

## **EPIZODY INTENSYWNEGO WIETRZENIA CHEMICZNEGO ZAPISANE W PROFILACH HETANGU Z OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH (WYNIKI NOWYCH BADAŃ)**

**Episodes of intense chemical weathering recorded  
in the Hettangian profiles from Holy Cross Mts margin  
(new research results)**

**Paweł BRAŃSKI**

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

**Abstract:** Results of new mineralogical and geochemical research on clay deposits of the Rhaetian-Hettangian successions from the Holy Cross Mts. margin (south-eastern part of the epicontinental Polish basin) are presented. The clay mineral assemblages were mostly controlled by climatic conditions and weathering regime. Reworking of ancient sediments and the early diagenesis could modify the clay mineral composition. Some levels of the high kaolinite content at the Triassic-Jurassic boundary suggest intense continental weathering in the humid-subtropical to tropical climate related to the global warming episodes that were recorded on isotope curves from a number of sections in the world.

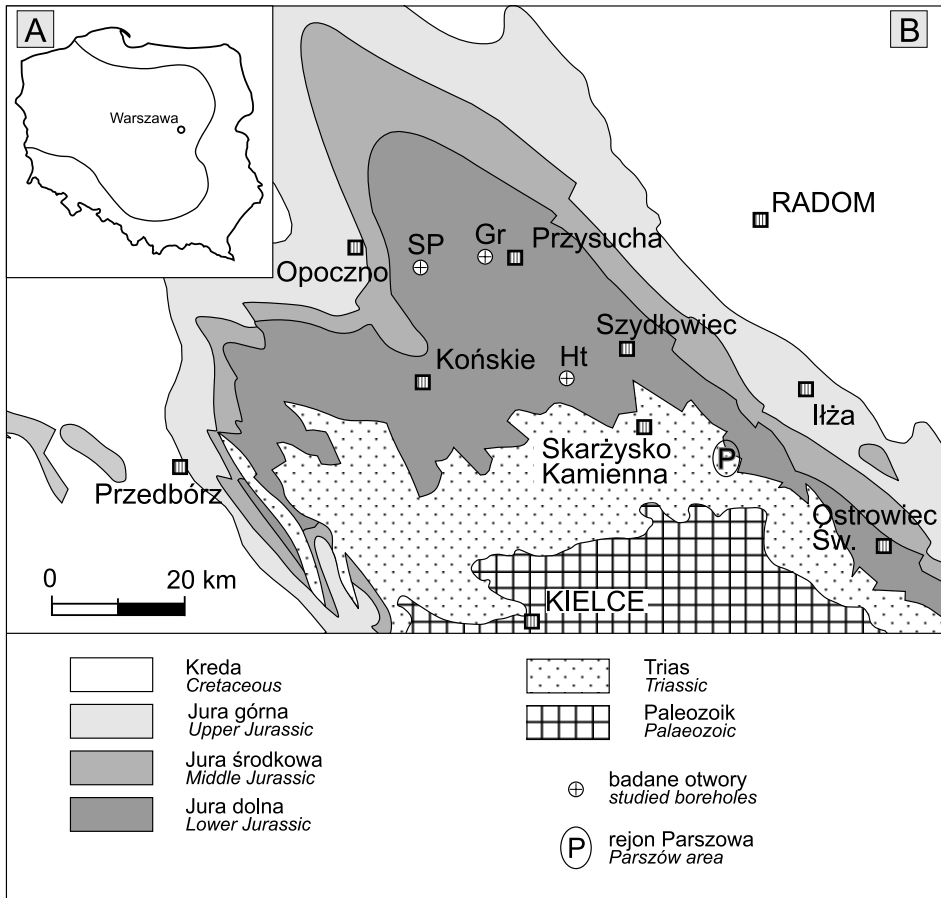
**Key words:** Rhaetian-Hettangian, Holy Cross Mts. region, clay minerals, weathering indices, paleoclimate, greenhouse effect

**Słowa kluczowe:** retyk-hetang, Góry Świętokrzyskie, minerały ilaste, wskaźnik wietrzeniowy, paleoklimat, efekt cieplarniany

