

Marcin KURZAWA

## Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności miocenijskich wapieni organodetrytycznych Roztocza

O własnościach fizycznych miocenijskich wapieni organodetrytycznych Roztocza zdecydowały: migracja stref facjalnych, słaba intensywność morskiej cementacji międzyziarnowej, spowodowana charakterem środowiska sedymentacji, niewielkie rozprzestrzenienie stref intensywnej cementacji śródkowodnej (lądowej) oraz długotrwała ekspozycja kompleksów węglanowych na oddziaływanie niedosyconych  $\text{CaCO}_3$  wód atmosferycznych. Świadczy o tym porównanie wyników badań składu ziarnowego i chemicznego, struktur sedymentacyjnych oraz struktur diagenetycznych z wynikami badań własności technicznych omawianych wapieni.

### WSTĘP

Artykuł stanowi próbę wyjaśnienia przyczyn zróżnicowania własności fizycznych, a co za tym idzie przydatności surowcowej miocenijskich wapieni organodetrytycznych Roztocza. Badaniom poddano utwory miocenijskie okolic Hedwizyna rozciągające się na obszarze o długości około 20 km wzdłuż strefy krawędziowej Roztocza Gorajskiego (województwo zamojskie) – fig. 1. Badania terenowe i laboratoryjne wykonano w latach 1983–1985 w ramach pracy magisterskiej (M. Kurzawa, 1985) na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, pod kierunkiem prof. dra hab. R. Wyrwickiego i dra T. Musiała.

Zagadnienie przyczyn zróżnicowania parametrów technicznych miocenijskich wapieni Roztocza zostało podjęte w pracach M. Moroz-Kopczyńskiej i S. Kozłowskiego (1960) i później m.in. S. Kozłowskiego (1986). Autorzy ci wiąźali zmienność właściwości fizycznych, a konkretnie wytrzymałości na ściskanie, z zawartością  $\text{SiO}_2$ , pochodzącego z terygenicznego kwarcu. T. Musiał w pracach z 1984 i 1987 r. uznał za decydujący czynnik diagenety, nie wyjaśniając jednak efektów oddziaływania jej poszczególnych stadiów.

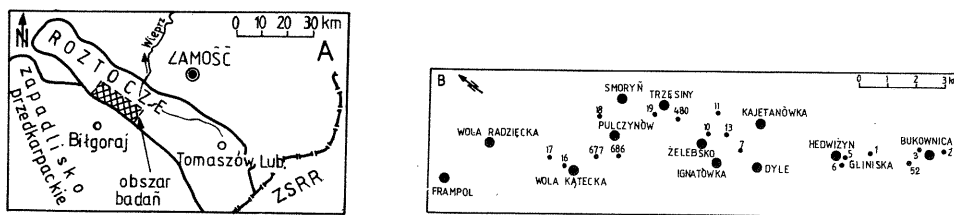


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań (A) i odsłoneń wymienionych w tekście (B)  
Location of studied area (A) and exposures mentioned in the text (B)

## STRATYGRAFIA I WYKSZTAŁCENIE FACJALNE

Utwory miocenu omawianego obszaru należą do dwóch pięter: badenu (wielicianu i kosowianu) i sarmatu (dolnego) — M. Brzezińska (1961), B. Areń (1962, 1968), M. Bielecka (1967), G. Jakubowski, T. Musiał (1979), T. Musiał (1987a, b), M. Jaroński (1984), M. Kurzawa (1985). Powstały one w sublitoralnej i litoralnej strefie ewoluującego zbiornika zapadliśka przedkarpackiego. Na ich rozprzestrzenienie i zróżnicowanie facjalne decydujący wpływ wywarła synsedymantacyjna aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza (J. Muchowski, 1970; W. Jaroszewski, 1977). W obrębie osadów miocenijskich wydzielono cztery kompleksy litologiczne:

**Kompleks I** — piaszczysty, o miąższości do 60 m, zbudowany jest z piasków, piaskowców, mułków, mułowców, iłów i zapiaszczonych wapieni.

**Kompleks II** — organodetrytyczny, o miąższości do 50 m, utworzony jest z materiału pochodzącego z niszczenia raf glonowych, osadzonego w typowej sekwencji stref facjalnych. Od północy ku południowi powstawały: facja lagunowa — muły i ily wapniste z przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, facja grzbietu rafowego — niewarstwowane brekcje rafowe, facja przedrafia — wapień organodetrytyczne ze zmniejszającymi się w kierunku centrum basenu rozmiarami ziarna, oraz facja basenowa — wapień organodetrytyczne margliste i margle. Ruchy tektoniczne o charakterze blokowym powodowały zmiany głębokości zbiornika, prowadząc do migracji stref facjalnych, czego efektem jest skomplikowanie ich modelowej sekwencji, widoczne w profilach wiertniczych i odsłonięciach.

**Kompleks III** — organodetrytyczno-piaszczysty, o miąższości do 6 m, zbudowany jest z materiału pochodzącego głównie z niszczenia osadów niższych kompleksów.

**Kompleks IV** — rafowy, o miąższości do 15 m, formują ocalałe przed postsedymantacyjną erozją pozostałości cokołów rafowych zbudowanych z biohermalnych wapieni algowo-serpulowych i towarzyszących im wapieni organodetrytycznych.

Granice między kompleksami i stosunki przestrzenne, na tle przyjętego podziału stratygraficznego, przedstawia syntetyczny profil litostratygraficzny (fig. 2).

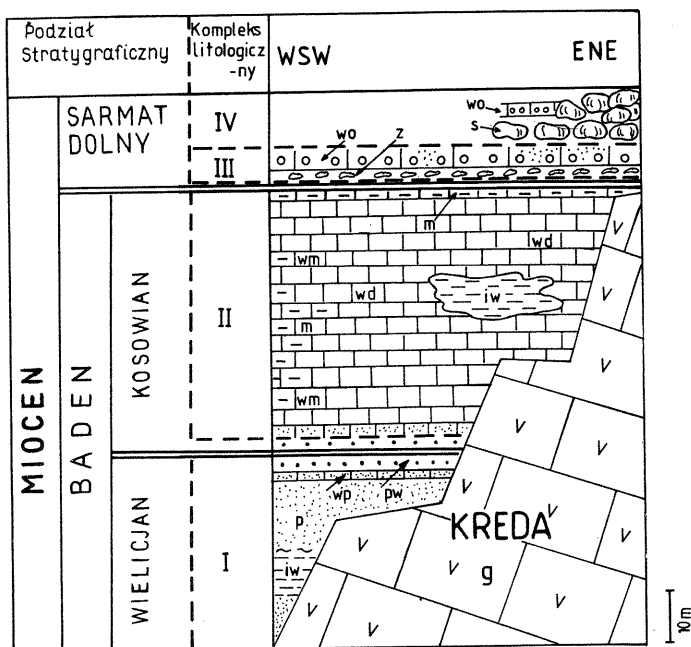


Fig. 2. Syntetyczny profil litostratygraficzny utworów miocenijskich na badanym terenie  
Synthetic lithostratigraphic profile of the Miocene deposits occurring in the studied area

s – biohermalne wapienie algowo-serpulowe, wo – wapienie organodetrytyczne z ooidami, wp – wapienie piaszczyste, wm – wapienie margliste, wd – wapienie organodetrytyczne, m – margle, iw – ily wapniste, p – piaski, pw – piaszkowce, z – zlepniec, g – gezy kredowe  
s – biohermal algal-serpulid limestones, wo – biodetrital limestones with ooids, wp – sandy limestones, wm – marlaceous limestones, wd – biodetrital limestones, m – marls, iw – limy clays, p – sands, pw – sandstones, z – conglomerates, g – gaizes – Cretaceous

