikontynentalnego basenu polskiego, na południowym odcinku bruzdy śródpolskiej. Osady hetangu, czyli formacje zagajska, skłobska i przysuska rudonośna, tworzą pierwszą sekwencję depozycyjną jury dolnej (Pieńkowski,

2004), o miąższości przekraczającej 300 m (fig. 3). Właśnie w pierwszej i trzeciej z wymienionych formacji udokumentowano złoża łłów ceramicznych i/lub ogniotrwałych. Na pograniczu triasu i jury poziom oceanu światowego był bardzo niski, po czym od początku hetangu nastąpił jego szybki

Północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Northern margin of the Holy Cross Mts



Asocjacje facjalne
Facies associations

-  zlepienie i piaskowce koryt roztokowych lub stożków napywowych
conglomerates and sandstones of braided channels and alluvial fans
-  piaskowce i mułowce koryt meandrujących, anastomozujących lub równi zalewowych
sandstones and mudstones of meandering, anastomosing channels and floodplains
-  mułowce i ilowce jezior lub dystalnych równi zalewowych
mudstones and claystones of lakes and distal floodplains
-  mułowce i ilowce węgliste oraz węgle bagien
coaly mudstones, claystones and swamp coals
-  heterolity i piaskowce czoła delt
heterolite and sandstones of deltas front
-  ilowce i mułowce lagun i prodelty
claystones and mudstones of the lagoons
-  piaskowce płytszego przybrzeża, plaży, bariery
sandstones of nearshore, beach and barrier
-  heterolity i mułowce otwartych zatok i głębszego przybrzeża
heterolite and mudstones of the open embayments and offshore

Systemy depozycyjne
Depositional systems

-  fluwialny (aluwialny)
fluvial (alluvial)
-  jeziorno-bagienny
lacustrine-swampy
-  deltowy
delta
-  lagunowo-barierowy
lagoon-barrier
-  otwartego zbiornika brakicznego
open brackish basin

Wybrane powierzchnie nieciągłości – granice litoformacji (wg Pieńkowskiego, 2004)
Selected discontinuities – lithoformation boundaries (after Pieńkowski, 2004)




-  granice sekwencji depozycyjnej (regionalne powierzchnie erozyjne)
depositional sequence boundaries (regional erosional surfaces)
-  granica parasekwencji lb/c
lb/c parasequences boundary
-  granica parasekwencji lf/g
lf/g parasequences boundary

Fig. 3. Zbiorcze profile hetangu pochodzące z północnego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

FZ – formacja zagajska, FS – formacja skłobska, PFR – przysuska formacja rudonośna; asocjacje facjalne i systemy depozycyjne według niepublikowanych prac autora

Generalised Hettangian sections proceeded from the northern and western margin of the Holy Cross Mts

FZ – Zagaje Fm., FS – Skłoby Fm., PFR – Przysucha Ore-bearing Fm.; facies associations and depositional systems after unpublished studies of the author

wzrost (m.in. Hallam, 1988; Pieńkowski, 2004). Miała też miejsce reaktywacja tektoniczna bruzdy śródpolskiej w reżimie transtensyjno-ekstensyjnym, wyrażająca się wzmożoną aktywnością syndepozycyjną stref dyslokacyjnych, silnym, krótkotrwałym pulsem subsydencji tektonicznej w świętokrzyskim segmencie bruzdy oraz bardzo wysokim tempem akumulacji osadów (Brański, 2006). W regionie świętokrzyskim najstarszą formacją zagajską (wczesny hetang) reprezentuje lądowy (na początku piaszczysty, potem mułowcowo-iłwcowy) kompleks aluwialno-limniczno-bagienny, głównie odpowiadający części inicjalnej transgresyjnego ciągu systemów (Pieńkowski, 2004). Piaskowce i heterolity formacji skłobskiej (wczesny–środkowy hetang) powstawały w głównej fazie transgresji, po wkroczeniu zbiornika brakiczno-morskiego na obszar świętokrzyski (*op. cit.*), przeważnie w strefie płytszego i głębszego przybrzeża. Osady ilaste przysuskiej formacji rudonośnej (środkowy–późny hetang) tworzą przeważnie trzy charakterystyczne pakiety iłowców i mułowców ilastych, a ich cechą charakterystyczną jest częste występowanie wkładek syderytowych (tzw. poziomy rudne). Są to głównie utwory strefy marginalnej zbiornika brakicznego, powstałe w fazie wyso-