### **WPROWADZENIE**

Badania minerałów ilastych oraz składu chemicznego najniższej jury (i pogranicza trias/jura) były dotychczas prowadzone przede wszystkim w regionie świętokrzyskim, głównie przy okazji poszukiwań ilastych kopalni ogniotrwałych i ceramicznych. Ilościowe

wyniki analiz mineralogicznych i chemicznych można znaleźć w artykułach z końca lat 60. (Kozydra 1968, Maliszewska 1968, Stoch & Sikora 1968), w pracy Pieńkowskiego (1981), oraz w archiwalnych pracach autora, które zostały podsumowane w niedawnych publikacjach (Brański 2007, 2008, 2009). Należy podkreślić, że do roku 2007 bardzo rzadko wykonywano analizy XRD frakcji < 0.002 mm.



**Fig. 1.** Lokalizacja badanych profili hetangu na tle uproszczonej mapy geologicznej regionu świętokrzyskiego

**Fig. 1.** Location of the studied Hettangian profiles on a background of the simplified geological map of the Holy Cross Mts. region

W roku 2008 przeprowadzono pod kierunkiem autora wszechstronną analizę skał ilastych, z reperowych dla hetangu rdzeni otworów archiwalnych pochodzących z regionu świętokrzyskiego: Huta OP-1 i Gródek OP-2 (Fig. 1). W laboratorium Państwowego In-

stytutu Geologicznego w Warszawie wykonano: dyfrakcyjną spektrometrię rentgenowską – XRD (skład fazowy ogólny, skład frakcji < 0.002 mm, ilościowe oznaczanie faz) oraz fluorescencyjną spektrometrię rentgenowską – XRF (skład główny). Oznaczono też straty prażenia oraz zawartość ogólnego węgla organicznego – TOC. Następnie obliczono skład procentowy minerałów ilastych w próbkach oraz współczynniki mineralogiczne, a także (po raz pierwszy) wskaźniki geochemiczne informujące o stopniu wietrzenia chemicznego m.in.: wskaźnik przeobrażenia chemicznego – CIA (Nesbitt & Young 1982), wskaźnik Al/K (Schneider *et al.* 1997) oraz wskaźnik ba/Al, znany z literatury anglosaskiej, jako *bases to alumina* (Retallack 2001), które przedstawiono w postaci krzywych i przeanalizowano na tle zmian paleogeograficznych i stratygrafii sekwencji, opracowanej wcześniej przez Pieńkowskiego (2004).

## ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ

W profilu Huta, obejmującym pogranicze triasu i jury, reprezentowany jest górny noryk i/lub dolny retyk oraz wczesny hetang. Występujące tu osady ilaste najstarszej jurajskiej formacji zagajskiej, tworzyły się jeszcze przed wkroczeniem morza brakicznego, w warunkach lądowych, w środowisku aluwialnym, a następnie limniczno-bagiennym (Pieńkowski 2004). Badane próbki składają się głównie z minerałów ilastych i kwarcu, domieszki skałeni, a także hematytu i getytu (trias górny) lub syderytu (hetang). Zaznacza się zmienny udział węgla organicznego od ilości śladowych do 4.2%. W składzie frakcji ilastej illit zazwyczaj wyraźnie dominuje nad kaolinitem, chociaż zawartość tego ostatniego waha się w szerokich granicach 9–41%. Iłowce formacji zagajskiej cechuje też znaczna zawartość chlorytu, a miejscami pojawiają się minerały mieszanopakietowe illit-smektyt i chloryt-wermikulit. Chociaż w większości próbek illit wyraźnie przeważa nad kaolinitem to wskaźniki Al/K, CIA i ba/Al odzwierciedlają przewagę silnego wietrzenia chemicznego (Tab. 1). Generalnie w górnej części formacji zagajskiej zawartość kaolinitu jest nieco wyższa niż w części dolnej. Wyjątek stanowi anomalia na głębokości 183.5 m tego wiercenia, czyli zaledwie kilka metrów powyżej granicy trias/jura, gdzie na krzywej K/I zaznacza się wyraźny pik kaolinitowy (Fig. 2), który koreluje się z bardzo wyraźnym, raptownym wzrostem wietrzenia chemicznego, obrazowanym przez wskaźniki Al/K, CIA, ba/Al (Fig. 2, Tab. 1 – He 1). W profilu Huta szare utwory jurajskie zalegają erozyjnie przeważnie na czerwonych i pstrych mułowcach i iłowcach górnego triasu, podobnie jak w niemal całym regionie świętokrzyskim. Warto jednak zwrócić uwagę na pojawiające się lokalnie u schyłku retyku niemal czysto kaolinitowe iłowce, zawierające najprawdopodobniej domieszkę minerałów alitowych (Kozydra 1968). Te zachowane tylko fragmentarycznie, głównie w rejonie Parszowa (Fig. 1), unikatowe kopaliny eksploatowano w przeszłości jako doskonałe surowce ogniotrwałe. Wskaźniki geochemiczne osiągają tu skrajnie wysokie wartości, wskazujące na ekstremalnie silne wietrzenie chemiczne (Tab. 1 – Re 3).



