

## GENEZA OSADÓW ILASTYCH FORMACJI CIECHOCIŃSKIEJ (JURA DOLNA, TOARK) W POŁUDNIOWEJ POLSCE A ICH ZNACZENIE GOSPODARCZE

### ORIGIN OF THE CIECHOCINEK FORMATION CLAYS (LOWER JURASSIC, TOARCIAN) FROM SOUTHERN POLAND AND THEIR ECONOMIC SIGNIFICANCE

PAWEŁ BRAŃSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W artykule podsumowano wyniki dotychczasowych badań osadów ilastych formacji ciechocińskiej (jura dolna, toark) oraz przedstawiono wyniki nowych analiz mineralogicznych i geochemicznych z otworów wiertniczych Brody–Lubienia BL-1 i Suliszowice BN-38. W dolnej części badanych profili (poziom *tenuicostatum*) zespoły minerałów ilastych składają się głównie z detrytycznego illitu oraz podrzędnego kaolinitu i chlorytu. Sedymentację zdominowaną przez illit przerwał wzrost dostawy kaolinitu na pograniczu parasekwencji VIIIb/VIIIc. W górnej części (poziom *falciferum*) zawartość kaolinitu jest znacząco wyższa niż w części dolnej. W całym profilu nie zaobserwowano smektytów. Skład minerałów ilastych był przeważnie kontrolowany przez warunki klimatyczne i reżim wietrzenia. W poziomie *tenuicostatum* wciąż zaznaczał się wpływ ochłodzenia panującego w późnym pliensbachu. Odzwierciedla to większa zawartość illitu i chlorytu w dolnym odcinku profilu, spowodowana zahamowaniem hydrolizy. Warstwy o znacznym stosunku kaolinit/illit na pograniczu parasekwencji VIIIb/VIIIc wskazują na silne wietrzenie w wilgotnym klimacie subtropikalnym lub tropikalnym, odpowiadające początkowi głównej fazy globalnego ocieplenia, które się zapisało na licznych profilach w Europie u schyłku poziomu *tenuicostatum*. W górnym odcinku formacji ciechocińskiej kaolinit pozostał dominującym minerałem ilastym, co sugeruje panowanie klimatu ciepłego i wilgotnego. Mineralogiczny zapis paleoklimatu został nieco zmieniony przez wpływ składu mineralnego materiału dostarczanego z obszarów źródłowych i warunki paleośrodowiskowe. Procesy diagenetyczne nie były dość silne, by dokonać transformacji kaolinitu, ale mogły przeobrażać smektyt i minerały mieszanopakietowe w illit i/lub chloryt. Ze względu na rozwój litologiczny i zawartość syderytu, tylko osady ilaste z dolnej części formacji ciechocińskiej mają lokalnie realne znaczenie gospodarcze, ze względu na rozwój litologiczny i niższy udział syderytu. Zawierają one zasoby udokumentowane i perspektywiczne bardzo dobrych surowców ceramiki budowlanej i niektórych odmian surowców kamionkowych. W przeciwieństwie do osadów hetangu, ility ogniotrwałe i inne ility ceramiczne są tu nieobecne z powodu zubożenia w kaolinit.

**Słowa kluczowe:** minerały ilaste, złoża kopalin ilastych, paleowietrzenie, formacja ciechocińska, jura dolna, wczesny toark, południowa Polska.

**Abstract.** This paper summarizes the results of research performed on the Ciechocinek Formation clays (Lower Jurassic, Toarcian) and presents the results of a new mineralogical and geochemical study of the Brody–Lubienia BL-1 and Suliszowice BN-38 boreholes. In the lower part of the studied sections (*tenuicostatum* zone), clay minerals assemblages comprise predominantly detrital illite with subordinate kaolinite and chlorite. Illite-dominated sedimentation was interrupted by an increased input of kaolinite at the VIIIb/VIIIc parasequence boundary. In the upper part (*falciferum* zone) the kaolinite content is significantly higher than in the lower part. Smectite was not observed in the whole section. The clay minerals composition was mostly controlled by climatic conditions and weathering regime. During the *tenuicostatum* zone, the influence of Late Pliensbachian cooling was still noticeable. It coincides with the higher illite and chlorite content in the lower interval due to prevention from extended hydrolysis. Levels of the high kaolinite/illite ratio at the VIIIb/VIIIc parasequence boundary interval suggest strong continental weathering in the humid-subtropical to tropical climate related to the onset of the main phase of global warming that was recorded in many sections of Europe at the top of the *tenuicostatum* zone. In the upper interval of the Ciechocinek Formation, kaolinite is still the dominant clay mineral suggesting mostly warm and humid climate conditions. The palaeoclimate record was slightly modified by mineralogical composition of material supplied from source areas and by palaeoenvironmental conditions. Diagenetic pro-

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
e-mail: pawel.branski@pgi.gov.pl

cesses were not sufficient to transform the initial kaolinite, but it may have altered smectite and mixed-layers into illite and/or chlorite. Only the clay deposits from the lower part of the Ciecchocinek Formation locally reveal a real economic significance because of lithologic development and lower siderite content. They contain economic resources and reserves of raw materials very good for building ceramics and some type of stoneware clays. In contrast to Hettangian deposits the refractory and other ceramic clays are absent because of kaolinite depletion.

**Key words:** clay minerals, clay deposits, palaeoweathering, Ciecchocinek Formation, Lower Jurassic, Early Toarcian, southern Poland.

## WSTĘP

W podziale litostratygraficznym jury dolnej na obszarze Polski (Pieńkowski, 2004) wyróżnia się trzy formacje zawierające kopaliny ilaste: zagajską, przysuską rudonośną i ciechocińską (tab. 1). W regionie świętokrzyskim, w utworach z pogranicza triasu i jury oraz najstarszego piętra jurajskiego (hetangu), udokumentowano w przeszłości liczne złoża kopaliny kaolinitowych, będących doskonałym surowcem dla przemysłu materiałów ogniotrwałych oraz przemysłu ceramicznego (Kozydra, 1968). Wspomniane kopaliny występują we fragmentarycznie zachowanych utworach górnego retyku (tzw. „iły parszowskie”) oraz w obrębie formacji zagajskiej i, przede wszystkim, w przysuskiej formacji rudonośnej hetangu (tzw. „iły opoczyńskie”). Stwierdzono, że głównym czynnikiem masowego powstawania osadów ilastych wzbogaconych w kaolinit było silne wietrzenie chemiczne skał na obszarach źródłowych, spowodowane warunkami paleoklimatycznymi (wysoką temperaturą i wilgotnością niepodlegającą wyraźnym zmianom sezonowym), któremu towarzyszyły procesy wczesnodiaogenetyczne (Brański, 2007b, 2008a, 2009a, b). Dla tworzenia się niektórych wysokogatunkowych odmian surowców ogniotrwałych, duże znaczenie miały także lokalne przeobrażenia telodiagenetyczne (Kozydra, 1968). Dotychczasowe wyniki badań mineralogicznych skał drobnoziarnistych w młodszych formacjach jury dolnej ujawniają na ogół przewagę illitu nad kaolinitem, także w trzeciej formacji zawierającej utwory ilaste – ciechocińskiej (Kozydra, 1968; Teofilak-Ma-

liszevska, 1968; Brański, 1988a, 2007a), reprezentującej dolny toark (Pieńkowski, 2004). W niniejszym artykule przedstawiono rozważania na temat genezy osadów ilastych w formacji ciechocińskiej i omówiono jej wpływ na przydatność surowcową kopaliny.