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Skład petrograficzny, przedstawiony w tab. 1–4, określono na podstawie analizy planimetrycznej płytek cienkich. Podstawowym składnikiem (do 93%) opisywanych wapieni jest detrytus utworzony ze szczątków organizmów rafotwórczych, tj. krasnorostów, mszywiołów, małżów, ślimaków, wieloszczetów, szkarłupni, otwornic i koralu. Z innych składników allochemicznych należy wymienić peloidy, intraklasty i ooidy. Pod względem zespołu bioklastów badeńskie i sarmackie wapienie organodetrytyczne są niemal jednakowe. Za cechę diagnostyczną przy rozróżnianiu wapieni tych dwóch pięter przyjęto w niniejszym artykule zawartość ooidów. Badania płytek cienkich wykazały, że w wapieniach detrytycznych sarmatu (najczęściej oddzielonych od wapieni badeńskich warstwą zlepnieca) zawartość ooidów wynosi od 1,1 do 16,1%. W podobnych skałach uznanych za badeńskie ooidy występują w ilości rzędu ułamka procentu. Wśród materiału terygenicznego dominuje kwarc, akcesorycznie występują skalenie i minerały ciężkie. Zauważalna jest obecność glaukonitu pierwotnego lub wtórnego pochodzenia oraz uwodnionych związków żelaza.

Wielkość ziarna (tab. 1–4) wapieni organodetrytycznych zmienia się diametralnie zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym, często nawet na

niewielkich odległościach. Generalnie przeważa frakcja psefitowa i psamitowa. Mamy tu więc do czynienia z biokalcyrudytami i biokalkarenitami, rzadziej z biokalcylutytami. Podobną zmienność obserwuje się w kształcie, obtoczeniu, stopniu wysortowania i sposobie ułożenia ziaren.

Skąły te odznaczają się z reguły dużą porowatością pierwotną rzędu 30–40% (monolit 4 – tabl. III, fig. 12; monolit 6 – tabl. V, fig. 15). W partiach silnie scementowanych porowatość zmniejsza się nawet do 1–2% (monolit 2 – tabl. III, fig. 11). Intensywne ługowanie  $\text{CaCO}_3$  w takich skałach doprowadziło do powstania systemu porowatości wtórnej, porowatości pustkowej (*vuggy porosity*) – monolit 3 (tabl. IV, fig. 13) i porowatości druzowej (*moldic porosity*).

#### SPOIWO

Ujmując generalnie, omawiane wapienie organodetrytyczne są słabo spojone, a przez to miękkie i słabo zwięzłe. Partie silniej spojonych skał, łatwe do rozpoznania w odślonięciach dzięki swej zwięzłości i twardości, są relatywnie rzadkie. Badania mikroskopowe, przeprowadzone na 50 płytkach cienkich wykonanych z takich wapieni, wykazały w zdecydowanej większości przypadków przewagę cementów i struktur typowych dla słodkowodnej freatycznej strefy diagenety (M.W. Longman, 1980). Zaobserwowano następujące typy cementów: inicjalny cement romboidalny (tabl. I, fig. 5), cement mozaikowy (*interlocking mosaic*) – tabl. I, fig. 8, obwódki kalcytu ostrzowego (*bladed isopachous calcite rim*) – tabl. I, fig. 8, oraz dominujący kalcyt blokowy (*equant, blocky calcite*) – tabl. I, fig. 7–9. Towarzyszą im przerosty współosiowe (*syntaxial overgrowths*) okalające fragmenty szarłupni (tabl. I, fig. 6). Widoczne są też niekiedy cementy kropłowe (*pendant cement*) i meniskowe (*meniscus cement*) typowe dla słodkowodnej strefy wadycznej. Partie skał silnie spojonych, o dużej zawartości cementów morskich (tabl. IV, fig. 13), występują rzadko. W skałach takich zaobserwowano cement mikrytowy, który najczęściej uległ rekrystalizacji w mikrosparyt (tabl. I, fig. 3; tabl. IV, fig. 13; tabl. VI, fig. 18). Zupełnie sporadycznie spotykano aragonitowy cement sferulityczny (*spherulitic cement*) – tabl. I, fig. 4.

W badanych wapieniach nie stwierdzono struktur diagenetycznych charakterystycznych dla głębokich stref diagenety

#### SKŁAD CHEMICZNY I MINERALNY

Opisywane wapienie charakteryzuje niejednorodność składu chemicznego i mineralnego. Wyraża się ona przede wszystkim zmianami zawartości  $\text{CaO}$  (maks. do 55,42%), pochodzącego z węglanu wapnia (maks. 98,92%), związanymi z wahaniami  $\text{SiO}_2$ , wchodzącego głównie w skład terygenicznego kwarcu (tab. 5, 6). Ziarna kwarcu mogą występować w rozproszaniu lub skupiają się w laminy lub soczewki. Z tej przyczyny trudno ustalić precyzyjnie jego zawartość, która dla przykładu w wapieniach ze złoża Żelebsko mieści się w przedziale od 1,54 do 10,82% (W. Wołkowicz, E. Czarnik, 1983). Zwiększenie ilości kwarcu obserwuje się w wapieniach sarmackich (kompleksu III-go), które często przechodzą w wapienie piaszczyste, piaskowce lub piaski wapniste. Zawartość minerałów ilastych jest znikoma i nie zaznaczyła się na wykonanych derywatogramach.

**Skład petrograficzny badających wapieni organodetrytycznych kompleksu II (w procentach)**

| Miejsce pobrania próbki  | Składniki terygeniczne |               |      | Składniki allochemiczne |         |             |             |           |          |              |             |           |        |      | Glaukonit | Związki Fe <sup>3+</sup> | Spoiwo | Porowatość | Ilustracje | Rodzaj próbki |
|--------------------------|------------------------|---------------|------|-------------------------|---------|-------------|-------------|-----------|----------|--------------|-------------|-----------|--------|------|-----------|--------------------------|--------|------------|------------|---------------|
|                          | kwarc                  | inne minerały | suma | ooidy                   | peloidy | intraklasty | krasnorosty | mszywioly | mięczaki | wieloszczety | szkarłupnie | otwornice | korale | suma |           |                          |        |            |            |               |
| Gliniska o, 1, NE-p, w 1 | +                      | 0,1           | 0,1  | -                       | 1,2     | 2,8         | 70,7        | 10,8      | 5,8      | 1,3          | 0,1         | 0,2       | +      | 92,9 | 0,4       | 0,2                      | 6,2    | 22,3       | Fig. 10    | M1, D A       |
| Gliniska o 1, SW-p, w 1  | 0,4                    | +             | 0,4  | -                       | 0,2     | +           | 63,8        | 5,0       | 9,4      | 1,0          | 0,2         | 1,0       | +      | 80,6 | +         | 0,4                      | 18,7   | 7,3        | Fig. 9     |               |
| Wola Kątecka o 17, w 4   | 3,8                    | 0,1           | 3,9  | -                       | 3,1     | -           | 23,3        | 1,4       | 0,4      | +            | 1,3         | 1,9       | -      | 31,1 | 0,5       | +                        | 64,3   | 18,3       | Fig. 13    | M3, D         |
| Wola Kątecka o 17, w 3   | 2,0                    | 0,1           | 2,1  | +                       | 0,7     | +           | 36,0        | 42,6      | 5,8      | 2,5          | 0,3         | 2,6       | +      | 90,5 | 0,2       | 0,9                      | 6,3    | 31,6       | Fig. 12    | M4, D, A      |
| Pulczynów o 18           | 1,0                    | +             | 1,0  | -                       | +       | +           | 25,6        | 60,2      | 4,9      | 2,3          | 0,3         | +         | +      | 93,3 | 0,8       | 0,7                      | 4,2    | 28,9       | Fig. 14    | M5, D, A      |
| Wola Kątecka o 17, w 2   | 2,3                    | +             | 2,3  | -                       | 3,9     | -           | 48,1        | 8,0       | 3,8      | 8,0          | 3,6         | 8,8       | +      | 84,2 | 1,3       | 0,6                      | 11,6   | 35,1       |            |               |
| Wola Kątecka o 17, w 6   | 5,8                    | 0,1           | 5,9  | 0,1                     | 0,3     | -           | 39,5        | 19,8      | 12,1     | 3,6          | 2,3         | 6,7       | +      | 84,4 | 0,3       | +                        | 9,4    | 27,3       |            |               |
| Żelebsko o 10, w 1       | 2,8                    | +             | 2,8  | -                       | 5,3     | -           | 57,2        | 14,0      | 7,5      | +            | 0,5         | 6,2       | -      | 86,2 | 3,5       | 0,8                      | 6,7    | 40,1       | Fig. 18    |               |
| Żelebsko o 10, w 4       | 8,1                    | 0,1           | 8,2  | -                       | 14,0    | -           | 19,1        | 2,8       | 5,0      | +            | 0,1         | 0,3       | -      | 41,3 | 3,7       | 1,1                      | 45,8   | 25,6       |            |               |
| Żelebsko o 10, w 6       | 7,8                    | 0,2           | 8,0  | -                       | 0,6     | -           | 30,0        | 2,3       | 5,1      | 6,4          | 2,1         | 1,0       | -      | 47,5 | 0,4       | 0,3                      | 43,8   | 32,4       |            |               |