**Tabela (Table) 1**

Współczynniki mineralogiczne i wskaźniki wietrzenia  
w badanych profilach późnego retyku i hetangu

*Mineralogical coefficients and weathering indices  
in the studied Late Rhaetian and Hettangian profiles*

|                   | Parszów* | Huta OP-1 |      | Gródek OP-2 |        |
|-------------------|----------|-----------|------|-------------|--------|
|                   | Re 3     | FZ        | He 1 | PFR         | He 2/3 |
|                   | 1        | 2         | 3    | 4           | 5      |
| kaolinite         | –        | 34        | 55   | 45          | 64     |
| K/I               | –        | 0.6       | 1.9  | 1.1         | 2.7    |
| K/I+Ch            | –        | 0.5       | 1.2  | 0.9         | 1.8    |
| K/Q+F             | –        | 0.9       | 1.0  | 1.4         | 3.5    |
| Al/K              | 125.7    | 11.0      | 38.2 | 8.1         | 11.6   |
| CIA               | 94.2     | 87.0      | 94.6 | 87.0        | 90.6   |
| $\Sigma$ bases/Al | 0.09     | 0.26      | 0.13 | 0.26        | 0.18   |

\* na podstawie danych z Kozydra (1968)

\* *on the basis of data from Kozydra (1968)*

FZ – formacja zagajska, PFR – przysuska formacja rudonośna (pozostałe objaśnienia w tekście i na figurze 2).  
FZ – *Zagaje Fm.*, PFR – *Przysucha Ore-bearing Fm.* (other explanations in text and on figure 2).

Badany odcinek profilu Gródek OP-2 obejmuje najwyższą część formacji skłobskiej i przysuską formację rudonośną, czyli środkowy-późny hetang. Osady te powstawały w warunkach wysokiego poziomu morza brakicznego i postępującej regresji, głównie w środowiskach lagunowo-deltowych (Pieńkowski 2004). Analizowane skały ilaste składają się niemal wyłącznie z minerałów ilastych i kwarcu, sporadycznie występują też skaleni. Powszechnie notowano węgiel organiczny w zmiennych ilościach 0.23–2.88%. Minerale ilaste składają się głównie z kaolinitu i illitu, którym w ilościach na ogół znaczących (do 15%) towarzyszy chloryt, a miejscami pojawia się prawdopodobnie także berthieryn. Generalnie kaolinit i illit występują w zbliżonych ilościach, ale zawartość kaolinitu w próbkach waha się od 21 do aż 53%. Wskaźniki Al/K, CIA i ba/Al sugerują stabilizację intensywnego wietrzenia chemicznego na obszarach lądowych otaczających basen (Tab. 1). Przebieg krzywej K/I sugeruje niewielkie wzbogacenie w kaolinit kosztem illitu na początku każdej kolejnej parasekwencji. Jednak na odcinku 205–200 m (czyli w samym spągu formacji) zachodzi wyraźny, 3–4-krotny wzrost zawartości kaolinitu względem illitu i kwarcu (Fig. 2). Wyraźne maksimum w tym przedziale głębokości wykazują także geochemiczne wskaźniki wietrzenia (Fig. 2, Tab. 1 – He 2/3). Podobne maksima w pobliżu spągu przysuskiej formacji rudonośnej (zwłaszcza na krzywych geochemicznych wskaźników wietrzenia), są widoczne także w profilu Stare Pole PS-2.