**Tabela 1**

### Podział litostratygraficzny jury dolnej w południowej Polsce (wg Pieńkowskiego, 2004)

Lithostratigraphic subdivision of the Lower Jurassic in southern Poland (after Pieńkowski, 2004)

Piętro	Wyżyna Krakowsko-Wieluńska	Obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Toark	hiatus	
	formacja borucicka	formacja borucicka
	formacja ciechocińska	formacja ciechocińska
Pliensbach	formacja blanowicka	formacja drzewicka formacja gielniowska
Synemur	hiatus	formacja ostrowiecka
Hetang		przysuska formacja rudonośna
		formacja skłobska
		formacja zagajska

## ROZWÓJ SEDYMENTACJI WE WCZESNYM TOARKU

Stosunkowo jednorodna litologicznie formacja ciechocińska występuje na obszarze całego basenu polskiego, ale tylko w jego południowej części zalega miejscami na niewielkich głębokościach (fig. 1). Jej miąższość wynosi około 70–100 m na obszarze świętokrzyskim i około 15–45 m na obszarze krakowsko-wieluńskim. Ponieważ formacja ciechocińska ma stosunkowo ubogą dokumentację biostratygraficzną, szczególna rola przypada korelacji stratygraficzno-sekwencyjnej (Pieńkowski, 2004), wyznaczającej ramy czasowe rozwoju i warunków sedymentacji, poprzez nawiązanie do ważnych zdarzeń sedymentologicznych oraz korelację pulsów eustatycznych w basenie polskim i w basenach zachodniej Europy. Osady formacji ciechocińskiej tworzą VIII sekwencję depozycyjną jury dolnej w epikonty-

entalnym basenie polskim i odpowiadają wiekowi poziomom amonitowym: *tenuicostatum*, *falciferum* oraz, być może, dolnej części poziomu *bifrons*, które reprezentują wczesny toark (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008). Podczas powstawania dolnej części formacji ciechocińskiej rozwijała się transgresja wczesnego toarku, a basen sedymentacyjny szybko się pogłębiał (Pieńkowski, 2004). Wspomniana transgresja ma charakter wydarzenia autentycznie eustatycznego, zachodzącego w skali globalnej (Hallam, 1988, 1997), któremu towarzyszyło wyraźne zdarzenie anoksyczne (Jenkyns, 1988). W trakcie powstawania parasekwencji VIIIb i dolnej części parasekwencji VIIIc, w basenie polskim przeważnie dominował stosunkowo głęboki i umiarkowanie zasolony zbiornik morski, najprawdopodob-

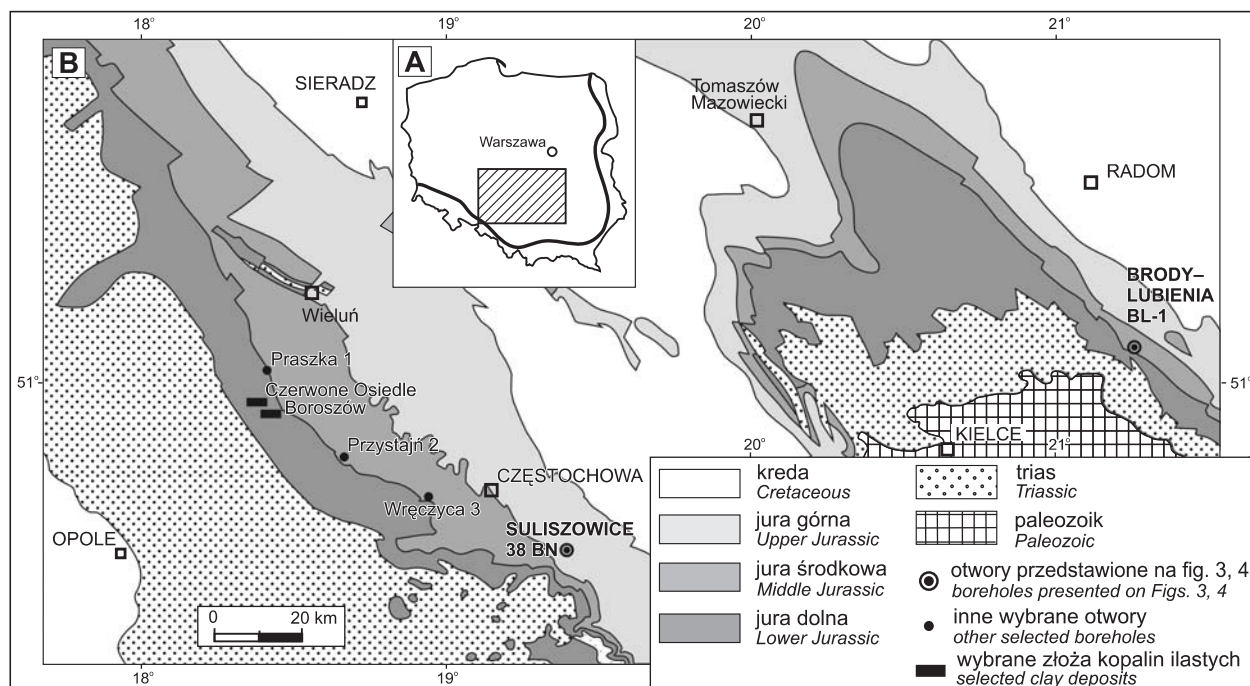


Fig. 1. A. Obszar badań i zasięg basenu toarku. B. Lokalizacja wybranych otworów i złóż kopalin ilastych na tle uproszczonej mapy geologicznej południowej Polski, bez utworów kenozoiku (wg Dadleza i in., 2000, uproszczone)

