

# Wapienie pasiaste dolnego kimerydu Gór Świętokrzyskich: przykłady prolapsji, diastazy, oraz systemu nor piętowych

Andrzej RADWAŃSKI

Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Przedmiotem pracy jest geneza niektórych struktur sedymentacyjnych i diagenetycznych oraz środowisko powstawania tzw. wapieni pasiastych, tworzących wyodrębniający się litologicznie, około 15-metrowy kompleks w obrębie megafacji platformy węglanowej (patrz Kutek, Matyja i Wierzbowski 1984; Matyja 1985, 1991) wczesnego kimerydu Gór Świętokrzyskich.

W schemacie litostratygraficznym późnojurajskiej sekwencji węglanowej Gór Świętokrzyskich (patrz Kutek 1962, 1968; Matyja 1985, 1991) wapienie pasiaste są ogniwem rozdzielaającym oolit dolny od oolitu górnego. Charakteryzują się cienkoławicowym, miejscami smużystym uwarstwieniem naprzemianległych warstewek mikrytowych i oolitowych, przy czym te ostatnie (oolitowe) są często skośnie, jednokierunkowo warstwowane zmarszczkowo o charakterze (patrz Kutek 1962, 380, fig. 2) typowym dla rytmicznej fazy przepływu. Ponadto, występują w nich różnej wielkości soczewkowate lub płaskurowate jasnonabarwione krzemienie rozmieszczone zgodnie z warstwowaniem. W obrębie tej sekwencji w profilu kamieniołomu Mieronice (dziś już niedostępnym — rekultywacja) występują specyficzne struktury deformacyjne, uznane przez J. Kutka (1962) za osuwiskowe, oraz struktury erozyjne uznane przez J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968) za powierzchnie typu twardego dna.

Środowisko sedymentacji wapieni pasiastych, ujmowane przez J. Kutka (1969) jako płycizny graniczące miejscami z grzbietami oolitowymi, stało się ostatnio przedmiotem dociekań J. Kaźmierczaka i in. (1996), których publikacja zbiegła się w czasie z rozprawą S. Dżułyńskiego (1996) syntetyzującą

Jego ponad 30-letnie badania nad genezą struktur sedymentacyjnych i diagenetycznych fliszu karpackiego oraz eksperymentalnym ich odtwarzaniu w warunkach laboratoryjnych. Wgląd w owe badania eksperymentalne S. Dżułyńskiego pozwala bez trudu stwierdzić zdumiewającą zbieżność nie tylko morfologiczną, ale także genetyczną, struktur przez Niego odtwarzanych ze strukturami opisywanymi z wapieni pasiastych jako osuwiska bądź powierzchnie typu twardego dna.

W przypadku form opisywanych przez J. Kutka (1962) jako osuwiska uderza ich zbieżność morfologiczna z fałdami prolapsyjnymi powstającymi (patrz Dżułyński i Radomski 1966; Dżułyński 1996, fig. 33 oraz pl. 47A-D) w wyniku traktacji poziomej ciężkiej zawiesiny (ang. impact of heavy suspension) ponad warstwą zwięzłą do stanu plastycznego. Różnica genetyczna polega tu na powstawaniu fałdów prolapsyjnych w układzie warstw spoczywających poziomo, a więc bez jakiegokolwiek gradientu dna niezbędnego dla wywołania ruchu osuwiskowego (por. Radwański 1960; Dżułyński 1996, str. 131-132). Kierunek traktacji (fig. 1) był tu zatem w rzeczywistości identyczny ze wskazanym przez warstwowanie zmarszczkowe, a nie zaś odwrotny, co dawniej intrygowało J. Kutka (1962, str. 383), gdy fałdom prolapsyjnym przypisywał genezę osuwiskową, wymagającą odwrotnego kierunku pochylenia dna.