o – odsłonięcie, p – profil, w – warstwa, M – monolit, D – analiza derywatograficzna, A – analiza chemiczna

T a b e l a 2

**Wielkość składników (w milimetrach) badających wapieni organodetrytycznych kompleksu II**

| Miejsce pobrania próbki | Składniki terygeniczne |               | Składniki allochemiczne |              |               |               |               |               |              |              |              |              |              | Glaukonit    | Związki Fe <sup>3+</sup> |
|-------------------------|------------------------|---------------|-------------------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------------------|
|                         | kwarc                  | inne minerały | ooidy                   | peloidy      | intraklasty   | krasnorosty   | mszywioly     | mięczaki      | wieloszczety | szkarłupnie  | otwornice    | korale       |              |              |                          |
| Gliniska o1, NE-p, w 1  | 0,12*<br>0,06**        | 0,10<br>0,01  | -                       | 0,15<br>0,02 | 10,50<br>0,12 | 47,00<br>0,04 | 6,20<br>0,06  | 20,50<br>0,04 | 0,96<br>0,18 | 0,30<br>0,96 | 0,30<br>0,24 | 0,36<br>0,20 | 0,18<br>0,06 | 0,10<br>0,03 |                          |
| Gliniska o1, SW-p, w 1  | 0,30<br>0,03           | 0,12<br>0,04  | -                       | 0,18<br>0,03 | 6,12<br>0,14  | 34,12<br>0,06 | 4,60<br>0,10  | 8,90<br>0,09  | 0,20<br>0,09 | 0,24<br>0,18 | 0,32<br>0,21 | 0,24<br>0,26 | -            | -            |                          |
| Wola Kątecka o17, w 4   | 0,09<br>0,02           | 0,08<br>0,02  | -                       | 0,20<br>0,02 | -             | 1,14<br>0,02  | 0,60<br>0,09  | 0,09<br>0,06  | 0,09<br>0,06 | 0,09<br>0,03 | 0,25<br>0,12 | -            | 0,09<br>0,02 | 0,06<br>0,02 |                          |
| Wola Kątecka o 17, w 3  | 0,18<br>0,03           | 0,09<br>0,03  | 0,30                    | 0,10<br>0,02 | 0,10<br>0,40  | 12,40<br>0,09 | 13,50<br>0,06 | 7,60<br>0,04  | 0,30<br>0,12 | 0,24<br>0,10 | 0,18<br>0,09 | 0,24<br>0,16 | 0,16<br>0,03 | 0,18<br>0,03 |                          |
| Pulczynów o 18          | 0,15<br>0,06           | 0,09<br>0,06  |                         | 0,40<br>0,02 | 0,60<br>0,09  | 14,50<br>0,04 | 26,46<br>0,06 | 0,90<br>0,09  | 0,60<br>0,09 | 0,18<br>0,06 | 0,24<br>0,18 | 0,26<br>0,20 | 0,12<br>0,04 | 0,24<br>0,03 |                          |
| Wola Kątecka o 17, w 2  | 0,05<br>0,03           | 0,06<br>0,03  | -                       | 0,12<br>0,02 | -             | 2,20<br>0,04  | 0,80<br>0,09  | 0,30<br>0,06  | 0,25<br>0,12 | 0,40<br>0,09 | 0,20<br>0,09 | 0,18<br>0,09 | 0,20<br>0,02 | 0,18<br>0,15 |                          |
| Wola Kątecka o 17, w 6  | 0,40<br>0,20           | 0,09<br>0,04  | 0,24<br>0,16            | 0,12<br>0,04 | -             | 7,20<br>0,09  | 4,25<br>0,20  | 1,12<br>0,18  | 1,44<br>0,12 | 0,36<br>0,14 | 0,90<br>0,10 | 0,20<br>0,16 | 0,10<br>0,03 | 0,18<br>0,06 |                          |
| Żelebsko o 10, w 1      | 0,15<br>0,02           | 0,06<br>0,04  | -                       | 0,20<br>0,02 | -             | 1,16<br>0,09  | 0,60<br>0,12  | 0,36<br>0,09  | 0,18<br>0,09 | 0,24<br>0,12 | 0,30<br>0,12 | -            | 0,30<br>0,01 | 0,18<br>0,06 |                          |
| Żelebsko o 10, w 4      | 0,12<br>0,04           | 0,18<br>0,03  | -                       | 0,16<br>0,02 | -             | 0,40<br>0,01  | 0,30<br>0,09  | 0,20<br>0,09  | 0,24<br>0,10 | 0,18<br>0,06 | 0,15<br>0,10 | -            | 0,18<br>0,06 | 0,20<br>0,08 |                          |
| Żelebsko o 10 w 6       | 2,00<br>0,03           | 0,16<br>0,01  | -                       | 0,12<br>0,03 | -             | 4,69<br>0,06  | 0,90<br>0,12  | 2,18<br>0,16  | 0,90<br>0,12 | 0,18<br>0,09 | 0,60<br>0,12 | -            | 0,14<br>0,08 | 0,20<br>0,06 |                          |

\* wartości maksymalne; \*\* wartości minimalne; pozostałe objaśnienia jak przy tab. 1

**Skład petrograficzny sarmackich wapieni organodetrytycznych i piaskowców wapienistych  
(w procentach) kompleksu III (poz. 1 – 7) i IV (poz. 8)**