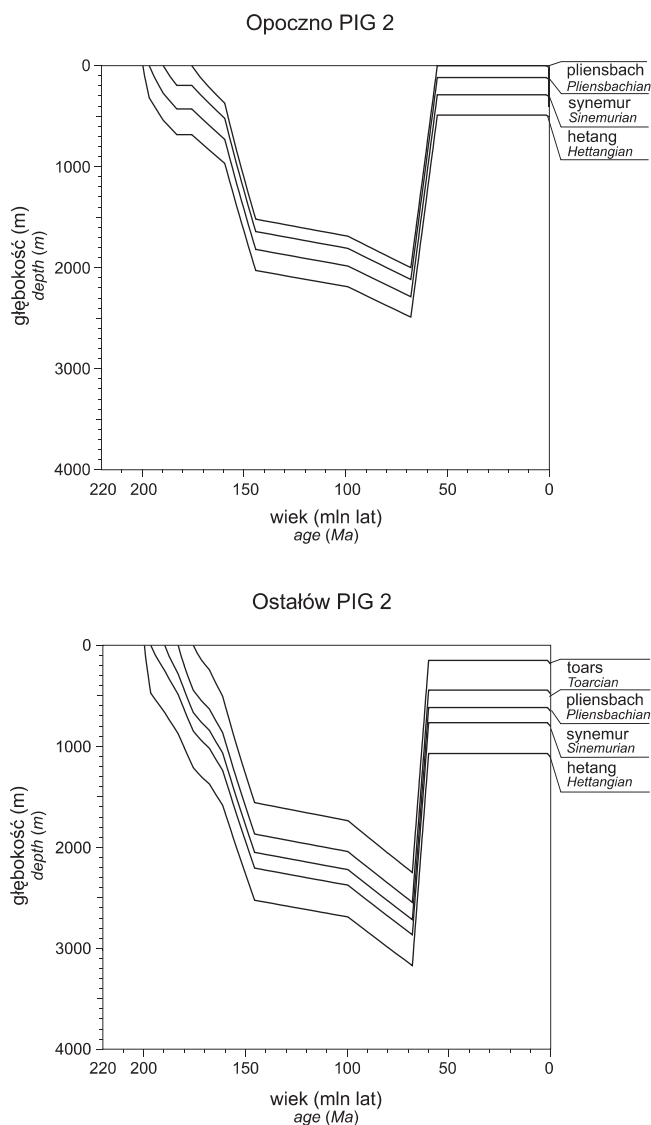


Fig. 4. Historia pograżania osadów jury dolnej, nawierconych w otworach Opczno PIG 2 i Ostałów PIG 2 (wykonał P. Poprawa przy zastosowaniu programu BasinMod)

Burial history of the Lower Jurassic deposits drilled of the Opczno PIG 2 and Ostałów PIG 2 boreholes (backstripped by P. Poprawa using BasinMod program)

kiego stanu i progradacji (regresji) (*op. cit.*), akumulowane głównie w środowiskach lagunowo-deltowych.

W fazie posedymentacyjnej osady hetangu były pograżane aż do późnej kredy, kiedy maksymalna głębokość

pogrzebienia sięgnęła 2–3 km (fig. 4). Następnie, u schyłku mezozoiku, nastąpiła inwersja bruzdy śródpolskiej, a badany obszar został wydzwignięty i poddany ponownemu wietrzeniu i intensywnej erozji, głównie w paleogenie.