Struktury opisywane przez J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968, pl. 1) jako twarde dno charakteryzują się pionowym rozcięciem warstwy (patrz ich pl. 1, fig. 1) oraz mniej lub bardziej kanciastym, często niemal trójkątnym zarysem szczelin (patrz ich pl. 1, fig. 2), znacznie różniącym się

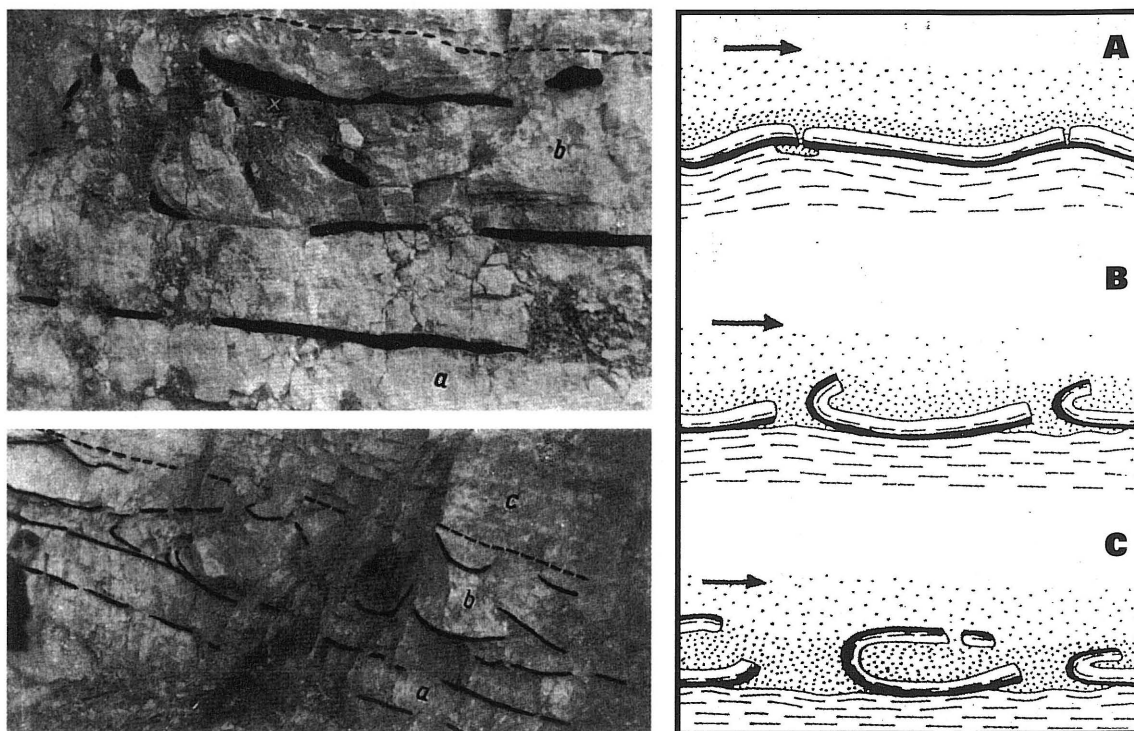


Fig. 1. Interpretacja fałdów w obrębie wapieni pasiastych w profilu Mieronice: lewa strona — reprodukcja fotografii J. Kutka (1962, pl. 28, fig. 1-2); prawa strona — schemat powstawania fałdów prolapsyjnych w wyniku traktacji ciężkiej zawiesiny ponad wcześniej skonsolidowanym osadem (Dżułyński 1996, fig. 33; rysunek odwrócony).

od struktur erozyjnych. Rozcięcia te, są natomiast typowe dla form powstałych ze spontanicznego (spustowego) uruchomienia układu niestatecznego warstwowania gęstościowego, gdy masa ciężkiego osadu zostaje złożona na osadzie związłym półplastycznie (patrz Anketell, Cegła i Dżułyński 1970; Dżułyński 1996, fig. 16; Cowan i James 1992, fig. 17). Także i w tym przypadku deformacje zachodzą w układzie poziomym, bez gradientu dna (fig. 2). Zjawisko kanciastego rozpekiewania na w pół sztywnego osadu szczelinami mniej lub więcej prostopadłymi do powierzchni warstw pod wpływem obciążenia (nadległym osadem), ujmowane jest terminem diastaza (Cowan i James 1992).