A. Study area and the extent of the Toarcian basin. B. Location of selected boreholes and clay deposits on the background of the geological sketch map of southern Poland without Cenozoic deposits (after Dadleza *et al.*, 2000, simplified)

niej w postaci rozległej zatoki (Pieńkowski, 2004). Powstały wówczas charakterystyczne zielonoszary i szare mułowce, iłowce i heterolity, często stanowiące kopalinę ilastą. W najwyższej części sekwencji VIIIb (czyli u schyłku poziomu *tenuicostatum*) zaznacza się wyraźny epizod spłylenia zbiornika morskiego (*op. cit.*; Pieńkowski i in., 2008), podobnie jak w innych basenach Europy. Jest to zapewne wynik zwiększonej dostawy materiału terygenicznego, ponieważ brak przesłanek świadczących o eustatycznym spad-

ku poziomemu morza. W wyższej części omawianej sekwencji, a zarazem formacji ciechocińskiej, zaznacza się spłylenie basenu i progradacja (Pieńkowski, 2004). W środowiskach lagunowych i deltowych powstawały wtedy zielonoszary, czerwonoszary i brązowoszary skały ilaste, które nie mają znaczenia surowcowego, ponieważ zawierają liczne przeławienia skał piaszczystych. Górna granica formacji ma charakter zdecydowanie erozyjny, a w brzeźnych partiach basenu zaznacza się luka stratygraficzna (*op. cit.*).

## WYNIKI WCZEŚNIEJSZYCH BADAŃ MINERALOGICZNO-SUROWCOWYCH

Badania składu chemicznego i mineralnego skał ilastych formacji ciechocińskiej prowadzono na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kozydra, 1968; Teofilak-Maliszewska, 1968) oraz na obszarze częstochowsko-wieluńskim (Śnieżek, 1986; Leonowicz, 2005; Brański, 2007a). Zostały one niedawno podsumowane przez autora niniejszego artykułu (Brański, 2007b). Dotychczasowe analizy mineralogiczne (często tylko jakościowe) wykonywano niemal wyłącznie na całych próbkach surowca, bez wydzielenia frakcji ilastej. W formacji ciechocińskiej dominują minerały ilaste i kwarc, dość powszechnie pojawiają się także skalenie. W mułowcach i iłowcach z południowej części basenu polskiego nie stwierdzono obecności kalcytu ani dolomitu, natomiast powszechnie spotyka się minerały żelaza, zwłaszcza syderyt lub getyt w ilości kilku procent. Syderyty mają

głównie charakter syderoplezytów ilastych, zawierających 22–37% Fe (Wyrwicki, 1966). Masowo występuje domieszka zwęglonej substancji organicznej, a lokalnie pojawia się piryt (Leonowicz, 2005). W składzie minerałów ilastych powszechny jest illit, kaolinit, chloryt i miejscami niewielkie domieszki smektytów, w postaci minerałów mieszanopakietowych. W przeciwieństwie do utworów ilastych hetangu, wyniki dotychczasowych badań utworów dolnego toarku wskazują na ogólną dominację illitu i bardziej podrzędny udział kaolinitu (tab. 2), którym towarzyszą liczne wczesnodagenetyczne chloryty żelazowe, nadające charakterystyczne zielone zabarwienie osadom omawianej formacji (*op. cit.*). Podobne różnice zapisują się także w składzie chemicznym i wskaźnikach geochemicznych: przeobrażenia chemicznego – CIA (Nesbitt, Young, 1982) oraz wietrzenia

Tabela 2

**Porównanie składu minerałów ilastych w próbkach skał z formacji ciechocińskiej i przysuskiej formacji rudonośnej (dane uśrednione)**

Comparison of clay minerals composition in the bulk rock samples from the Ciechocinek Formation and Przysucha Ore-bearing Formation (average data)

Litoformacja	Wiek	Źródło informacji	K	I(Ch,I-S)	K/I(Ch,I-S)
Formacja ciechocińska	dolny toark	Teofilak-Maliszewska, 1968	14	52	0,3
		Kozydra, 1968	17	51	0,3
Przysuska formacja rudonośna	środkowy–górny hetang	Brański, 1993 (niepubl.)	35	23	1,5
		Teofilak-Maliszewska, 1968	50	38	1,3
		Kozydra, 1968	41	37	1,1

K – kaolinit, I – illit, Ch – chloryt, I-S – illit–smektyt

K – kaolinite, I – illite, Ch – chlorite, I-S – illite–smectite

Tabela 3

**Porównanie głównych elementów składu chemicznego i geochemicznych wskaźników wietrzenia w osadach ilastych formacji ciechocińskiej (dolny toark) i przysuskiej formacji rudonośnej (środkowy–górny hetang) (wg Brański, 2007b)**

Comparison of the main chemical components and geochemical weathering indices in clay deposits from the Ciechocinek Formation (Lower Toarcian) and Przysucha Ore-bearing Formation (Middle–Late Hettangian) (after Brański, 2007b)

Litoformacja	Obszar	SiO <sub>2</sub> [%]	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + TiO <sub>2</sub> [%]	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [%]	K <sub>2</sub> O [%]	LOI [%]	CIA	CIW (CIA-K)
Ciechocińska	CWU	50,00–73,19	12,25–25,23	3,87–12,49	0,60–4,60	3,96–10, 70	58,1–84,8	72,3–93,6
		śr. 56,52	śr. 20,35	śr. 7,81	śr. 2,91	śr. 7,59	śr. 71,6	śr. 87,0
Ciechocińska	HCM	52,60–63,99	17,69–27,00	2,93–5,64	2,51–5,10	7,45–10, 32	67,3–83,6	83,1–97,9
		śr. 57,02	śr. 22,90	śr. 4,82	śr. 3,79	śr. 9,02	śr. 75,4	śr. 92,2
Przysuska rudonośna	HCM	39,14–57,27	23,19–36,88	1,10–12,29	1,78–3,08	8,04–13,81	80,0–88,2	91,9–98,6
		śr. 50,49	śr. 29,57	śr. 4,24	śr. 2,60	śr. 10,13	śr. 85,1	śr. 95,8

CWU – Wyżyna Krakowsko-Wieluńska (niepublikowane dane z otworów Praszka 1, Przystajń 2 i Wręczyca 3), HCM – obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (wg Kozydra, 1968; Teofilak-Maliszewska, 1968); LOI – strata prażenia; CIA – wskaźnik przeobrażenia chemicznego (Nesbitt, Young, 1982); CIW (CIA-K) – wskaźnik wietrzenia chemicznego (Harnois, 1988; Maynard, 1992)

CWU – Cracow-Wieluń Upland (unpublished data from Praszka 1, Przystajń 2 and Wręczyca 3 boreholes); HCM – Holy Cross Mts. margin (after Kozydra, 1968; Teofilak-Maliszewska, 1968); LOI – loss on ignition; CIA – chemical index of alteration (Nesbitt, Young, 1982); CIW – chemical index of weathering (Harnois, 1988; Maynard, 1992)

Tabela 4

**Wybrane właściwości surowców i tworzywa ceramicznego w ważniejszych złożach kopalni ilastych dolnego toarku dla ceramiki budowlanej**