WYNIKI BADAŃ MINERALOGICZNYCH

Na figurach 5 i 6 przedstawiono zgeneralizowane i uśrednione wyniki badań mineralogicznych dolnojurajskich

kopalin kaolinitowych w regionie świętokrzyskim. Szczegółowe wyniki analiz derywatograficznych, rentgenogra-

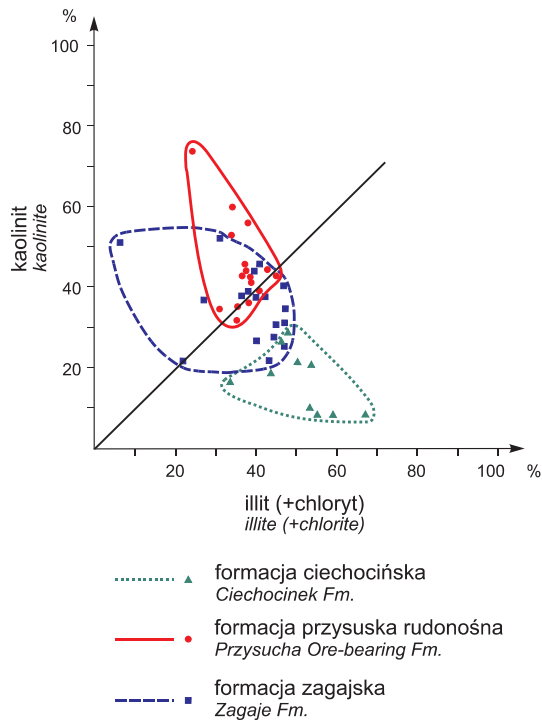


Fig. 5. Zawartość kaolinitu względem illitu w iłowcach i mułowcach z wybranych litoformacji jury dolnej na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (opracowane przez autora, na podstawie danych z prac Kozydry, 1968 i Teofilak-Maliszewskiej, 1968)

Kaolinite vs. illite content in the claystones and mudstones from selected lithoformations in the Holy Cross Mts. Region (compiled by the author on the basis of data from Kozydra, 1968 and Teofilak-Maliszewska, 1968)

T a b e l a 2

Podział litostratigraficzny jury dolnej w regionie świętokrzyskim (na podstawie Pieńkowskiego, 2004) i udział osadów ilastych w kolejnych litoformacjach (na podstawie Kozydry, 1968)

Lithostratigraphic subdivision of Lower Jurassic in the Holy Cross Mts. region (based on Pieńkowski, 2004) and the clay deposits content in the successive lithoformations (based on Kozydra, 1968)

Piętro	Litoformacja	Udział osadów ilastych (%)
toark	hiatus	
	borucicka	5
	ciechocińska	25
pliensbach	drzewicka	5
	giełniowska	10
synemur	ostrowiecka	5
hetang	przysuska rudonośna	42
	skłobska	8
	zagajska	65

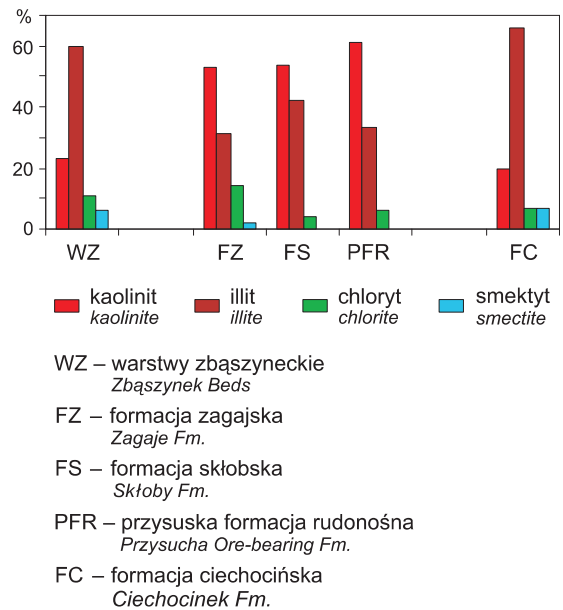


Fig. 6. Uśredniony skład mineralów ilastych w litoformacjach hetangu (FZ, FS, PFR), w stosunku do wybranych litoformacji noryku (WZ) i toarku (FC) (na podstawie danych z niepublikowanych prac Brańskiego i Pieńkowskiego)