| Lp. | Miejsce pobrania próbki | Składniki terygeniczne |               |      | Składniki allochemiczne |         |             |             |           |          |              |             |           |        |      |     | Glaukonit | Związki Fe <sup>3+</sup> | Spoiwo | Porowatość | Ilustracje | Rodzaj próbki |
|-----|-------------------------|------------------------|---------------|------|-------------------------|---------|-------------|-------------|-----------|----------|--------------|-------------|-----------|--------|------|-----|-----------|--------------------------|--------|------------|------------|---------------|
|     |                         | kwarc                  | inne minerały | suma | ooidy                   | peloidy | intraklasty | krasnorosty | mszywioły | mięczaki | wieloszczety | szkarłupnie | otwornice | korale | suma |     |           |                          |        |            |            |               |
| 1   | Gliniska o 1, NE-p w 6  | 4,6                    | 0,1           | 4,7  | 5,0                     | 0,2     | 5,4         | 47,7        | 0,1       | 2,7      | 4,3          | 0,3         | 1,8       | +      | 67,5 | 0,1 | 0,2       | 27,5                     | 2,1    | Fig. 11    | M2         |               |
| 2   | Sucha Góra o 11, w 1    | 1,6                    | +             | 1,6  | 16,1                    | 3,0     | 10,5        | 40,8        | 2,9       | 9,0      | 7,3          | +           | 2,9       | +      | 91,5 | 0,3 | 0,1       | 0,5                      | 31,2   | Fig. 15    | M6, A      |               |
| 3   | Żelebsko o 10, w 9      | 2,8                    | +             | 2,8  | 1,1                     | 3,5     | 2,1         | 16,5        | +         | 4,1      | +            | 0,3         | 11,7      | –      | 38,2 | 1,0 | 0,1       | 57,6                     | 9,3    | –          | –          |               |
| 4   | Żelebsko o 10, w 11     | 4,2                    | +             | 4,2  | 6,7                     | 2,2     | 5,6         | 53,4        | 7,4       | 3,1      | 6,1          | 2,4         | 4,2       | +      | 91,1 | 0,1 | 0,3       | 4,3                      | 23,8   | –          | –          |               |
| 5   | Gliniska o 1, w 11      | 69,5                   | 0,3           | 69,8 | 2,7                     | 2,1     | 0,2         | 10,0        | 0,2       | 1,6      | 0,6          | 1,6         | 2,2       | –      | 21,2 | 0,9 | +         | 8,1                      | 16,6   | –          | –          |               |
| 6   | Gliniska o 1, w 8       | 58,9                   | 0,4           | 59,3 | 3,3                     | 0,8     | +           | 7,7         | 0,2       | 1,7      | 8,0          | 1,4         | 4,6       | –      | 20,6 | 0,3 | +         | 19,8                     | 2,5    | –          | –          |               |
| 7   | Gliniska o 1, w 9       | 10,3                   | 0,1           | 10,4 | 4,6                     | 0,3     | +           | 35,6        | 4,2       | 2,0      | 0,2          | 0,8         | 1,4       | –      | 49,1 | 1,5 | 0,6       | 38,4                     | 1,1    | –          | –          |               |
| 8   | Żelebsko o 10, w 15     | 1,0                    | +             | 1,0  | 13,3                    | 0,1     | 0,3         | 4,1         | 12,7      | 0,2      | 22,9         | +           | 3,2       | –      | 56,8 | 0,5 | 0,1       | 41,6                     | 12,3   | Fig. 15    | M8         |               |

Objaśnienia jak przy tab. 1

Tabela 4

**Wielkość składników (w milimetrach) sarmackich wapieni organodetrytycznych i piaskowców wapienistych  
kompleksu III (poz. 1 – 7) i IV (poz. 8)**

| Lp. | Miejsce pobrania próbki | Składniki terygeniczne |               | Składniki allochemiczne |              |               |               |              |               |              |              |              |              |              |              | Glaukonit | Związki Fe <sup>3+</sup> |
|-----|-------------------------|------------------------|---------------|-------------------------|--------------|---------------|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------|--------------------------|
|     |                         | kwarc                  | inne minerały | ooidy                   | peloidy      | intra-klasty  | krasnorosty   | mszywioły    | mięczaki      | wieloszczety | szkarłupnie  | otwornice    | korale       |              |              |           |                          |
| 1   | Gliniska o 1, NE-p, w 6 | 0,60<br>0,02           | 0,18<br>0,03  | 0,60<br>0,12            | 0,18<br>0,03 | 78,10<br>0,18 | 10,12<br>0,09 | 0,24<br>0,09 | 8,90<br>0,09  | 0,18<br>0,06 | 0,16<br>0,04 | 0,20<br>0,09 | 0,18<br>0,12 | 0,12<br>0,06 | 0,24<br>0,12 |           |                          |
| 2   | Sucha Góra o 11, w 1    | 0,74<br>0,03           | 0,10<br>0,04  | 0,40<br>0,24            | 0,10<br>0,06 | 24,50<br>0,10 | 28,50<br>0,06 | 9,80<br>0,12 | 10,40<br>0,10 | 0,96<br>0,09 | 0,12<br>0,04 | 0,90<br>0,12 | 0,12<br>0,08 | 0,10<br>0,04 | 0,18<br>0,10 |           |                          |
| 3   | Żelebsko o 10, w 9      | 0,12<br>0,04           | 0,10<br>0,08  | 0,36<br>0,18            | 0,24<br>0,03 | 4,16<br>0,09  | 2,90<br>0,10  | 0,90<br>0,10 | 0,96<br>0,12  | 0,18<br>0,09 | 0,18<br>0,06 | 0,40<br>0,09 | –            | 0,08<br>0,04 | 0,18<br>0,03 |           |                          |
| 4   | Żelebsko o 10, w 11     | 0,90<br>0,03           | 0,12<br>0,03  | 0,70<br>0,18            | 0,24<br>0,10 | 1,40<br>0,20  | 7,24<br>0,08  | 2,14<br>0,06 | 3,43<br>0,03  | 1,06<br>0,10 | 0,10<br>0,04 | 0,30<br>0,18 | 0,24<br>0,16 | 0,18<br>0,12 | 0,30<br>0,16 |           |                          |
| 5   | Gliniska o 1, w 11      | 1,80<br>0,03           | 0,12<br>0,04  | 0,30<br>0,18            | 0,24<br>0,06 | 2,12<br>0,14  | 0,70<br>0,10  | 0,30<br>0,12 | 1,14<br>0,10  | 0,24<br>0,18 | 0,24<br>0,04 | 0,30<br>0,12 | –            | 0,15<br>0,04 | 0,24<br>0,10 |           |                          |
| 6   | Gliniska o 1, w 8       | 1,00<br>0,03           | 0,09<br>0,03  | 0,24<br>0,12            | 0,12<br>0,03 | 0,42<br>0,10  | 2,12<br>0,06  | 0,70<br>0,09 | 0,60<br>0,09  | 0,30<br>0,18 | 0,27<br>0,12 | 0,60<br>0,09 | –            | 0,24<br>0,06 | 0,10<br>0,06 |           |                          |
| 7   | Gliniska o 1, w 9       | 1,90<br>0,02           | 0,10<br>0,04  | 0,30<br>0,12            | 0,16<br>0,03 | 0,20<br>0,16  | 3,46<br>0,09  | 1,24<br>0,12 | 0,90<br>0,12  | 1,50<br>0,18 | 0,24<br>0,09 | 0,40<br>0,15 | –            | 0,18<br>0,04 | 0,12<br>0,04 |           |                          |
| 8   | Żelebsko o 10, w 15     | 0,18<br>0,12           | 0,09<br>0,03  | 0,90<br>0,10            | 0,12<br>0,09 | 0,80<br>0,36  | 0,40<br>0,12  | 1,09<br>0,24 | 0,40<br>0,10  | 3,40<br>0,18 | 0,20<br>0,09 | 0,18<br>0,12 | –            | 0,06<br>0,03 | 0,06<br>0,04 |           |                          |

Tabela 5

**Skład chemiczny badeńskich (1–4) i sarmackich (5)  
wapieni organodetrytycznych**

| Skład chemiczny (% wag.)       | Smoryń<br>o 18 | Gliniska<br>o 1, p NE,<br>w 1 | Wola<br>Kątecka<br>o 17, w 3 | Bukownica<br>o 3 | Sucha Góra<br>koło<br>Żelebska<br>o 11 |
|--------------------------------|----------------|-------------------------------|------------------------------|------------------|--|
|                                | 1              | 2                             | 3                            | 4                | 5                                      |
| SiO <sub>2</sub>               | 2,24           | 0,35                          | 1,34                         | 2,54             | 1,75                                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,50           | 0,40                          | 0,50                         | 0,50             | 0,45                                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,35           | 0,28                          | 0,30                         | 0,38             | 0,25                                   |
| CaO                            | 53,42          | 54,60                         | 53,40                        | 52,76            | 53,80                                  |
| MgO                            | 0,40           | 0,60                          | 0,54                         | 0,72             | 0,50                                   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,40           | 0,15                          | 0,12                         | 0,12             | 0,12                                   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,15           | 0,05                          | 0,10                         | 0,10             | 0,10                                   |
| SO <sub>3</sub>                | 0,11           | 0,18                          | 0,20                         | 0,25             | 0,09                                   |
| Strata<br>prażenia             | 42,54          | 43,68                         | 42,69                        | 42,47            | 42,99                                  |
| Suma                           | 100,11         | 100,29                        | 99,59                        | 100,84           | 100,05                                 |