Zwraca uwagę, iż zarówno fałdy prolapsyjne jak i deformacje diastazyjne występują w obrębie lub w spągu grubszej ławicy wapienia oolitowego złożonego na wapieniu mikrytowym. Zasadnym jawi się zatem pogląd, że zarówno prolapsja jak i diastaza rozwijała się gdy na osad mikrytowy, wcześniej stający się związłym do stanu plastycznego lub półplastycznego, składana była ciężka masa osadu oolitowego, tak jak układy potencjalne dla rozwoju prolapsji lub diastazy tego wymagają. Następowало to zapewne w wyniku wzburzenia sztormowego

i opadnięcia osadu oolitowego ze wzburzonej zawiesiny (tempestaty rodzący układ niestateczny gęstościowo), lub rozwleczeniu go przez przepływ wywołany sztormem (fałdy prolapsyjne).

Rozpoznanie, iż struktury deformacyjne, uzyskiwane eksperymentalnie przez S. Dżułyńskiego, pierwotnie z myślą o rozpoznaniu genezy struktur fliszowych, jawią się także w innych układach niestatecznych, np. rozmarzającego gruntu na podłożu wiecznej marzłoci (tjajele) w warunkach peryglacialnych, wskazana została już dawniej przez S. Dżułyńskiego i współpracowników (Cegła i in. 1964; Cegła i Dżułyński 1970), a ostatnio przez samego S. Dżułyńskiego (1996, str. 118 oraz pl. 24B) także dla układu rozmakającego tarasu aluwialnego półpustynnych obszarów Siwaliku w Indiach (!).

Konstatację równie zaskakującą przyniosły obserwacje w profilu kamieniołomu w Małogoszczu, gdzie na II poziomie eksploatacyjnym, wapień pasiaste łatwo rozdzielają się płytowo, odsłaniając na dużej stosunkowo przestrzeni (do kilku m<sup>2</sup>) swoje powierzchnie stropowe lub międzyławicowe. Widocznym wtedy staje się, że białe krzemienie jawiące się jako soczewki na przekrojach warstw