Average clay minerals composition in Hettangian lithoformations (FZ, FS and PFR) vs. selected Norian (WZ) and Toarcian (FC) lithoformations (based on data from unpublished studies of Brański and Pieńkowski)

ficznych i chemicznych (przeliczonych na skład mineralny) można znaleźć w artykułach z końca lat 60. (Kozydra, 1968; Teofilak-Maliszewska, 1968; Stoch, Sikora, 1968) oraz w publikacji autora (Brański, 2007). Iłowce i mułowce jury dolnej składają się głównie z kwarcu i mineralów ilastych, często zawierają minerały żelaza (przeważnie syderyt, lokalnie getyt lub piryt), a podrzędnie skaleni. Powszechnie pojawia się w nich zróżnicowana domieszka zwęglonej substancji organicznej. Minerale ilaste składają się głównie z illitu i kaolinitu, którym mniej lub bardziej podrzędnie towarzyszy chloryt. Szare utwory jurajskie w regionie świętokrzyskim zalegają erozyjnie, najczęściej ze znaczną luką, na czerwonych mułowcach i iłowcach noryku, w których obok kwarcu, skaleni i mineralów ilastych występują powszechnie tlenki i wodorotlenki Fe, a niemal nie spotyka się substancji organicznej. W składzie mineralów ilastych zdecydowanie dominuje illit, tylko podrzędnie występuje kaolinit, a także chloryt i lokalnie smektyt.

W większości osadów ilastych hetangu uderza przeważnie wysoki udział kaolinitu względem innych mineralów ilastych i brak skaleni, co sugeruje oddziaływanie silnego wietrzenia chemicznego. Generalną przewagę kaolinitu nad illitem w formacjach hetangu dość zgodnie potwierdzają wyniki badań mineralogicznych (fig. 5, 6) oraz geochemicznych, prowadzonych od lat 60. do chwili obecnej. Wyniki badań w mikroskopie elektronowym wskazują na dominację drobnoziarnistych, detrytycznych form kaolinitu i illitu (fig.

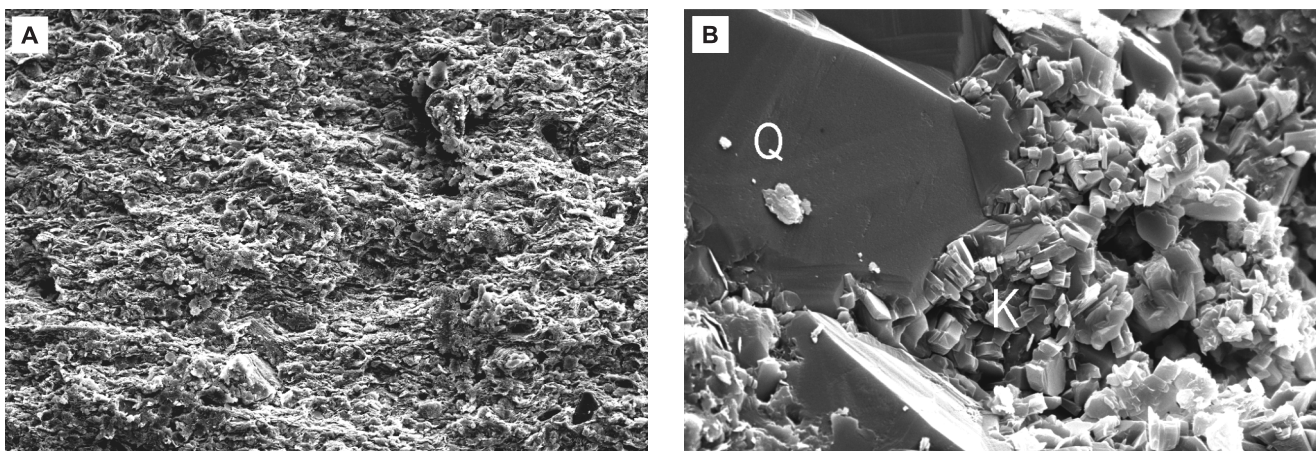


Fig. 7. Obrazy z mikroskopu elektronowego przedstawiające mułowce i iłowce przysuskiej formacji rudonośnej (wykonał L. Giro). A – allogenic (detrytyczne) minerały ilaste typowe dla jury dolnej (kopalnia Zapniów); B – autigeniczne (diagenetyczne) krystality kaolinitu, typ robakowaty i blokowy (otwór Stare Pole)