Objaśnienia jak przy tab. 1; analiza została wykonana w laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie

Potwierdzają to wyniki analiz chemicznych wskazujących na nikły udział Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,40–0,50%), Na<sub>2</sub>O (0,12–0,40%) oraz K<sub>2</sub>O (0,05–0,15%). Niewielka ilość MgO, wiążąca się z obecnością dolomitu (po przeliczeniu 1,83–3,29%), świadczy o bardzo znikomej dolomityzacji. Stosunek zawartości CaO/MgO wynosi od 73 do 134. W klasyfikacji G.V. Chillingara (1957) skały te można zaliczyć do wapieni kalcytowych i słabodolomitycznych. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> występujący w ilości od 0,25 do 0,38% pochodzi głównie z uwodnionych związków żelaza tworzących infiltracje (tabl. I, fig. 5) oraz glaukonitu. Znaczna z reguły strata prażenia (28,80–43,68%) wiąże się przede wszystkim z dysocjacją termiczną CaCO<sub>3</sub>.

## WŁASNOŚCI FIZYCZNE I PROCESY JE KSZTAŁTUJĄCE

Własności fizyczne opisywanych skał zostały ukształtowane przez procesy diagenetyczne, przede wszystkim cementację i ługowanie. Intensywna cementacja inter- i intragranularna wpłynęły korzystnie na parametry wytrzymałościowe badanych wapieni. Cement wytrącony w przestrzeniach międzyziarnowych wzmocnił konstrukcję skał. Wskutek tego zwiększyła się wytrzymałość na

**Zawartość CaO i CaCO<sub>3</sub> w wapieniach organodetrytycznych badenu (poz. 1–23)  
i sarmatu (poz. 24–27), w procentach wagowych,  
określona na podstawie analizy derywatograficznej**

| Lp. | Miejsce pobrania próbki          | CaO   | CaCO <sub>3</sub> | Odmiana litologiczna                    |
|-----|----------------------------------|-------|-------------------|---|
| 1   | 2                                | 3     | 4                 | 5                                       |
| 1   | Gliniska<br>o 1, p NE, w 1 strop | 55,03 | 98,27             | wapień organodetrytyczny                |
| 2   | Gliniska<br>o 1, p NE, w 1 spąg  | 55,42 | 98,92             | wapień organodetrytyczny                |
| 3   | Wola Kątecka<br>o 17, w 1        | 48,92 | 87,32             | wapień organodetrytyczny<br>piaszczysty |
| 4   | Wola Kątecka<br>o 17, w 2        | 50,95 | 90,96             | wapień organodetrytyczny                |
| 5   | Wola Kątecka<br>o 17, w 3 strop  | 53,89 | 96,16             | wapień organodetrytyczny                |
| 6   | Wola Kątecka<br>o 17, w 3 spąg   | 54,53 | 97,33             | wapień organodetrytyczny                |
| 7   | Wola Kątecka<br>o 17, w 4 strop  | 50,83 | 90,73             | wapień organodetrytyczny                |
| 8   | Wola Kątecka<br>o 17, w 4 spąg   | 48,41 | 86,41             | wapień organodetrytyczny<br>piaszczysty |
| 9   | Wola Kątecka<br>o 17, w 6        | 52,23 | 93,23             | wapień organodetrytyczny                |
| 10  | Smoryń<br>o 18 strop             | 54,01 | 96,42             | wapień organodetrytyczny                |
| 11  | Smoryń<br>o 18 spąg              | 54,53 | 97,32             | wapień organodetrytyczny                |
| 12  | Pulczynów<br>punkt 686           | 49,55 | 88,45             | wapień organodetrytyczny<br>piaszczysty |
| 13  | Pulczynów<br>punkt 677           | 51,09 | 91,19             | wapień organodetrytyczny                |
| 14  | Wola Kątecka<br>o 16, w 1        | 50,57 | 90,28             | wapień organodetrytyczny                |
| 15  | Wola Kątecka<br>o 16, w 3        | 51,98 | 92,79             | wapień organodetrytyczny                |
| 16  | Trzęsiny<br>o 19, w 2            | 35,42 | 63,21             | wapień organodetrytyczny<br>piaszczysty |
| 17  | Żelebsko<br>o 13, w 1            | 53,88 | 96,18             | wapień organodetrytyczny                |



| 1  | 2                          | 3     | 4     | 5                        |
|----|----------------------------|-------|-------|--------------------------|
| 18 | Hedwiżyn<br>o 6, w 3       | 54,53 | 97,33 | wapień organodetrytyczny |
| 19 | Hedwiżyn<br>o 5            | 54,27 | 96,87 | wapień organodetrytyczny |
| 20 | Bukownica<br>o 3, w 1      | 53,63 | 97,74 | wapień organodetrytyczny |
| 21 | Bukownica<br>o 2           | 53,25 | 95,05 | wapień organodetrytyczny |
| 22 | Przymiarki<br>punkt 52     | 51,59 | 92,10 | wapień organodetrytyczny |
| 23 | Trzęsiny<br>punkt 480      | 53,76 | 95,96 | wapień organodetrytyczny |
| 24 | Sucha Góra<br>o 11, w 1    | 54,14 | 96,65 | wapień organodetrytyczny |
| 25 | Gliniska<br>o 1, NE p. w 6 | 50,56 | 90,25 | wapień organodetrytyczny |
| 26 | Dyle<br>o 7, w 1           | 55,63 | 95,75 | wapień organodetrytyczny |
| 27 | Żelebsko<br>o 10, w 15     | 53,50 | 95,50 | wapień organodetrytyczny |

Zawartość CaO i CaCO<sub>3</sub> otrzymano po przeliczeniu z zawartości CO<sub>2</sub>, którą uzyskano z interpretacji ilościowej derywatogramów próbek wapieni; objaśnienia jak przy tab. 1

ściskanie, gęstość pozorna, mrozoodporność, a zmniejszyła porowatość, nasiąkliwość i ścieralność. Ługowanie CaCO<sub>3</sub> osłabiło konstrukcję wapieni, prowadząc do odwrotnych efektów.

Badane wapienie organodetrytyczne odznaczają się słabym stopniem spojenia. Wyniki badań własnych oraz badań innych autorów (S. Kozłowski, 1986; T. Musiał, 1984, 1987*a, b*), a także wyniki dokumentacji złóż Smoryń, Żelebsko i Gliniska, wykazują, że są to w większości skały lekkie, bardzo nasiąkliwe, o wytrzymałości na ściskanie słabej i bardzo słabej, dużej i bardzo dużej ścieralności oraz złej mrozoodporności. Ten typ wapieni reprezentują monolity 1, 4, 5, 6 (tab. 7).

Korzystniejsze parametry fizyczne mają wapienie organodetrytyczne pochodzące z partii skał silniej scementowanych słodkowodnymi lub/i występującymi rzadko morskimi cementami. Skały takie stanowią jednak najczęściej tylko nieznaczną część profilu wyrobisk (monolity 2, 3, 8).