## DYSKUSJA I KONKLUZJE

Wyniki powyższych badań warto skonfrontować z globalną charakterystyką schyłku triasu i początku jury. Klimat wczesnej jury był generalnie bardziej jednorodny, o kilka stopni cieplejszy niż dzisiaj (choć nieco chłodniejszy niż klimat triasu), w większości wilgotny (m.in. Sellwood & Valdes 2006), a zawartość dwutlenku węgla w atmosferze była znacznie wyższa niż obecnie. Pogranicze triasu i jury to jeden z kluczowych okresów w dziejach Ziemi, w którym miały miejsce epizody gwałtownych, katastroficznych zmian środowiskowych o zasięgu globalnym. Wspomniane perturbacje wyrażają się silnymi zaburzeniami globalnego cyklu węglowego (m.in. McElwain *et al.* 1999, Palfy *et al.* 2001, Hesselbo *et al.* 2002, Jenkyns *et al.* 2002, Guex *et al.* 2004, Ruhl *et al.* 2009) światowym efektem cieplarnianym (McElwain *et al.* 1999, Hesselbo *et al.* 2002, Jenkyns *et al.* 2002, Cohen & Coe 2007), prawdopodobnie poprzedzonym epizodycznym ochłodzeniem (Hubbard & Boulter 2000, Guex *et al.* 2004), a także ponadregionalnymi zmianami poziomu morza (m.in. Pieńkowski 1991, Hallam 1997), lokalnie wzmoczoną eutrofizacją, w wyniku zakwaszenia i obniżenia zasolenia wód morskich (Hallam & Wignall 1997), oraz jednym z największych wymierań w świecie organicznym, jakie miały miejsce w historii fanerozoiku (Sepkoski 1996). Obecnie większość dowodów przemawia za tym, że główną przyczyną tych niecodziennych zjawisk był intensywny wulkanizm bazaltowy, który doprowadził do powstania największej prowincji magmowej w historii fanerozoiku – tzw. Prowincji Magma Środkowego Atlantyku (CAMP) (m.in. Marzoli *et al.* 1999, Jourdan *et al.* 2009). Najprawdopodobniej większość tej olbrzymiej aktywności wulkanicznej miała miejsce na przestrzeni 2–3 mln lat (Jourdan *et al.* 2009), a skutki emisji gazów wulkanicznych mogły zostać spotęgowane przez masowy wzrost zawartości lekkiego izotopowo metanu w wyniku dysocjacji hydratów w oceanach (Beerling & Berner 2002) i ewentualnie termicznego przeobrażenia osadów bogatych w węgiel (Hesselbo *et al.* 2007). Gwałtownym zmianom środowiskowym i okresom globalnego ocieplenia, towarzyszył raptowny wzrost wietrzenia na obszarach lądowych i znoszenia zwietrzliny do basenów sedymentacyjnych (Cohen & Coe 2007). Niewielki relief, wysoka temperatura i często obfite opady, zdecydowanie faworyzowały intensywne wietrzenie chemiczne, a ponad połowa pokryw lawowych CAMP została usunięta już w hetangu, podczas pierwszych 3 milionów lat wczesnej jury (Cohen & Coe 2007).

Ilaste osady kaolinitowe późnego retyku i hetangu, występują często w pasie od wschodniej Grenlandii przez południową Skandynawię, basen Polski, aż po Węgry i północną Rumunię (m.in. Lindgreen & Surlyk 2000, Ahlberg *et al.* 2003, Mørk *et al.* 2003, Raucsik & Varga 2008), chociaż nie wszędzie mają one znaczenie gospodarcze. Na początku jury wymienione obszary znajdowały się na podobnej szerokości geograficznej. Nieprzypadkowo wszystkie dotychczas udokumentowane w regionie świętokrzyskim złoża kaolinitowych iłów ogniotrwałych i ceramicznych reprezentują ten właśnie odcinek profilu. Z historii pogrzebania wynika, że utwory jury dolnej mogły zostać poddane tylko słabej lub umiarkowanej diagenezie, która nie mogła zmienić zawartości kaolinitu w układzie hydro-