SEM images showing claystones and mudstones from Przysucha Ore-bearing Fm. (accomplished by L. Giro). **A** – allogenic (detrital) clay minerals typical of Lower Jurassic (Zapniów pit); **B** – authigenic (diagenetic) crystallites of kaolinite, vermiform and blocky types (Stare Pole borehole)

7A), aczkolwiek obserwowano też przypadki rekrytalizacji kaolinitu (fig. 7B). Warto podkreślić, że wybitnie kaolinitowy charakter miały już osady ilaste późnego retyku (tzw. szare warstwy parszowskie, stanowiące odpowiednik warstw wielichowskich). Zachowały się one tylko fragmentarycznie w rejonie Skarżyska, gdzie udokumentowano wyczerpane obecnie złoża Parszów–Szklenieć (Kozydra, 1968). Szczególnie wyraźna i powszechna dominacja kaolinitu nad illitem i chlorytem zaznacza się w obrębie przysuskiej formacji rudonośnej, zwłaszcza w złożach iłów ogniotrwałych (*op. cit.*), udokumentowanych w rejonie Przysuskiej, a także Opoczna. W tej formacji stosunki wzajemnych zawartości minerałów ilastych mają też bardziej ustabilizowany charakter niż w utworach formacji zagajskiej.

Formacje pozostałych pięter jury dolnej są zdominowane przez piaskowce i heterolity piaskowcowo-mułowcowe,

z wyjątkiem formacji ciechocińskiej dolnego toarku (tab. 2) wykształconej przeważnie w facjach mułowcowych. Wyniki badań mineralogicznych skał drobnoziarnistych na ogół pokazują przewagę illitu nad kaolinitem, także w „ilastej” formacji ciechocińskiej (Kozydra, 1968; Teofilak-Maliszewska, 1968; Brański, 2007), choć nie jest to regułą, bo w niektórych partiach formacji ciechocińskiej zaznacza się wysoka zawartość kaolinitu. Zjawisko to jest przede wszystkim związane z powszechnym epizodem wzmocnienia erozji i progadacji na pograniczu dwóch parasekwencji b i c VIII sekwencji wieku toareckiego (Pieńkowski, 2004) i stanowi najprawdopodobniej echo wielkich, globalnych wydarzeń klimatycznych w tym czasie (Cohen, Coe, 2007; Hesselbo i in., 2007).

GENEZA KAOLINITU – DYSKUSJA

Omawiane kopaliny powstawały w bardzo dynamicznym okresie rozwoju Ziemi, cechującym się silnymi i rozległymi zjawiskami diastroficznymi oraz bardzo ważnymi zmianami w paleogeografii, paleoklimacie i ewolucji świata organicznego. Ze zdarzeniami ryftowymi (rozpad superkontynentu Pangei) miały związek: zmiana rozkładu subsydencji i wulkanizm bazaltowy, dzięki któremu powstała największa w historii fanerozoiku prowincja magmowa centralnego Atlantyku (Marzoli i in., 1999). Na obszarach Europy północno-zachodniej i środkowej zaznaczył się raptowny spadek, a następnie wzrost poziomu morza (Hallam, 1988; Pieńkowski, 2004). U schyłku retyku oraz w hetangu odnotowano bardzo poważne zaburzenia cyklu węglowego, zapi-

sane w postaci dwóch wyraźnych, negatywnych anomalii na krzywych izotopów węgla (m.in. McElwain i in., 1999; Palfy i in., 2001; Hesselbo i in., 2002). Zdaniem większości badaczy, wzmoczona emisja dwutlenku węgla i globalne ocieplenie wywołane przez erupcje wulkaniczne powodowały dysocjację hydratów metanowych w wodach morskich oraz uruchamiały mechanizm zwrotny, co w konsekwencji prowadziło do katastroficznych wahań klimatu i kryzysów w ewolucji świata organicznego.