Opisywane wapienie organodetrytyczne badanu i sarmatu charakteryzuje ubóstwo morskich cementów międzyziarnowych. Zjawisko to nie ogranicza się tylko do badanego terenu. Zaznacza się ono również na większych obszarach Rostocza i południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (J. Rutkowski, 1976; A. Pisera, 1985; T. Musiał, 1987*a, b*). Próbując wyjaśnić przyczynę słabej cementacji morskiej tych skał, należy się przyjrzeć ich środowisku sedymentacji.

Pośród najważniejszych czynników środowiskowych kontrolujących morską cementację międzyziarnową za M.W. Longmanem (1980) można wymienić: swobodną cyrkulację wody w osadzie, wzrost pH do powyżej 9, odgazowanie CO<sub>2</sub> w danych obszarach akwenu, obecność określonych grup bakterii oraz stabilność mechaniczną osadu. W przypadku badanych wapieni decydującą rolę mógł odegrać brak mechanicznej stabilności osadów. Wniosek taki wynika z porównania stopnia spojenia morskimi cementami badanych skał z zaobserwowanymi w nich strukturami sedymentacyjnymi.

Detrytus, powstający w wyniku niszczenia grzbietu rafowego, składany był u podnóża rafa. Bioklasty, przerzucane przez fale, niesione przybrzeżnymi prądami o zmiennych kierunkach były deponowane na dnie, tworząc rozległe płaskie ławice, zbudowane z warstw o układzie przekątnym, krzyżowym lub równoległym. Częste zmiany dynamiki transportu, powodowane sztormami, wahaniami siły oddziaływania prądu czy też innymi przyczynami, powodowały zmiany wielkości ziarna materiału detrytycznego w obrębie poszczególnych ławic. Widoczne w wapieniach z Żelebska, Ignatówki i Glinisk struktury erozyjne (ślady rozmyć, smugi prądowe, rynny erozyjne) i depozycyjne (wypełnienia rynien, gradacyjny spadek wielkości ziarna w obrębie ławic), opisane szczegółowiej przez M. Jarośnińskiego (1984), świadczą o burzliwości środowiska sedymentacji. W osadach tych często spotyka się intraklasty, a także kule glonowe (rodoidy) przybierające z reguły sferoidalne, a rzadziej elipsoidalne kształty, co również przemawia za burzliwym charakterem środowiska sedymentacji (A. Bossellini, N.R. Ginsburg, 1971), a także za permanentnym rozmywaniem i redepozycją osadów.

W środowisku o wysokiej turbulencji wód ciągły czy też często powtarzający się ruch ziarn niweczył efekty cementacji międzyziarnowej, odbywającej się przecież głównie blisko granicy wody z osadem. Ponadto kompaktacja miękkiego osadu powodowała wyciskanie wody ku górze i zapobiegała cyrkulacji poprzez osad wody morskiej nasyconej węglanem wapnia (M.W. Longman, 1980). W skałach powstałych w takim środowisku poszczególne ziarna powiązane są mikrytowym cementem kalcytowym, występującym przeważnie tylko na kontaktach między nimi, który przeważnie uległ później rekrystalizacji. Jako przykład mogą tu służyć wapienie monolitu 1 (tabl. II, fig. 10), 4 (tabl. III, fig. 12), 5 (tabl. IV, fig. 14) i 6 (tabl. V, fig. 15).

Pośród opisanych wyżej skał napotkano ławice drobnoziarnistych wapieni i piaskowców o delikatnej laminacji równoległej, niekiedy rynnowej i zmarszczkowej, a więc o cechach świadczących o powolnej i spokojnej sedymentacji. Skały takie są często silnie spojone mikrytowym (zrekrytalizowanym w mikrosparyt) cementem morskim, np. monolit 3 (tabl. IV, fig. 13; tabl. VI, fig. 18). Duży udział może tu mieć też strącony mechanicznie i biochemicznie muł węglanowy.

Intensywna cementacja międzyziarnowa detrytusu rafowego mogła zachodzić w relatywnie długo egzystujących przybrzeżnych ławicach o niskim tempie sedymentacji i w ławicach osadów ustabilizowanych przez działalność organiczną (M.W. Longman, 1980), a także poniżej podstawy falowania, w obrębie partii osadów poddanych „delikatnemu” oddziaływaniu (tzn. nie powodującemu rozmycia osadów, a zapewniającemu cyrkulację w nich wody) pływów i prądów przybrzeżnych. Cementacja wewnątrzziarnowa jest natomiast w badanych skałach zjawiskiem powszechnym (tabl. I, fig. 4).

Zaobserwowane strefy intensywnej cementacji lądowej (słodkowodnej) mają grubość maksymalnie do kilku metrów. Przybierają formy nieregularnych brył, soczew i pokładów, często przekraczających granice litologiczne (Gliniska

Wyniki badań własności fizycznych i mechanicznych wapieni miocęńskich

| Ilustracja | Monolit | Gęstość (g/cm <sup>3</sup> ) | Gęstość pozorna (g/cm <sup>3</sup> ) | Porowatość (%) | Nasiąkliwość zwykła |                   | Nasiąkliwość po gotowaniu |                   | Ścieralność              |                     | Mrozo-odporność (liczba cykli) | Wytrzymałość na ściskanie  |                        |                         |                        |                       |                        |
|------------|---------|------------------------------|--------------------------------------|----------------|---------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|--------------------------|---------------------|--------------------------------|----------------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|
|            |         |                              |                                      |                | wagowa (%)          | objętościowa (%)  | wagowa (%)                | objętościowa (%)  | na tarczy Boehme-go (cm) | w bębnie Devala (%) |                                | w stanie powietrzno-suchym |                        | w stanie nasycenia wodą |                        | po zamrażaniu         |                        |
|            |         |                              |                                      |                |                     |                   |                           |                   |                          |                     |                                | R <sub>c⊥</sub> (MPa)      | R <sub>cII</sub> (MPa) | R <sub>c⊥</sub> (MPa)   | R <sub>cII</sub> (MPa) | R <sub>c⊥</sub> (MPa) | R <sub>cII</sub> (MPa) |
| Fig. 18    | 1       | 2,71                         | 1,78*–2,02**<br>1,89***              | 29,7           | 7,2–10,4<br>8,7     | 14,6–18,7<br>16,6 | 12,3–14,0<br>13,3         | 24,0–26,8<br>25,5 | 1,72                     | 47,5                | 7                              | 3,67–6,36<br>5,06          | 2,43–6,34<br>4,39      | 3,18–7,85<br>5,52       | 2,45–2,91<br>2,65      | –                     | –                      |
| Fig. 11    | 2       | 2,68                         | 2,40–2,51<br>2,48                    | 8,5            | 1,1–1,9<br>1,5      | 2,8–4,4<br>3,7    | 1,5–3,0<br>2,2            | 3,9–7,4<br>5,4    | 0,35                     | 5,6                 | całkowita<br>25                | 38,74–74,57<br>57,68       | 30,10–72,46<br>53,49   | 30,77–36,36<br>33,18    | 34,00–43,16<br>39,13   | 36,50                 | 41,95                  |
| Fig. 13    | 3       | 2,69                         | 1,74–2,07<br>1,99                    | 26,6           | 6,7–14,2<br>8,4     | 13,9–24,8<br>16,5 | 10,4–12,1<br>11,3         | 22,3–25,5<br>23,9 | 0,93                     | 11,3                | całkowita<br>25                | 20,56–33,48<br>25,60       | 18,66–26,74<br>22,40   | 19,36–22,68<br>21,20    | 16,49–25,11<br>21,00   | 15,80–22,90<br>20,63  | 19,87–25,04<br>22,45   |
| Fig. 12    | 4       | 2,71                         | 1,56–1,64<br>1,58                    | 41,3           | 16,4–18,2<br>17,3   | 26,3–28,4<br>27,4 | 18,7–20,5<br>19,7         | 33,3–38,3<br>35,6 | 2,31                     | 54,7                | 4                              | 1,46–2,48<br>2,13          | 1,24–2,69<br>2,12      | 1,46–2,91<br>2,19       | 0,50                   | –                     | –                      |
| Fig. 14    | 5       | 2,72                         | 1,59–1,74<br>1,67                    | 37,5           | 11,5–13,4<br>12,9   | 18,3–22,6<br>20,9 | 16,9–18,2<br>17,9         | 32,1–34,2<br>33,1 | 1,88                     | 46,0                | 5                              | 3,62–5,80<br>5,00          | 4,12–6,78<br>5,25      | 1,45–2,66<br>2,25       | 2,41–3,38<br>2,74      | –                     | –                      |
| Fig. 15    | 6       | 2,71                         | 1,61–1,78<br>1,67                    | 38,4           | 12,0–13,6<br>13,1   | 20,2–22,7<br>21,7 | 17,3–19,8<br>18,3         | 32,1–36,5<br>33,8 | 2,02                     | 49,7                | 5                              | 1,72–3,65<br>2,44          | 1,46–2,70<br>2,77      | 1,69–2,71<br>2,33       | 1,70–1,95<br>1,79      | –                     | –                      |
| Fig. 17    | 7       | 2,72                         | 1,69–1,99<br>1,83                    | 32,7           | 7,9–9,0<br>8,8      | 14,8–18,2<br>16,2 | 11,0–12,9<br>12,0         | 23,3–24,0<br>23,7 | 0,98                     | 9,8                 | całkowita<br>25                | 4,63–7,09<br>5,53          |                        | 3,30–6,30<br>5,30       |                        | 3,84–6,53<br>4,95     |                        |
| Fig. 16    | 8       | 2,70                         | 1,70–2,30<br>1,93                    | 28,5           | 4,2–13,5<br>7,9     | 9,1–22,8<br>15,0  | 9,1–10,8<br>10,0          | 20,3–23,0<br>21,7 | 1,12                     | 18,7                | 9                              | 6,12–9,00<br>7,23          | 10,58–16,39<br>13,49   | 3,65–11,49<br>7,93      | 2,76–25,81<br>16,37    | –                     | –                      |