logicznie zamkniętym, jaki stanowiły iłowce i mułowce badanych formacji, natomiast mogła się tu zaznaczyć częściowa illityzacja i chlorytacja smektytów (Brański 2009). Telo-diagenеза poinwersyjna miała miejsce tylko lokalnie (por. Kozydra 1968). Skład minerałów ilastych był kontrolowany przeważnie przez warunki paleoklimatyczne i reżim wietrzenia (Brański 2008, 2009). Obfitość kaolinitu w osadach późnego retyku oraz hetangu ma związek z intensywnym wietrzeniem chemicznym, spowodowanym wysoką temperaturą i wilgotnością przy wysokiej zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze (por. Cohen & Coe 2007), co pozwoliło na rozwój grubych, dobrze zdrenowanych kwaśnych pokryw glebowych, charakterystycznych dla klimatu zbliżonego do subtropikalnego. Materiał osadowy pochodzący z intensywnie wietrzących rozległych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego i masywu małopolskiego, był sukcesywnie znoszony do południowego odcinka bruzdy śródpolskiej, obniżonego w wyniku reaktywacji tektoniki blokowej (Brański 2006). Obfitość materii organicznej (zwłaszcza w środowiskach bagiennych) i nasycenie atmosfery gazami cieplarnianymi silnie zakwaszało wody meteoryczne, stwarzając dogodne warunki do usuwania pierwiastków alkalicznych i dodatkowej wczesnodiagenetycznej kaolinityzacji. Skład minerałów ilastych mógł być modyfikowany przez przerabianie osadów i resedymencję, spowodowane przez procesy tektoniczne i/lub wahania poziomu morza (Brański 2008, 2009).

Zdaniem autora zapis szczególnie intensywnego wietrzenia na krzywych wskaźników geochemicznych i wzrost kaolinitu w osadach ilastych odpowiada epizodom szczególnie silnych efektów cieplarnianych (*super-greenhouse effects*). Na krzywych izotopów węgla w większości profili zamieszczonych w literaturze zagranicznej, zaznaczają się dwie wyraźne ujemne anomalie (*carbon isotope excursions* – CIE), pierwsza („inicjalna”) u schyłku retyku i druga („główna”) na początku hetangu (m.in. Hesselbo *et al.* 2002, Guex *et al.* 2004, Ruhl *et al.* 2009). Dokładniejsza analiza tego interesującego zdarzenia w basenie polskim jest poważnie utrudniona, ponieważ na pograniczu triasu i jury powszechnie zaznacza się luka stratygraficzna. Jednakże, zachowane fragmentarycznie, niemal czysto kaolinitowe iłowce późnego retyku okolic Parszowa, wskazujące na ekstremalnie wysokie wietrzenie chemiczne (Re 3), są najprawdopodobniej efektem globalnego ocieplenia, korelowanego ze wspomnianą inicjalną CIE na krzywych izotopów węgla. Wyraźny pik kaolinitowy, korelujący się z raptownym wzrostem na krzywych wskaźników wietrzenia chemicznego (He 1), zaznaczający się zaledwie kilka metrów powyżej granicy trias/jura w profilu Huta (Fig. 2), może odpowiadać głównej CIE na krzywych izotopowych lub jej części. Zdaniem autora można też postawić hipotezę, że podobny pik kaolinitowy, korelujący się z raptownym wzrostem na krzywych wskaźników wietrzenia chemicznego zaobserwowany w profilach Gródek i Stare Pole (He 2/3) w spągowej części przysuskiej formacji rudonośnej (Fig. 2), stanowi być może zapis kolejnego, słabszego efektu cieplarnianego, który wypadalby prawdopodobnie u schyłku poziomu *liassicus* (por. Pieńkowski 2004). Jeśli przyjmujemy, że głównym stymulatorem efektów cieplarnianych na pograniczu triasu i jury były intensywne procesy wulkaniczne, związane z powstawaniem CAMP, to należy mieć na uwadze, że miało miejsce kilka erupcji law bazaltowych w okresie 2–3 mln lat.