Jak zaznaczono na wstępie, złoża dolnojurańskich kopalni kaolinitowych udokumentowano do tej pory wyłącznie w utworach hetangu. Fakt współwystępowania detrytycznego illitu i kaolinitu (przy śladowych domieszkach smektytu),

generalnie odpowiada warunkom klimatu umiarkowanego bez wyraźnych zmian sezonowych, typowego w mezozoiku dla średnich szerokości geograficznych (Sellwood, Valdes, 2006). Jednak bardzo wysoka zawartość kaolinitu (i brak skaleni) w licznych osadach hetangu (fig. 6) sugeruje raczej oddziaływanie klimatu subtropikalnego o dużych opadach atmosferycznych. Najprawdopodobniej odzwierciedla to wpływ silnego i długotrwałego efektu cieplarnianego, który zaznaczył się u schyłku retyku i trwał przez niemal cały hetang. Wysoka zawartość gazów cieplarnianych w atmosferze raptownie zintensyfikowała wietrzenie chemiczne na obszarach kontynentalnych (Cohen, Coe, 2007), co, zdaniem autora niniejszej publikacji, zdecydowanie przyspieszyło rozwój zwietrzelin kaolinitowych na dobrze zdrenowanych terenach wyżynnych otaczających basen. Materiał osadowy, pochodzący z intensywnie wietrzących i erodowanych rozległych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego i masywu małopolskiego, był sukcesywnie znoszony do południowego odcinka bruzdy śródpolskiej, obniżonego w wyniku reaktywacji tektoniki blokowej na początku hetangu (Brański, 2006). Aluwialno-limniczne i lagunowo-deltowe środowiska depozycji tworzyły pułapki, w których gromadził się kaolinit dostarczany przez systemy rzeczne. Ponadto atmosfera nasycona gazami cieplarnianymi oraz obfita materia organiczna (zwłaszcza w osadach bagiennych) silnie zakwaszały wody meteoryczne, stwarzając dogodne warunki dla wczesnodiagenetycznej kaolinityzacji. Warto podkreślić, że ilaste osady kaolinitowe późnego retyku i hetangu występują często w pasie od wschodniej Grenlandii przez południową Skandynawię, basen polski, aż po północną Rumunię (m.in. Lindgreen, Surlyk, 2000; Ahlberg i in., 2002, 2003; Mírk i in., 2003), chociaż nie wszędzie mają one znaczenie gospodarcze. Na początku jury wymienione obszary znajdowały się na podobnej szerokości geograficznej.

Duże wahania zawartości illitu i kaolinitu, zaznaczające się w najniższej formacji zagajskiej (zwłaszcza w warstwach przyspagowych), mogą być efektem erozji i resedymencji starszych osadów noryku i retyku ubogich w kaolinit lub przeciwnie, bogatych w kaolinit warstw najwyższego retyku (niemal w całości zerodowanych). Erozja ta nasiliła się w wyniku niskiego poziomu morza i reaktywacji tektonicznej. Nie można też wykluczyć wpływu wahań klimatycznych u zarania hetangu, kiedy mógł zaistnieć epizod suchy i chłodny (Hubbard, Boutler, 2000). Najbardziej ustabilizowana sytuacja paleogeograficzna miała miejsce podczas powstawania iłowców i mułowców ilastych przysuskiej formacji rudonośnej. Wysoka temperatura, obfite opady oraz mały relief na obszarach alimentacyjnych (będący wynikiem zaawansowanej penepłenizacji w warunkach spokoju tektonicznego) szczególnie sprzyjały intensyfikacji procesów