Selected properties of raw materials and ceramic products for building ceramics in the major Lower Toarcian clay deposits

Właściwości	Czerwone Osiedle (Kozłowice)	Boroszów
S <sub>s</sub> [%]	4,0–6,6	8,2–8,6
W <sub>z</sub> [%]	24,3–27,7	33,7–37,1
I <sub>wp</sub> [°C]	180–260	70–130
max N <sub>zp</sub> [%]	16,1	14,6
R <sub>cp</sub> [MPa]	9,7–24,2	20,3–42,6
I <sub>ws</sub> [°C]	70–95	20–120
min N <sub>zs</sub> [%]	1,8	0,0
R <sub>cs</sub> [MPa]	24,2–70,0	37,3–90,2

S<sub>s</sub> – skurczliwość wysychania; W<sub>z</sub> – woda zarobowa; I<sub>wp</sub> – interwał wypalania tworzywa porowatego; max N<sub>zp</sub> – maksymalna nasiąkliwość tworzywa porowatego; R<sub>cp</sub> – wytrzymałość na ściskanie tworzywa porowatego; I<sub>ws</sub> – interwał wypalania tworzywa spieczonego; min N<sub>zs</sub> – minimalna nasiąkliwość tworzywa spieczonego; R<sub>cs</sub> – wytrzymałość na ściskanie tworzywa spieczonego

S<sub>s</sub> – desiccation shrinkage ; W<sub>z</sub> – make-up water; I<sub>wp</sub> – interval of firing for porous product; max N<sub>zp</sub> – max. absorbability of porous product; R<sub>cp</sub> – compression strength of porous product; I<sub>ws</sub> – interval of firing for vitreous product; min N<sub>zs</sub> – min. absorbability of vitreous product; R<sub>cs</sub> – compression strength of vitreous product

chemicznego – CIW (Harnois, 1988), określanego także jako CIA-K (Maynard, 1992) (tab. 3).

Wyniki badań surowcowych zawarto przede wszystkim w niepublikowanych opracowaniach Kozydry, Snieżka, Kieźel i autora niniejszego artykułu, a także w dokumentacjach geologicznych złóż surowców ilastych ceramiki budowlanej. Ze względu na wykształcenie litologiczne, kopaliny ilaste dokumentowano w dolnej części formacji ciechocińskiej. Stanowią one często wysokojakościowe surowce ilaste ceramiki budowlanej, jak w złożu Czerwone Osiedle (cegielnia Kozłowice) i Boroszów (fig. 1, tab. 4). Ze względu na głębokość zalegania jest to surowiec lokalny, chociaż formacja ciechocińska występuje na niemal całym obszarze Niżu Polskiego. Omawiane kopaliny zaliczają się przeważnie do surowców średnioplastycznych, rzadziej plastycznych i chudych. Nie zawierają marglu, a składnikami szkodliwymi mogą być głównie siarczany rozpuszczalne w wo-

dzie, ziarna żwiru i niekiedy piryt. Są one przydatne do produkcji wszystkich asortymentów wyrobów ceramiki budowlanej o czerepie porowatym z wyjątkiem dachowych (w tym nowoczesnych ceramicznych pustaków wielocegłowych). W przeciwieństwie do licznych kopaliny hetangu, skały ilaste formacji ciechocińskiej stanowią z reguły odpad z punktu widzenia wymagań stawianych surowcom ogniotrwałym i ceramiki szlachetnej i półszlachetnej (niski stopień białości i ogniotrwałość często poniżej 128 sP). Lokalnie nadają się do produkcji wyrobów klinkierowych oraz niższych i nieogniotrwałych odmian kamionki. Tylko sporadycznie (okolice Praszki i otworu wiertniczego Brody–Lubienia BL-1) pojawiają się warstwy ilaste stanowiące surowce dobrze się spiekające, o wytrzymałości na zginanie powyżej 30 kG/cm<sup>2</sup> i ogniotrwałości zwykłej zbliżonej do 158 sP, które spełniają wymagania stawiane ogniotrwałym odmianom kamionki.

## WYNIKI NOWYCH BADAŃ MINERALOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

W latach 2007–2008 szczegółowo przeanalizowano skały ilaste formacji ciechocińskiej z rdzeni otworów archiwalnych pochodzących z południowej części basenu polskiego: Brody–Lubienia BL-1 i Suliszowice BN-38 (fig. 1). Dla wszystkich próbek wykonano: dyfrakcyjną spektrometrię rentgenowską – XRD (w tym skład frakcji ilastej i ilościowe

oznaczanie faz) oraz fluorescencyjną spektrometrię rentgenowską – XRF dla 32 próbek. Badania przeprowadziły w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG–PIB) w Warszawie W. Narkiewicz oraz I. Iwasińska-Budzyk. Następnie autor artykułu