## LITERATURA

- Ahlberg A., Olsson I. & Simkevicius P., 2003. Triassic-Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. *Sedimentary Geology*, 161, 1–2, 15–29.
- Beerling D.J. & Berner R.A., 2002. Biogeochemical constraints on the Triassic–Jurassic boundary carbon cycle event. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 3, art. no. 1036.
- Brański P., 2006. Lower Hettangian in the Holy Cross Mountains region – an example of tectonically-controlled sedimentation in the epicontinental basin of Poland. *Volumina 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.
- Brański P., 2008. Problem genezy kaolinitu w dolnojurajskich iłach ceramicznych i ogniotrwałych z regionu świętokrzyskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 429, 13–21.
- Brański P., 2009. Influence of palaeoclimate conditions and greenhouse effect on the Hettangian clay mineral assemblages (Holy Cross Mts., Polish Basin). *Geological Quarterly* (in press).
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 374–390.
- Guex J., Bartolini A., Atudorei V. & Taylor D., 2004. High-resolution ammonite and carbon isotope stratigraphy across the Triassic-Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada). *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 29–41.
- 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). *Journal of the Geological Society, London*, 154, 773–779.
- Hallam A. & Wignall P.B., 1997. Mass extinction and sea level change. *Earth-Science Review*, 48, 217–258.
- Hesselbo S.P., McRoberts C.A. & Palfy J., 2007. Triassic-Jurassic boundary events: problems, progress, possibilities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 1–10.
- 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.
- Hubbard R.N.L.B. & Boulter M.C., 2000. Phytogeography and Palaeoecology in Western Europe and Eastern Greenland near the Triassic-Jurassic Boundary. *Palaios*, 15, 120–131.
- Jenkyns H.C., Jones C.E., Gröcke D.R., Hesselbo S.P. & Parkinson D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159, 351–378.



- Jourdan F., Marzoli A., Bertrand H., Cirilli S., Tanner L.H., Kontak D.J., McHone G., Renne P.R. & Bellieni G., 2009.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of CAMP in North America: implications for the Triassic-Jurassic boundary and the  $^{40}\text{K}$  decay constant bias. *Lithos*, 110, 167–180.
- Kozydra Z., 1968. Złoża dolnojurajskich iłów ogniotrwałych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 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.
- Maliszewska A., 1968. Petrografia osadów liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 216, 107–181.
- Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Ernesto M., Bellieni G. & de Min A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Province. *Science*, 284, 616–618.
- McElwain J.C., Beerling D.J. & Woodward F.I., 1999. Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, 285, 1386–1390.
- Mørk M.B.E., Vigran J.O., Smelror M., Fjerdingsstad V. & Boe R., 2003. Mesozoic mudstone compositions and the role of kaolinite weathering-shallow cores in the Norwegian Sea (Møre to Troms). *Norwegian Journal of Geology*, 83, 61–78.
- Nesbitt H.W. & Young G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715–717.
- Pálfy 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., 1981. *Sedymentologia dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (praca doktorska, niepublikowana).
- Pieńkowski G., 1991. Eustatically-controlled sedimentation in the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Poland and Sweden. *Sedimentology*, 38, 503–518.
- Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12, 1–154.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, 1–13.
- Retallack G.J., 2001. *Soils of the past: an introduction to paleopedology (2d ed.)*. Blackwell Science, Oxford, 1–404.
- Ruhl M., Kurschner W.M. & Krystyn L., 2009. Triassic-Jurassic organic carbon isotope stratigraphy of key sections in the western Tethys realm (Austria). *Earth and Planetary Science Letters*, 281, 169–187.

- Schneider R.R., Price B., Müller P.J., Kroon D. & Alexander I., 1997. Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, 12, 3, 463–482.
- Sellwood B.W. & Valdes P.J., 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190, 269–287.
- Sepkoski Jr. J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global databases. W: Walliser O.H. (Ed.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, Springer-Verlag, Berlin, 35–51.
- Stoch L. & Sikora W., 1968. Charakterystyka mineralogiczna dolnojurajskich ilów ogniotrwałych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 216, 193–228.