wietrzenia chemicznego, którego produkty były znoszone do strefy przybrzeżnej zbiornika brakicznego. Szczegółowa analiza składu mineralnego iłowców tej formacji wskazuje także na pewne zmiany proporcji kaolinitu i illitu, zaznaczające się zarówno lateralnie, jak i w profilu pionowym (Brański, 2007). Wahania zawartości głównych minerałów ilastych zapewne wynikają głównie z proveniencji, czyli różnic petrograficznych erodowanych skał i gleb na obszarach źródłowych. Na mniejszy udział kaolinitu w niektórych profilach mogło też wpłynąć większe oddalenie od linii brzegowej zbiornika (tzw. *differential settling*). Z kolei wahania zawartości kaolinitu w profilu pionowym mogą być związane z fluktuacjami klimatycznymi niższego rzędu, oscylacjami linii brzegowej zbiornika brakicznego lub lokalnie wzmoczoną transformacją wczesnodiagenetyczną. Znikoma zawartość smektytów w badanych profilach wydaje się przesądzać o braku sezonowych zmian wilgotności. Tym niemniej należy pamiętać, że niskie pH cechujące środowiska bagiennie (na równi zalewowej, deltowej oraz w brzeżnej strefie jezior i lagun) mogło sprzyjać transformacji smektytów w kaolinit jeszcze przed konsolidacją osadów (por. Saez i in., 2003). Pojawiające się w dolnym hetangu szczątki roślin kseromorficznych oraz obecność węgla drzewnego (pożarów lasów), sugerują okresowe lub sezonowe spadki wilgotności (Gierliński i in., 2004), niezależnie od jej stopniowego wzrostu, jaki miał miejsce od schyłku triasu.

Jak już wspomniano, spośród przeobrażeń posedymentacyjnych istotną rolę mogła odgrywać eodiageniza. Osady jury dolnej w regionie świętokrzyskim podlegały przeważnie umiarkowanemu pograżaniu, więc procesy mezodiagenetyczne miały najwyżej podrzędne i lokalne znaczenie dla zmian w składzie minerałów ilastych, zwłaszcza w układzie hydrologicznie zamkniętym (Środoń, 1996), jaki stanowiły iłowce i mułowce badanych formacji. Na etap eodiagenyzy oraz wczesnej mezodiagenyzy wskazuje pojawianie się (fig. 7B) krystalitów autigenicznego kaolinitu robakowatego i blokowego (por. Osborne i in., 1994; Kozłowska, 2004). Ze względu na zjawisko inwersji bruzdy śródpolskiej, zachodzące na pograniczu kredy i paleogenu po długim okresie pogrzebienia, zaznaczyły się także przeobrażenia telodiagenetyczne. Zachodziły one głównie w paleogenie i miały charakter ściśle lokalny (wychodnie na terenach wyniesionych oraz strefy dyslokacyjne). Tym niemniej w niektórych złożach telodiageniza przyczyniła się do powstawania wysokojakościowych, unikatowych odmian ilastych kopalni ogniotrwałych, przede wszystkim w wyniku rozpuszczania i wymywania związków żelaza przez wody meteoryczne (por. Kozydra, 1968). Takie zjawisko miało najprawdopodobniej miejsce np. w czynnym złożu Kryzmanówka w Zapnowie.