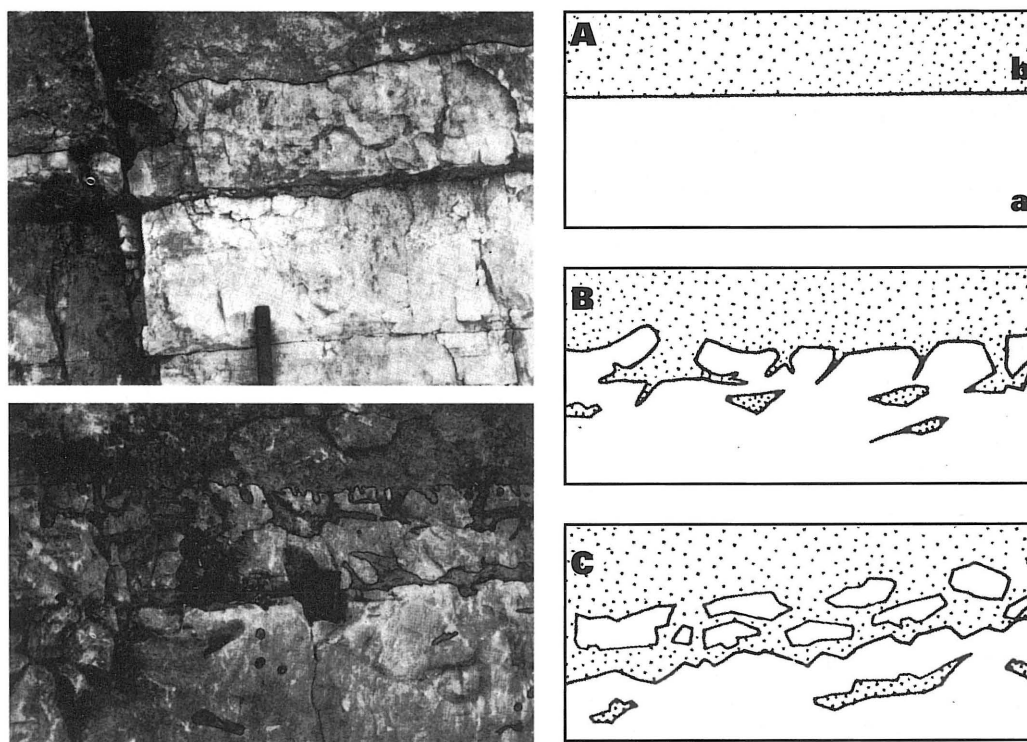
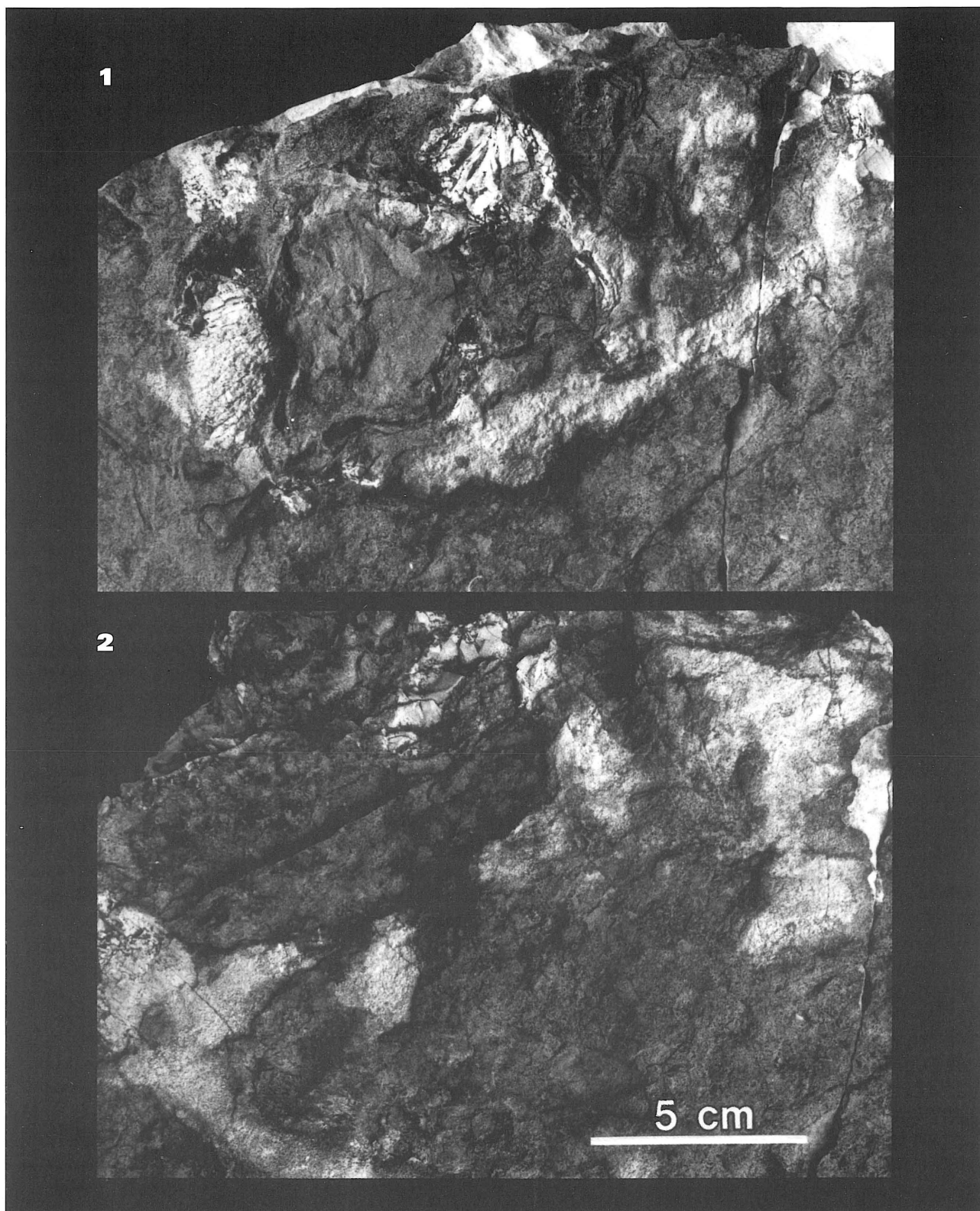