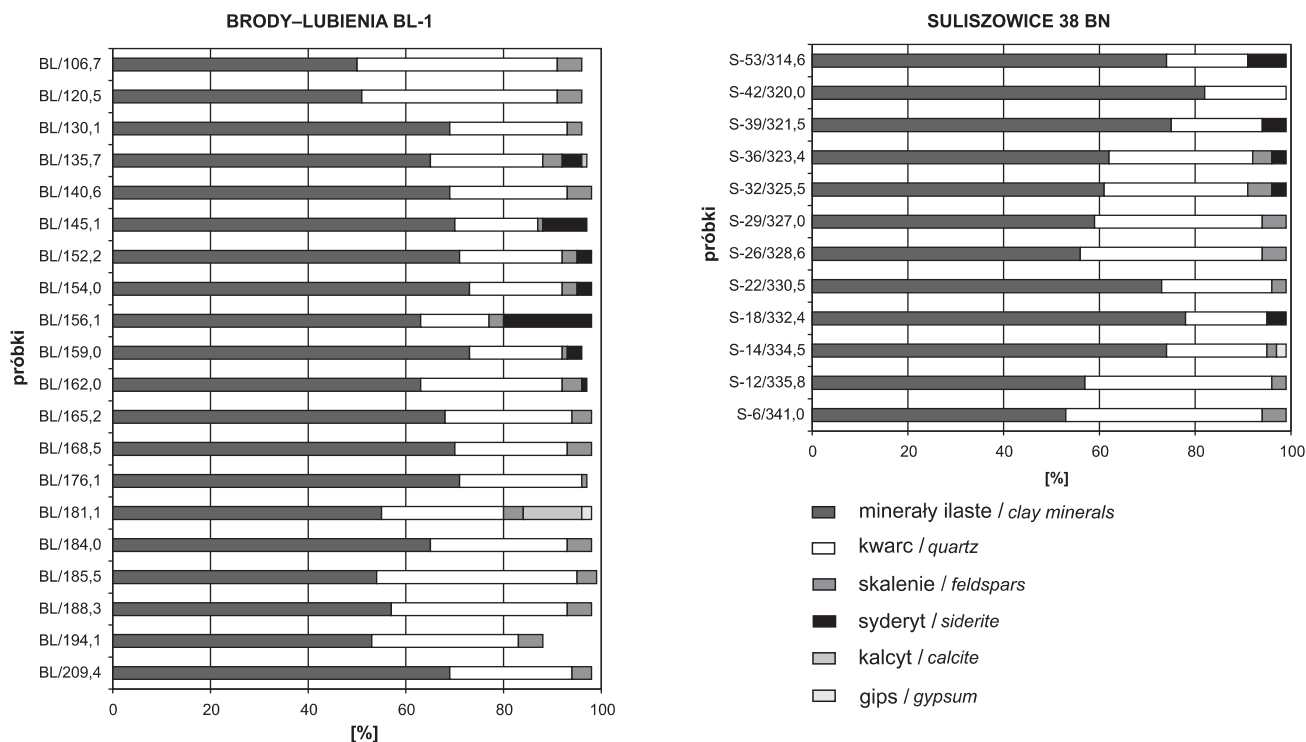
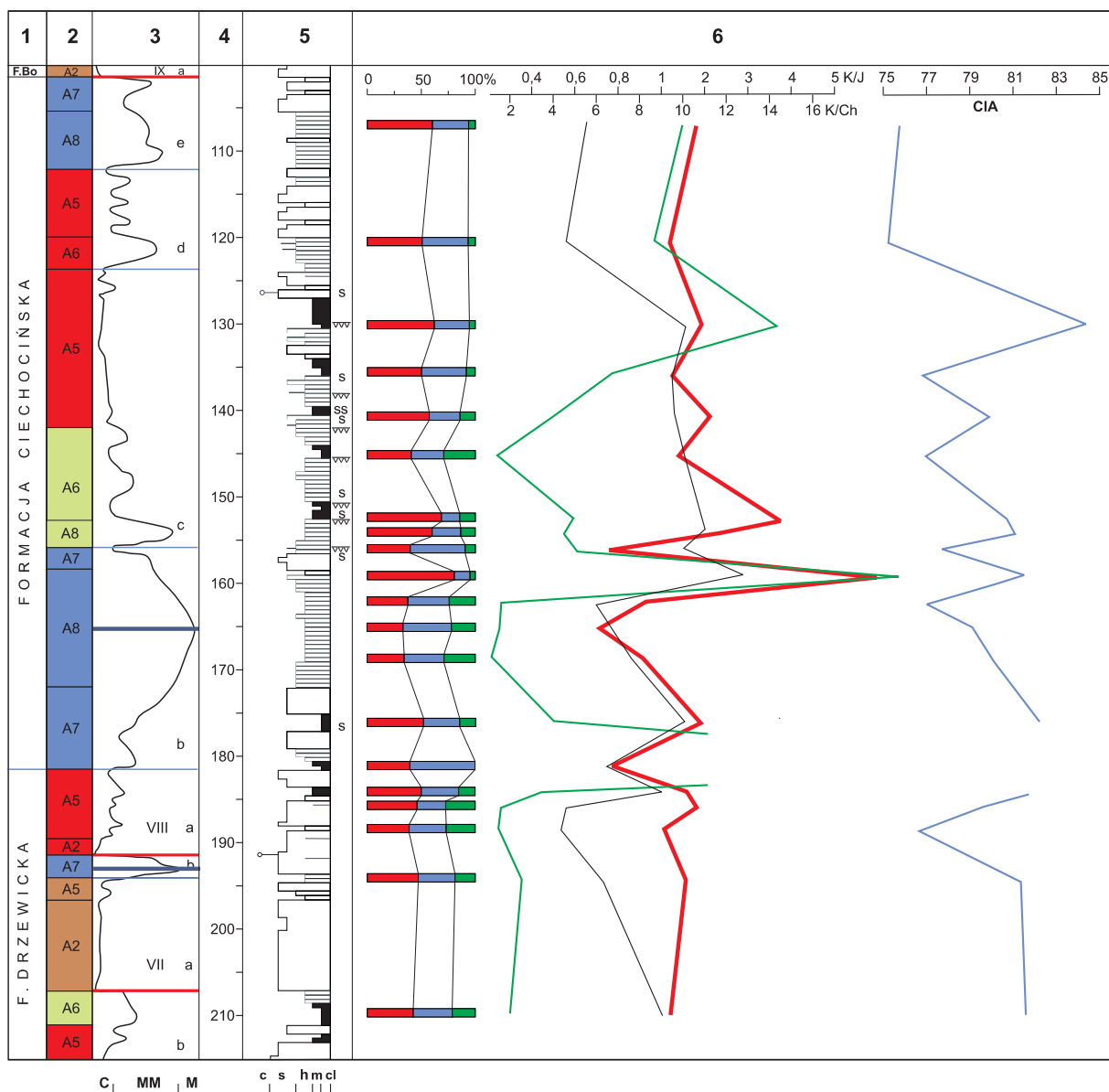


Fig. 2. Ogólny skład mineralny skał ilastych formacji ciechocińskiej (dolny toark) w otworach wiertniczych Brody–Lubienia BL-1 i Suliszowice 38 BN

General mineral composition of Ciechocinek Formation clays (Lower Toarcian) in the Brody–Lubienia BL-1 and Suliszowice 38 BN boreholes





**Fig. 3.** Skład mineralów ilastych (we frakcji <0,002 mm), współczynniki mineralogiczne i wskaźnik przeobrażenia chemicznego (CIA) w dolnym toarku otworu wiertniczego Brody-Lubienia BL-1  
Objaśnienia na figurze 4