LITERATURA

- AHLBERG A., ARNDORFF L., GUY-OHLSSON D., 2002 – On-shore climate change during the Late Triassic marine inundation of the Central European Basin. *Terra Nova*, **14**: 241–248.
- AHLBERG A., OLSSON I., ŠIMKEVIČIOUS P., 2003 – Triassic–Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. *Sediment. Geol.*, **161**, 1–2: 15–29.
- BRAŃSKI P., 2006 – Lower Hettangian in the Holy Cross Mountains region – an example of tectonically-controlled sedimentation in the epicontinental basin of Poland. *Vol. Jurassica*, **4**: 80–81.
- BRAŃSKI P., 2007 – Zespoły minerałów ilastych jury dolnej w południowej części basenu polskiego – wpływ paleoklimatu a inne czynniki. *Tomy Jurajskie*, **4**: 5–18.
- CHAMLEY H., 1989 – Clay sedimentology. Springer-Verlag. Berlin.
- COHEN A.S., COE A.L., 2007 – The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **244**: 374–390.
- CURTIS C.D., 1990 – Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, palaeosols and clastic sedimentary rocks. *J. Geol. Soc.*, **147**: 351–357.
- DECONINCK J-F., HESSELBO S.P., DEBUISSER N., AVERBUCH O., BAUDIN F., BESSA J., 2003 – Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). *Int. J. Earth Sc.*, **92**, 2: 255–266.
- GIERLIŃSKI G., PIEŃKOWSKI G., NIED WIEDZKI G., 2004 – Tetrapod track assemblage in the Hettangian of Sołtyków, Poland, and its palaeoenvironmental background. *Ichnos*, **11**, 3/4: 195–213.
- HALLAM A., 1988 – A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon Curve. W: Sea-level change; an integrated approach. (red. C.K. Vilgus i in.). *Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ.*, **42**: 71–108.
- HALLAM A., GROSE J.A., RUFFELL A.H., 1991 – Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic–Cretaceous in England and France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **81**: 173–187.
- HESSELBO S.P., ROBINSON S.A., SURLYK F., PIASECKI S., 2002 – Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology*, **30**: 251–254.
- HESSELBO S.P., JENKYN H.C., DUARTE L.V., OLIVEIRA L.C.V., 2007 – Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet. Sc. Let.*, **253**: 455–470.
- HUBBARD R.N.B.L., BOUTLER M.C., 2000 – Phytogeography and palaeoecology in Western Europe and Eastern Greenland Near the Triassic–Jurassic Boundary. *Palaios*, **15**: 120–131.
- KOZŁOWSKA A., 2004 – Diagenеза piaskowców karbonu górnego występujących na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **411**: 5–86.
- KOZYDRA Z., 1968 – Złoża dolnojurańskich iłów ogniotrwałych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 5–94.
- LINDGREEN H., SURLYK F., 2000 – Upper Permian–Lower Cretaceous clay mineralogy of East Greenland: provenance, palaeoclimate and volcanicity. *Clay Minerals*, **35**, 5: 791–806.
- MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLINI G., DE MIN A., 1999 – Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Province. *Science*, **284**: 616–618.
- MC ELWAIN J.C., BEERLING D.J., WOODWARD F.I., 1999 – Fossil plants and global warming at the Triassic–Jurassic boundary. *Science*, **285**: 1386–1390.
- MĚRĚK M.B.E., VIGRAN J.O., SMELROR M., FJERDINGS-TADT V., BOE R., 2003 – Mesozoic mudstone compositions and the role of kaolinite weathering – shallow cores in the Norwegian Sea (MĚre to Troms). *Norw. J. Geol.*, **83**: 61–78.
- OSBORNE M., HASZELDINE R.S., FALLICK A.E., 1994 – Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, **29**, 4: 591–608.
- PALFY J., DEMENY A., HAAS J., HETENYI M., ORCHARD M.J., VETO I., 2001 – Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic–Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, **29**: 1047–1050.
- PIEŃKOWSKI G., 1991 – Eustatically-controlled sedimentation in the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Poland and Sweden. *Sediment.*, **38**: 503–518.
- PIEŃKOWSKI G., 2004 – The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**.
- SAEZ A., INGLES M., CABRERA L., DE LAS HERAS A., 2003 – Tectonic – palaeoenvironmental forcing of clay mineral assemblages in nonmarine settings: the Oligocene–Miocene as Pontes Basin (Spain). *Sediment. Geol.*, **159**, 3/4: 305–324.
- SELLWOOD B.W., VALDES P.J., 2006 – Mesozoic climates: general circulation models and the rock record. *Sediment. Geol.*, **190**: 269–287.
- ŠIMKEVIČIOUS P., AHLBERG A., GRIGELIS A., 2003 – Jurassic smectite and kaolinite trends of the East European Platform: implications for palaeobathymetry and palaeoclimate. *Terra Nova*, **15**, 4: 225–229.
- SINGER A., 1980 – The palaeoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sc. Rev.*, **15**: 303–326.
- SINGER A., 1984 – The palaeoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. *Earth Sc. Rev.*, **21**: 251–293.
- ŠRODOŃ J., 1996 – Minerály ilaste w procesach diagenезы. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- STOCH L., SIKORA W., 1968 – Charakterystyka mineralogiczna dolnojurańskich iłów ogniotrwałych. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 193–222.
- TEOFILAK-MALISZEWSKA A., 1968 – Petrografia osadów liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 107–181.