Fig. 2. Interpretacja deformacji diastazyjnych w obrębie wapieni pasiastych w profilu Mieronice: lewa strona — reprodukcja fotografii J. Kaźmierczaka i A. Pszczółkowskiego (1968, pl. 1, fig. 1-2); prawa strona — schemat powstawania deformacji w wyniku obciążenia osadu półplastycznie związłego (Anketell, Cegła i Dżułyński 1970, fig. 17).

(w ścianie kamieniołomu) tworzą w istocie wypełnienia nor (pl. 1), które bądź były pułapką dla wytrąconego żelu krzemionkowego, bądź też były wprost ośrodkami jego wytrącania. Substancja krzemiona podkreśla tutaj mniej lub bardziej dokładnie przestrzenny plan nor, który jest identyczny z planem nor dzisiejszych krewetek z rodzaju *Alpheus* Weber, 1795. Skomplikowany system nor tych krewetek wyróżnia się niezbyt regularnymi korytarzami rozprzestrzeniającymi się w układzie piętrowym (ang. tiering), a rozgałęziącymi się pod kątem niemal prostym. Znamioną cechą jest morfologia poszczególnych korytarzy charakteryzująca się gładkim dnem i mocno wydrapaną powałą. System takich nor u dzisiejszych krewetek *Alpheus* z atlantyckich wybrzeży U. S. A. był przedmiotem wielu opracowań (Shinn 1968; Bromley i Frey 1974; Howard i Frey 1975; Basan i Frey 1977), z których żadne nie wspomina o analogach kopalnych. Z ichnologicznego punktu widzenia system takich nor kopalnych zasługuje zatem na osobne kategorie taksonomiczne. Dla dalszej dyskusji niemniej istotnym jest fakt, że dzisiejsze krewetki *Alpheus* żyją masowo i takie nory ryją, głównie lub wyłącznie w strefie pływów (patrz Shinn 1968; Basan i Frey 1977) lub

atolowych pływów wokół raf koralowych archipelagu Aldabra na Oceanie Indyjskim (patrz Farrow 1971).

Aktualistyczna przesłanka dostarczona przez krewetki *Alpheus* oraz sztormowy mechanizm zjawisk prowadzący nie tylko do wniesienia materiału oolitowego, ale także do stworzenia układu rodzącego prolapsję i diastazę, pozwala usadzić środowisko powstawania wapieni pasiastych w obrębie mniej lub bardziej płaskodennej misy (panwi) pomiędzy barierami oolitowymi (ang. spillovers), typowymi dla czasu formowania oolitu dolnego oraz oolitu górnego. Relacja takiej misy do otaczających ją barier oolitowych podobną była do usytuowania facji basenowej (międzybiohermalnej) w obrębie megafacji gąbkowej. Nieznaczne głębokości, przy sedymentacji nadszającej za subsydującej (około 15 metrów profilu) utrzymywały się w całym czasie formowania ogniwa wapieni pasiastych. Topograficzne usytuowanie tej pływicy odpowiada niemal idealnie międzypływowej równi mulu wapiennego (ang. intertidal carbonate mudflats) Atolu Aldabra, na którym jest ona zresztą gęsto zryta przez krewetkę *Alpheus* żyjącą tam wielotysięcznymi chmarami (patrz Farrow 1971, str. 482-484).



## PLANSZA I

Nory krewetek *Alpheus* wypełnione substancją krzemioną (biała) w obrębie wapieni pasiastych Małogoszcza: 1-2 — fragmenty tej samej powierzchni śródławicowej przecinającej piętrowy system nor.

W warunkach nieznaczonej głębokości w jakich powstawały wapienie pasiaste nie dziwi pojawianie się rozpuszczonej krzemionki, która wytrącała się w obrębie nor krewetek *Alpheus*, działających jako ośrodek wytrącania charakteryzujących się pH i/lub Eh odmiennym od otaczającego mułu wapiennego.