\* wartość minimalna; \*\* wartość maksymalna; \*\*\* wartość średnia; monolity 1–6, 8 – wapienie organodetrytyczne; monolit 7 – biohermalny wapień algowo-serpulowy

i Żelebsko). Niekiedy w profilu odsłonięcia widać kilka takich pokładów (Żelebsko, Gliniska). Dokumentuje to zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych, a wraz z nim strefy aktywnej cyrkulacji wód nasyconych  $\text{CaCO}_3$  (*freshwater phreatic active saturated zone*), w której zachodziła intensywna cementacja (M.W. Longman, 1980).

Wpływ procesów diagenetycznych na własności fizyczne widoczny jest przy porównaniu wyników normatywnych badań próbek monolitycznych reprezentatywnych typów wapieni (tab. 5) z mikrofotografiami płytek cienkich wykonanych z tychże monolitów.

Zróżnicowanie typowych sekwencji oraz intensywności procesów cementacji i ługowania doprowadziło do znacznej zmienności własności fizycznych badanych wapieni. Doskonałą tego ilustracją są wapienie organodetrytyczne z dolnych partii profilu kamieniołomu Gliniska (odsłonięcie 1). Słabo spojony wapień pochodzący z północno-wschodniej ściany wyrobiska (monolit 1 – tabl. II, fig. 10) okazał małą wytrzymałość na ściskanie (4,39 – 5,06 MPa), natomiast wapień silnie spojony kalcytem blokowym (tabl. II, fig. 9), wydobyty z odległej o 150 m, południowo-zachodniej ściany kamieniołomu, miał relatywnie dużą wytrzymałość na ściskanie (61,00 – 70,00 MPa – W. Woliński, 1968). Należy podkreślić, że wapienie te charakteryzują się niemal identycznym składem ziarnowym i granulacją. Są to więc takie same petrograficznie i wiekowo osady, a zróżnicowanie ich cech fizycznych jest skutkiem odmienności modeli przemian diagenetycznych, jakim zostały poddane.

Wapienie monolitów 4 (tabl. III, fig. 12), 5 (tabl. IV, fig. 14) i 6 (tabl. V, fig. 15), niemal pozbawione cementu międzyziarnowego, charakteryzują się małą wytrzymałością na ściskanie (2,13 – 5,25 MPa), natomiast wapień monolitu 3 (tabl. IV, fig. 13), silnie spojony morskim cementem mikrytowym, ma wytrzymałość na ściskanie 22,40 – 25,60 MPa.

Własności fizyczne badanych skał modelował także inny proces diagenetyczny – ługowanie  $\text{CaCO}_3$  – zachodzące podczas ekspozycji kompleksów węglanowych na działalność wód atmosferycznych trwającej od dolnego sarmatu do dziś. Wody meteoryczne niedosycone  $\text{CaCO}_3$  spowodowały w strefach rozpuszczania rozszerzenie istniejącego systemu porowatości i powstanie systemu porowatości wtórnej. Doprowadziło to do znacznego obniżenia parametrów wytrzymałościowych tych skał.

Jako przykład może tu posłużyć drobnoziarnisty wapień organodetrytyczny z dolnych partii profilu kamieniołomu w Woli Kąteckiej. W tej skale silnie spojonej morskim cementem mikrytowym wytworzył się wskutek ługowania  $\text{CaCO}_3$  system wtórnej porowatości pustkowej, osłabiający jej konstrukcję (monolit 3 – tabl. IV, fig. 13). Również bardzo sugestywny przykład stanowi sarmacki biohermalny wapień algowo-serpulowy, budujący monolit 7 (tabl. VI, fig. 17). Skała ta, składająca się głównie ze zrekrytalizowanego mikrytu, zawdzięcza swą relatywnie niską wytrzymałość na ściskanie przede wszystkim systemowi porowatości pierwotnej, rozszerzonemu bardzo znacznie wskutek intensywnego ługowania  $\text{CaCO}_3$ .

Zróżnicowanie efektów oddziaływania procesów diagenetycznych zaznacza się nawet w obrębie poszczególnych monolitów, powodując duży rozrzut oznaczanych parametrów. Często uniemożliwia to prawidłowe oznaczenie np. anizotropii wytrzymałościowej czy współczynnika rozmiękczenia, tak jak np. w monolicie 8 (tab. 5).

W trakcie badań nie stwierdzono związku między zawartością  $\text{SiO}_2$  (terygenicznego kwarcu) w wapieniach organodetrytycznych i ich wytrzymałością na ściskanie.

## PODSUMOWANIE

Porównanie wyników badań własnych z wynikami badań innych autorów (M. Moroz-Kopczyńska, S. Kozłowski, 1960; J. Rutkowski, 1969, 1976; A. Pisera, 1985; T. Musiał, 1984, 1987*a, b*), a także z danymi z dokumentacji złóż Żelebsko, Smoryń, Gliniska, Nowiny, Frampol, Babia Dolina, Tarnowola, Borsuki i Huta Lubycka prowadzi do następujących wniosków:

1. Wapienie organodetrytyczne badenu i sarmatu Roztocza w większości odznaczają się ubóstwem cementów międzyziarnowych.

2. Jednym z decydujących czynników zapobiegających intensywnej morskiej cementacji międzyziarnowej była niestabilność mechaniczna ziarn osadów, spowodowana burzliwym charakterem sedymentacji. Intensywna cementacja lądowa (słodkowodna) zachodziła w strefach o niewielkim rozprzestrzenieniu.

3. O własnościach fizycznych danych partii wapieni zadecydowały procesy diagenetyczne (przede wszystkim cementacja i ługowanie), jakim zostały poddane. Intensywna cementacja intra- i intergranularna, wzmacniając konstrukcję wapieni wpływa korzystnie na ich parametry fizyczne. Intensywne ługowanie  $\text{CaCO}_3$ , wytwarzając system porowatości wtórnej, powoduje efekt odwrotny.