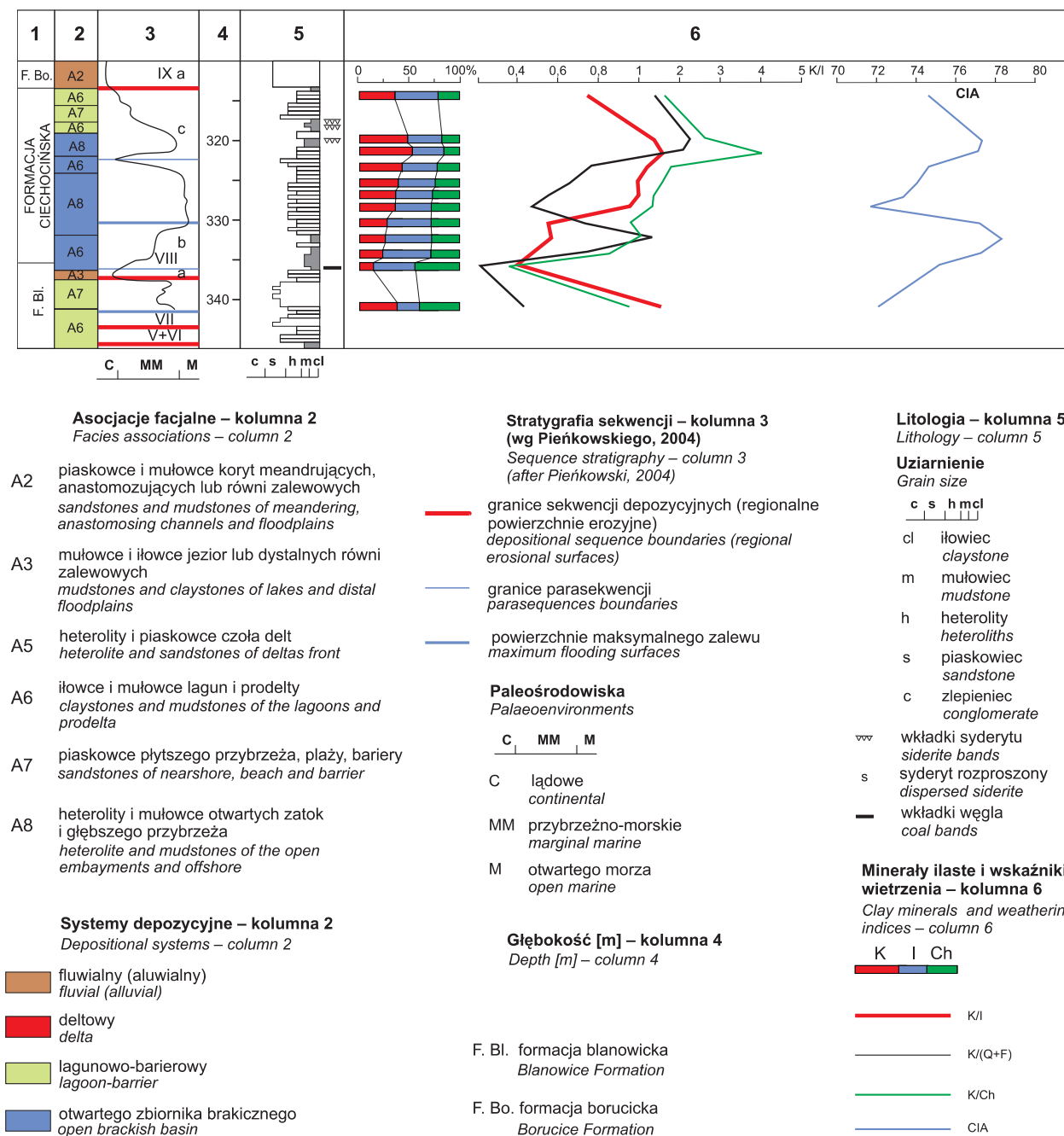
Lower Toarcian clay minerals composition (in <0,002 mm fraction), mineralogical ratios and chemical index of alteration (CIA) in the Brody-Lubienia BL-1 borehole

For explanation see Figure 4

obliczył współczynniki mineralogiczne i geochemiczne wskaźniki wietrzenia oraz dokonał interpretacji wyników.

W badanych próbkach dominują minerały ilaste (illit, kaolinit, chloryt), którym towarzyszy kwarc detrytyczny, a podrzędnie skalenie i syderyt. Incydentalnie pojawia się kalcyt i gips. Ogólne wyniki analiz składu mineralnego są zgodne z wynikami wcześniejszych badań (fig. 2). Bardzo interesujące są natomiast wyniki zmian zawartości poszczególnych minerałów ilastych oraz współczynników mineralogicznych, zobrazowane w postaci krzywych na badanych profilach (fig. 3, 4), gdzie przedstawiono też współczynniki

przeobrażenia chemicznego (CIA). Zwraca uwagę brak smektytów, które pojawiają się w równoległych osadach wielu innych basenów Europy (Dera i in., 2009), przy jednocześnie dużym udziale chlorytów. Chociaż wobec umiarkowanego pograżania badanej formacji diagenetyzacja nie miała wpływu na zawartość kaolinitu w osadach, to na etapie wczesnej mezodiagenetyzacji mogła się zaznaczyć illityzacja i chlorytyzacja smektytów (Boles, Franks, 1979; Środoń, 1996; Brański, 2010). We frakcji ilastej zaznaczają się wyraźne zmiany w ilościowym składzie minerałów ilastych w profilu pionowym (fig. 3, 4). W dolnej, bardziej ilastej



**Fig. 4. Skład minerałów ilastych (we frakcji <0,002 mm), współczynniki mineralogiczne i wskaźnik przeobrażenia chemicznego (CIA) w dolnym toarku otworu Suliszowice 38 BN**

Clay minerals composition (in <0.002 mm fraction), mineralogical ratios and chemical index of alteration (CIA) in Lower Toarcian deposits of the Suliszowice 38 BN borehole

części badanej formacji (większość parasekwencji VIIIb) powszechnie zaznacza się dominacja illitu, a kaolinit występuje na ogół w mniejszej ilości wraz ze stosunkowo licznym chlorytem. Wartości wskaźników CIA, CIW, a także  $Al_2O_3/K_2O$  (Brański, 2007b) są wyraźnie niższe niż w osadach formacji zagajskiej i przysuskiej rudonośnej, co wskazuje, że wietrzenie chemiczne we wczesnym toarku było (przynajmniej początkowo) znacznie słabsze niż w hetangu (por. Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Maynard, 1992).

W górnej, ilasto-piaszczystej części formacji ciechocińskiej następuje wyraźne wzbogacenie w kaolinit, który zdecydowanie dominuje nad chlorytem. Jego zawartość jest zbliżona do udziału illitu, a miejscami nawet większa. Maksimum zawartości kaolinitu przypada wyraźnie na odcinek profilu reprezentujący pogranicze parasekwencji VIIIb i VIIIc (fig. 3, 4), zarówno w regionie świętokrzyskim, jak i na obszarze krakowsko-wieluńskim (Brański, 2008b, 2010).

## INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ

Silny wpływ klimatu toarku na skład minerałów ilastych dostrzeżono w różnych basenach Europy (Ortega-Huertas i in., 1993; Duarte, 1998; Šimkevičius i in., 2003; Brański, 2007a, 2010; Raucsik, Varga, 2008; Dera i in., 2009). Również w innych publikacjach podkreślano wiodącą rolę paleoklimatu i intensywności wietrzenia chemicznego (miejscami wspomaganymi przez warunki paleogeograficzne i/lub przeobrażenia wczesnodiagenetyczne) dla dystrybucji kaolinitu w osadach jury dolnej (Ahlberg i in., 2002, 2003; Deconinck i in., 2003; Brański 2007a, 2008a, 2009a, b) oraz innych osadach mezozoicznych (m.in. Hallam, 1984; Chamley, 1989; Hallam i in., 1991; Ruffell i in., 2002; Fürsich i in., 2005; Schnyder i in., 2006; Godet i in., 2008; Hesselbo i in., 2009). Na początku toarku, podczas powstawania dolnej części formacji ciechocińskiej (parasekwencja VIIIb – poziom *tenuicostatum*) zaznaczył się jeszcze wyraźniej wpływ panującego w późnym pliensbachu ochłodzenia (Price, 1999; Morard i in., 2003; Rosales i in., 2004), któremu najprawdopodobniej towarzyszył spadek wilgotności. W okresach ochłodzenia i obniżenia wilgotności dochodziło do zahamowania hydrolizy na obszarach źródłowych, co zapisało się zmniejszeniem zawartości kaolinitu w osadach. Właśnie wtedy, podczas powstawania dolnego odcinka formacji ciechocińskiej, tworzyły się kopaliny ilaste znane z obszarów częstochowsko-wieluńskiego i świętokrzyskiego. Także warunki depozycji materiału osadowego w rozległej zatoce brackichomorskiej (w pewnym oddaleniu od brzegu), miały wpływ na mniejszy udział kaolinitu (por. Šimkevičius i in., 2003), niezależnie od okresowo niekorzystnych warunków paleoklimatycznych. Pojawianie się lokalnie osadów bardziej kaolinitowych (rejon Praszki, okolice profilu Brody–Lubienia BL-1), można tłumaczyć dostawą starszych osadów kaolinitowych z masywu sudeckiego i obszarów położonych na kratonie wschodnioeuropejskim. U schyłku poziomu *tenuicostatum* zapanował klimat ciepły i wilgotny, któremu towarzyszyło światowe zdarzenie anoksyczne i raptowny wzrost dostawy materiału terygenicznego do basenów morskich (Cohen i in., 2004). Optimum klimatyczne przypadło na pogranicze poziomów *tenuicostatum* i *falciferum*, repre-

zentując globalny efekt cieplarniany, szeroko komentowany w literaturze światowej. Za najważniejsze przyczyny globalnego ocieplenia przyjmuje się masowy wzrost zawartości lekkiego izotopowo CO<sub>2</sub> w atmosferze w wyniku dysocjacji hydratów metanu w oceanach (Hesselbo i in., 2000, 2007; Kemp i in., 2005) i ewentualnie intensywne uwalnianie izotopowo lekkiego CO<sub>2</sub> z gazów wulkanicznych (Suan i in., 2008). Wzrostowi zawartości kaolinitu w wyniku zmian klimatycznych towarzyszyły także korzystne warunki paleogeograficzne. Podczas fazy wysokiego stanu morza i progradacji, osady z wyżej położonych obszarów kontynentalnych ulegają erozji i przerabianiu przez fale, co również sprzyja zwiększonemu udziałowi kaolinitu w osadach. W wyniku zwiększenia dostawy materiału terygenicznego spowodowanego globalnym ociepleniem, a następnie progradacją, wzrastał też udział osadów piaszczystych. Opisane zmiany ilościowe minerałów ilastych oraz wskaźników wietrzenia są zgodne ze zmianami klimatu panującego w toarku i wskazują, że geneza omawianych kopaliny zależy w głównej mierze od warunków klimatycznych i procesów wietrzenia na obszarach źródłowych.

Ponieważ kopaliny ilaste formacji ciechocińskiej mają głównie charakter illitowy, mogą być rozważane przede wszystkim jako bardzo dobre surowce ceramiki budowlanej, oczywiście tylko tam, gdzie zalegają w korzystnych warunkach geologiczno-górnictwowych. Istnieje też możliwość udokumentowania nieogniotrwałych odmian ilów kamionkowych (tzw. kamionka typu P). Lepszych odmian surowców ceramicznych można się ewentualnie spodziewać w rejonach, gdzie zawartość kaolinitu została dodatkowo podwyższona przez przerabianie i resedymtację osadów starszych (rejon Praszki, okolice profilu Brody–Lubienia). Wyraźne wzbogacenie w kaolinit nastąpiło w górnej części formacji, zwłaszcza na kilkumetrowym odcinku profilu, gdzie zapisał się globalny efekt cieplarniany. Problem w tym, że w związku z okresowym wzrostem progradacji, są to przeważnie mułowce i heterolity piaszczyste, więc mogłyby być przydatne surowcowo wyłącznie po przeszlamowaniu kopaliny.

## PODSUMOWANIE

Geneza kopaliny ilastej formacji ciechocińskiej w południowej Polsce jest ściśle związana z warunkami klimatycznymi panującymi we wczesnym toarku i procesami wietrzenia na obszarach źródłowych. Mniejszą rolę miał wpływ składu mineralnego materiału osadowego dostarczanego z obszarów źródłowych i zmiany warunków paleośrodowiskowych, wywołane wahaniami poziomu morza.

Kopaliny ilaste występują w dolnej części formacji ciechocińskiej, mają charakter illitowy i mogą stanowić bardzo dobre surowce ceramiki budowlanej. Wynika to z faktu, że podczas ich powstawania zaznaczał się jeszcze wpływ panującego w późnym pliensbachu ochłodzenia i spadku wilgotności, które prowadziły do zahamowania hydrolizy na obszarach źródłowych i zmniejszenia zawartości kaolinitu



w osadach. Kaolinitowych odmian surowców ceramicznych można się spodziewać tylko lokalnie w rejonach, gdzie zawartość kaolinitu została dodatkowo podwyższona w wyniku erozji i resedymtacji starszych pokryw zwietrzelino-

wych. W związku z ociepleniem i zwilgotnieniem klimatu wzbogacenie w kaolinit zaznaczyło się powszechnie w górnej części formacji, ale okresowy wzrost progradacji spowodował, że są to przeważnie mułowce i heterolity piaszczyste.