• Ostatnio, J. Kaźmierczak i in. (1996) w swej prekursorskiej i niemal wizjonerskiej rozprawie postulują pochodzenie wapieni mikrytowych i/lub peloidalnych dzięki wyniesieniu z otaczających głębi (patrz ich fig. 1) wysoce alkalicznych wód ze środowisk anaerobowych lub dysaerobowych powodujących supersaturację (przesylenie) węglanem wapnia, a zatem kalcyfikację (zwapnienie) mat cyanobakteryjnych w warunkach stref płytkich, poniżej pływowych (ang. subtidal). Cały materiał dowodowy J. Kaźmierczak i in. (1996) przedstawiają z wapieni pasiastych Małogoszcza (ich „Unit 8”), starannie ilustrowanych na poziomie skanningowym (ich fig. 2A-D) i ultraskanningowym (ich fig. 2E-F). Nie jest tutaj celem kontemplacja słuszności poglądów J. Kaźmierczaka i in. (1996) w odniesieniu do wszelkich wapieni mikrytowych i/lub peloidalnych. Wskazać natomiast należy, że dla wapieni pasiastych Małogoszcza i okolic (Głuchowiec, Mieronice) pochodzenie wysokiej alkaliczności i supersaturacji, a zatem cały scenariusz środowiska sedymentacji, i to w skali regionu, zdają się być całkiem odmienne. Zgodzić się należy na wysoką alkaliczność tego środowiska, która sama przez się jest oczywista, skoro wytrącanie się węglanu wapnia z nasyconego roztworu jest możliwe dopiero przy pH 8,3. Sąsiedztwo głębi, argumentowane przez J. Kaźmierczaka i in. (1996) facjami obrzeżającymi od zachodu megafację platformy węglanowej, a także obecnością w Mieronicach osuwisk podmorskich wymagających pochyłości dna (kwestionowanych powyżej, a opisywanych dawniej przez J. Kutka), nie jest tu jednak potrzebna. Przy przyjęciu nieznaczonej głębokości dla misy (panwi) międzyoolitowej oraz szybkiego zwapniania mat cyanobakteryjnych dającego wapień mikrytowy (przekonywująco dokumentowanego przez J. Kaźmierczaka i in. (1996) i dobrze wyjaśniającego powstanie układu o potencjale prolapsyjnym i diastazyjnym) możliwym jest wpływ wód wysoce alkalicznych ze środowisk przybrzeżnych lub przynajmniej okresowo emersyjnych o charakterze sebka (patrz Peterson i von der Borch 1965: pH do 10,2; Wheeler i Textoris 1978: pH do 10,5). Wpływ takich wód, bogatych w rozpuszczoną krzemionkę ulegającą wytrąceniu w zetknięciu z wodą morską

o niższym pH, przedstawiany był w literaturze polskiej przez S. Kwiatkowskiego (1991) dla wyjaśnienia genezy koncentracji różnych form krzemionkowych w przybrzeżnych wapieniach retu Dolnego Śląska. Podobny mechanizm wpływu sebka (ang. sabkha effect) na chemizm wód misy (panwi) wapieni pasiastych jest tutaj zatem postulowany z uwagi na pojawienie się krzemieni wyłącznie tylko w tym płytkowodnym interwale całej megafacji platformy węglanowej wczesnego kimerydu Gór Świętokrzyskich. Nie jest natomiast przedmiotem niniejszej pracy ocena, czy środowisko powstawania wapieni pasiastych było ekstremalnie płytkomorskim w obrębie całego profilu Małogoszcza, jako że efemeryczne epizody emersyjne postulowane są (Gruszczyński 1986) także w innych ogniwach tej megafacji.