## LITERATURA

- AHLBERG A., ARNDORFF L., GUY-OHLSSON D., 2002 — Onshore climate change during the Late Triassic marine inundation of the Central European Basin. *Terra Nova*, **14**: 241–248.
- AHLBERG A., OLSSON I., SIMKEVICIUS P., 2003 — Triassic–Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. *Sedim. Geol.*, **161**, 1/2: 15–29.
- BOLES J.R., FRANKS S.G., 1979 — Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstones cementation. *J. Sedim. Petrol.*, **49**, 1: 55–70.
- BRAŃSKI P., 1988a — Pozorne podobieństwo serii rudonośnej i ciechocińskiej liasu na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **32**, 4.
- BRAŃSKI P., 2007a — Ocena możliwości wykorzystania niektórych przedkenozoicznych kopalni ilastych w Polsce dla celów ochrony środowiska. *Prz. Geol.*, **55**, 6: 467–474.
- BRAŃSKI P., 2007b — Zespoły minerałów ilastych jury dolnej z południowej części epikontynentalnego basenu polskiego – wpływ paleoklimatu a inne czynniki. *Tomy Jurajskie*, **4**: 5–18.
- BRAŃSKI P., 2008a — Problem genezy kaolinitu w dolnojurajskich łałach ceramicznych i ogniotrwałych z regionu świętokrzyskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **429**: 13–21.
- BRAŃSKI P., 2008b — Epizody kaolinitowe w profilu Brody–Lubienia – zapis efektu cieplarnianego (?) we wczesnym toarku. *Geologia*, **34**, 3/1: 165–166.
- BRAŃSKI P., 2009a — Epizody intensywnego wietrzenia chemicznego zapisane w profilach hetangu z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Geologia*, **35**, 3/1: 21–30.
- BRAŃSKI P., 2009b — Influence of palaeoclimate conditions and greenhouse effect on the Hettangian clay mineral assemblages (Holy Cross Mts., Polish Basin). *Geol. Quart.*, **53**, 3: 363–368.
- BRAŃSKI P., 2010 — Kaolinite peaks in the Early Toarcian profiles from the southern part of the Polish Basin – a presumable record of global warming. *Geol. Quart.*, **54**, 1: 15–24.
- CHAMLEY H., 1989 — Clay sedimentology. Springer–Verlag, Berlin.
- COHEN A.S., COE A.L., HARDING S.M., SCHWARK L., 2004 — Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO<sub>2</sub> by continental weathering. *Geology*, **32**: 157–160.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, w skali 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- 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 Sci.*, **92**, 2: 255–266.
- DERA G., PELLENARD P., NEIGE P., DECONINCK J-F., PUCEAT E., DOMMARGUES J-L., 2009 — Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **271**: 39–51.
- DUARTE L.V., 1998 — Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian–lower Aalenian of the Lusitanian basin (Portugal). *Cuad. Geol. Ibérica*, **24**: 69–98.
- FÜRSICH F.T., SINGH I.B., JOACHIMSKI M., KRUMM S., SCHLIRF M., SCHLIRF S., 2005 — Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **217**: 289–309.
- GODET A., BODIN S., ADATTE T., FÖLLMI K.B., 2008 — Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect: implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian–Early Aptian). *Cretaceous Res.*, **29**: 830–847.
- HALLAM A., 1984 — Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **47**: 195–223.
- 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. Wilgus i in.). *Soc. Econ. Paleont. Miner. Sp. Publ.*, **42**: 71–108.
- HALLAM A., 1997 — Estimates of the amount and rate of sea-level change across the Rhaetian–Hettangian and Pliensbachian–Toarcian boundaries (latest Triassic to early Jurassic). *J. Geol. Soc.*, **154**: 773–779.
- 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. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **81**: 173–187.
- HARNOIS L., 1988 — CIW Index: a new chemical index of weathering. *Sedim. Geol.*, **55**: 319–322.
- HESSELBO S.P., GRÖCKE D.R., JENKYN H.C., BJERRUM C.J., FARRIMOND P., BELL H.S.M., GREEN O.R., 2000 — Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, **406**: 392–395.
- 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. Lett.*, **253**: 455–470.
- HESSELBO S.P., DECONINCK J-F., HUGGETT J.M., MORGANS-BELL H.S., 2009 — Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. *J. Geol. Soc.*, **166**: 1–11.
- JENKYN H.C., 1988 — The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *Amer. J. Sci.*, **288**: 101–151.

- KEMP D.B., COE A.L., COHEN A.S., SCHWARK L., 2005 — Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, **437**: 396–399.
- KOZYDRA Z., 1968 — Złoża dolnojurajskich ilów ogniotrwałych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 5–94.
- LEONOWICZ P., 2005 — The Cieclocinek Formation (Lower Jurassic) of SW Poland: petrology of green clastic rocks. *Geol. Quart.*, **49**, 3: 317–330.
- MAYNARD B., 1992 — Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, **100**: 279–289.
- MORARD A., GUEX J., BARTOLINI A., MORETTINI E., DE WEVER P., 2003 — A new scenario for the Dimerian–Toarcian transition. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **174**, 4: 351–356.
- NESBITT H.W., YOUNG G.M., 1982 — Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**: 715–717.
- ORTEGA-HUERTAS M., MONACO P., PALOMO I., 1993 — First data on clay mineral assemblages and geochemical characteristics of Toarcian sedimentation in the Umbria–Marche Basin (Central Italy). *Clay Miner.*, **28**, 297–310.
- PIEŃKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**.
- PIEŃKOWSKI G., SCHUDACK M.E., BOSAK P., ENAY R., FELDMAN-OLSZEWSKA A., GOLONKA J., GUTOWSKI J., HERNGREEN G.F.W., JORDAN P., KROBICKI M., LATHUILIERE B., LEINFELDER R.R., MICHALIK J., MONNING E., NOE-NYGAARD N., PALFY J., PINT A., RASSER W., REISDORF A.G., SCHMID D.U., SCHWEIGERT G., SURLYK F., WETZEL A., WONG T.E., 2008 — Jurassic. *W: The geology of Central Europe. T. 2. Mesozoic and Cenozoic* (red. T. McCann): 823–922. The Geol. Soc., London.
- PRICE G.D., 1999 — The evidence and implications of the polar ice during the Mesozoic. *Earth Sci. Rev.*, **48**: 183–210.
- RAUCSIK B., VARGA A., 2008 — Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: an evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **265**: 1–13.
- ROSALES I., ROBLES S., QUESADA S., 2004 — Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic belemnites: salinity vs. temperature signals. *J. Sediment. Res.*, **74**: 342–354.
- RUFFELL A., MC KINLEY J.M., WORDEN R.H., 2002 — Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **360**: 675–693.
- SCHNYDER J., RUFFELL A., DECONINCK J.-F., BAUDIN F., 2006 — Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **229**: 303–320.
- SUAN G., MATTIOLI E., PITTET B., MAILLIOT S., LÉCUYER C., 2008 — Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanogr.*, **23**. (doi: 10.1029/2007PA001459)
- ŠIMKEVIČIUS 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.
- ŚNIEŻEK P., 1986 — Osady ilaste górnego retyku i liasu w rejonie Lubliniec–Wieruszów. *Arch. Miner.*, **161**, 1: 135–145.
- ŚRODOŃ J., 1996 — Minerale ilaste w procesach diagenety. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- TEOFILAK-MALISZEWSKA A., 1968 — Petrografia osadów liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 107–181.
- WYRWICKI R., 1966 — Osady żelaziste liasu świętokrzyskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **195**: 71–158.