#### LITERATURA

- Anketell, J. M., Cegła, J. i Dżułyński, S. 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Vol. 40 (1), 1-30.
- Basan, B. P. i Frey, R. W. 1977. Actual palaeontology and neoichnology of salt marshes near Sapelo Island, Georgia. *Geological Journal Special Issue*, Vol. 9, 41-70.
- Bromley, R. G. i Frey, R. W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. 23 (4), 311-335.
- Butrym, J., Cegła, J., Dżułyński, S. i Nakonieczny, S. 1964. New interpretation of „periglacial structures”. *Folia Quaternaria*, Vol. 17, 1-34.
- Cegła, J. i Dżułyński, S. 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, Vol. 124, 17-41.
- Cowan, C. A. i James, N. P. 1992. Diastasis cracks: mechanically generated syneresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates. *Sedimentology*, Vol. 39 (4), 1101-1118.
- Dżułyński, S. 1996. Erosional and deformational structures in single sedimentary beds: A genetic commentary. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Vol. 66 (2), 101-189.
- Dżułyński, S. i Radomski, A. 1966. Experiments on bedding disturbances produced by the impact of

- heavy suspensions upon horizontal sedimentary layers. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, Vol. 14 (4), 227-230.
- Farrow, G. E. 1971. Back-reef and lagoonal environments of Aldabra Atoll distinguished by their crustacean burrows. *Symposia of the Zoological Society of London*, Vol. 28, 455-500. London.
- Gruszczyński, M. 1986. Hardgrounds and ecological succession in the light of early diagenesis (Jurassic, Holy Cross Mts, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*, Vol. 31 (3/4), 163-212.
- Howard, J. D. i Frey, R. W. 1975. Estuaries of the Georgia Coast, U. S. A.: Sedimentology and biology, II — Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana Maritima*, Vol. 7, 33-103.
- Kaźmierczak, J. i Pszczółkowski, A. 1968. Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 18 (3), 587-612.
- Kaźmierczak, J., Coleman, M. L., Gruszczyński, M. i Kempe, S. 1996. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontologica Polonica*, Vol. 41 (4), 319-338.
- Kutek, J. 1962. Osuwiska podmorskie i krzemienie w dolnokimerydzkich wapieniach okolic Małogoszcza. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 12 (3), 377-391.
- Kutek, J. 1968. The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts (Central Poland); Part I — Stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 18 (3), 493-586.
- Kutek, J. 1969. The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts (Central Poland); Part II — Paleogeography. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 19 (2), 221-321.
- Kutek, J., Matyja, B. A. i Wierzbowski, A. 1984. Late Jurassic biogeography in Poland and its stratigraphical implications. In: O. Michelsen i A. Zeiss (red.), *International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Vol. 3, 743-754.
- Kutek, J., Matyja, B. A. i Wierzbowski, A. 1992a. The Holy Cross Mts. In: B. A. Matyja, A. Wierzbowski i A. Radwański (red.), Oxfordian i Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting: Guide Book i Abstracts, 22-26. Institute of Geology, University of Warsaw; Warszawa.
- Kutek, J., Matyja, B. A., Radwański, A. i Wierzbowski, A. 1992b. Large quarry of cement works at Małogoszcz: Kimmeridgian. In: B. A. Matyja, A. Wierzbowski i A. Radwański (red.), Oxfordian i Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting: Guide Book i Abstracts, 30-34. Institute of Geology, University of Warsaw; Warszawa.
- Kwiatkowski, S. 1991. Origin of the chert laminae and silico-calcareous nodules in uppermost Röth cavernous limestone at Gogolin (Lower Silesia). *Acta Geologica Polonica*, Vol. 41 (3/4), 209-214.
- Matyja, B. A. 1985, 1991. Jurassic. In: Z. Bełka, B. A. Matyja i A. Radwański (red.), Field-Guide of the geological excursion to Poland, 65-70. Institute of Geology, University of Warsaw; Warszawa.
- Peterson, M. N. A. i von den Borch, C. C. 1965. Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*, Vol. 149, 1501-1503.
- Radwański, A. 1960. Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 10 (2), 221-246.
- Shinn, E. A. 1968. Burrowing in Recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *Journal of Paleontology*, Vol. 42 (4), 879-894.
- Wheeler, W. H. i Textoris, D. A. 1978. Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 48 (3), 765-776.