4. Zróżnicowanie sekwencji i intensywności przemian diagenetycznych wraz z częstymi zmianami charakteru środowiska sedymentacji są przyczyną ogromnego zróżnicowania własności technicznych wapieni organodetrytycznych.

5. Przedstawione prawidłowości dotyczące procesów kształtujących własności fizyczne miocenских wapieni organodetrytycznych dotyczą większych obszarów Roztocza.

Samodzielna Pracownia Geologii Wybrzeża Morskiego  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Szczecin, ul. Storrady 1  
Nadesłano dnia 10 lutego 1990 r.

## PIŚMIENNICTWO

- AREŃ B. (1962) — Miocen Roztocza Lubelskiego pomiędzy Sanną i Tanwią. Pr. Inst. Geol., **30**, p. 5–77, cz. 3.
- AREŃ B. (1968) — Mapa geologiczna Roztocza Lubelskiego pomiędzy rzekami Sanną i Tanwią 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa.
- BIELECKA M. (1967) — Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Biul. Inst. Geol., **206**, p. 115–188.
- BOSELLINI A., GINSBURG N.R. (1971) — Form and internal structure of recent algal nodules from Bermuda. Jour Geol., **79**, p. 669–683.
- BRZEZIŃSKA M. (1961) — Miocen z pogranicza Roztocza zachodniego i Kotliny Sandomierskiej. Biul. Inst. Geol., **158**, p. 5–111.
- CHILLINGAR G.V. (1957) — Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. Jour. Sed. Petrol., **27**.
- JAKUBOWSKI G., MUSIAŁ T. (1979) — Litology and fauna of the Middle Miocene deposits of Trzęsiny (Roztocze Tomaszowskie Region South-Eastern Poland). Pr. Muz. Ziemi, **32**, p. 37–70.
- JAROSIŃSKI M. (1984) — Budowa geologiczna okolic Frampola na Roztoczu. Arch. Inst. Geol. Podst. Wyd. Geol. UW. Warszawa.

- JAROSZEWSKI W. (1977) — Sedymentacyjne przejawy miocenijskiej ruchliwości tektonicznej na Rostoczu Środkowym. *Prz. Geol.*, **25**, p. 418–427, nr 8–9.
- KOZŁOWSKI S. (1986) — Surowce skalne Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- KURZAWA M. (1985) — Geologiczne warunki występowania oraz litologia i własności surowcowe utworów kenozoicznych między Frampołem i Hedwizynem. *Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW. Warszawa.*
- LONGMAN M.W. (1980) — Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, p. 461–487.
- MOROZ-KOPCZYŃSKA M., KOZŁOWSKI S. (1960) — Poszukiwania geologiczne surowców skalnych na Rostoczu. *Prz. Geol.*, **8**, p. 121–126, nr 3; p. 266–272, nr 5.
- MUCHOWSKI J. (1970) — Wpływ aktywności tektonicznej strefy krawędzowej Wyżyny Lubelskiej na zróżnicowanie facjalne i rozprzestrzenienie morskich osadów miocenu. *Prz. Geol.*, **18**, p. 398–400, nr 8–9.
- MUSIAŁ T. (1984) — Surowce węglanowe. W: Surowce mineralne środkowo-wschodniej Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- MUSIAŁ T. (1987a) — Litologia i właściwości surowcowe wapieni miocenu Rostocza. *Rozprawy UW*, **265**.
- MUSIAŁ T. (1987b) — Miocen Rostocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **31**, p. 5–149.
- PISERA A. (1985) — Paleoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Rostocze Hills, south-eastern Poland. *Acta. Geol. Pol.*, **35**, p. 89–155, nr 1–2.
- RUTKOWSKI J. (1969) — Uwagi o sedymentacji detrytycznych osadów sarmatu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **14**, p. 177–184, nr 1.
- RUTKOWSKI J. (1976) — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, **100**.
- WOLIŃSKI W. (1968) — Uproszczona dokumentacja geologiczna dla złoża wapieni „Gliniska”. *Arch. MOSiZN. Warszawa.*
- WOŁKOWICZ W., CZARNIK E. (1983) — Karta rejestracyjna złoża wapieni trzeciorzędowych „Żelebsko”. *Arch. MOSiZN. Warszawa.*

Марцин КУЖАВА

### ВЛИЯНИЕ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИОЦЕНОВЫХ ОРГАНОДЕТРИТИЧЕСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ РОЗТОЧА

#### Резюме

Исследованные средимиоценовые органодеетритические известняки были осаждены в сублиторальной зонах Предкарпатского прогиба (фиг. 1). Органодеетритические серии содержат прослойки осадков других фациальных зон, характеристических для разных стадий развития рифовых комплексов (фиг. 2).

Сравнение результатов исследований зерного состава (таб. 1–4), химического и минерального составов (таб. 5, 6), седиментационных и диагенетических структур (табл. I–V, фиг. 3–18), а также физических свойств (таб. 7) стало основой следующих выводов.

Интенсивная интра- и интергранулярная цементация укрепляет конструкцию известняков, оказывая положительное влияние на их физические свойства. Интенсивное

выщелачивание  $\text{CaCO}_3$  дает противоположный эффект. Большинство исследованных известняков почти не содержат межзерновых цементов. Механическая нестабильность зерен осадка, вызванная бурным характером седиментационной среды, была одним из основных факторов ограничивающих морскую межзерновую седиментацию. Интенсивная пресноводная (континентальная) седиментация развилась только в обособленных горизонтах и линзах, которых максимальная мощность достигает нескольких метров.

Серии известняков, с нижнего сармата до настоящего времени, подвергнуты экспозиции на действие атмосферных вод, недосыщенных относительно  $\text{CaCO}_3$ . Этот факт способствовал образованию системы вторичной пористости, что оказало отрицательное влияние на физические свойства известняков.

Дифференциация последствия диагенетических процессов и их разная интенсивность, а также частое изменение характера седиментационной среды, были ответственными за дифференциацию физических свойств исследованных горных пород.

Marcin KURZAWA

#### THE EARLY DIAGENESIS INFLUENCE ON FORMING OF PHYSICAL PROPERTIES OF MIOCENE BIODETRITAL LIMESTONES FROM ROZTOCZE HILLS

The examined Middle Miocene biodetrital limestones were deposited in the sublittoral and littoral zone of the Carpathian Foredeep basin (Fig. 1). The biodetrital series are interbedded by sediments of others zones, characteristic to different development stages of reef complexes (Fig. 2).

The comparison of investigation results of granular composition (Tab. 1–4), chemical and mineral composition (Tab. 5, 6), sedimentary structures, diagenetic textures (Tabl. I–V, Figs 3–18) and physical properties (Tab. 7), served as a basis for following suggestions. Formation of physical properties of examined biodetrital limestones was determined by diagenetic processes, first and foremost by cementation and leaching.

An intensive intra- and intergranular cementation strengthen limestones construction, exerting a positive influence on their physical properties. An intensive leaching of  $\text{CaCO}_3$  gives a reverse effect. The greater part of examined biodetrital limestones is almost devoid of intergranular cements. Mechanical instability of deposit grains, caused by turbulent character of sedimentation environment, was one of the major factors restricting marine intergranular cementation. An intensive freshwater cementation is developed only in isolated horizons and lenses which maximal thickness reaches a few meters.

The limestones series, since Lower Sarmatian to present day have been exposed on activity of atmospheric waters, undersaturated in relation to  $\text{CaCO}_3$ . That, has been conductive to formation of secondary porosity system, which exerted a negative influence on limestones physical properties.

The differentiation of diagenetic processes sequences, and their heterogenous intensity, as well as frequent changes in sedimentary environment character, were responsible for differentiation of examined rocks physical properties.

*Translated by the Author*

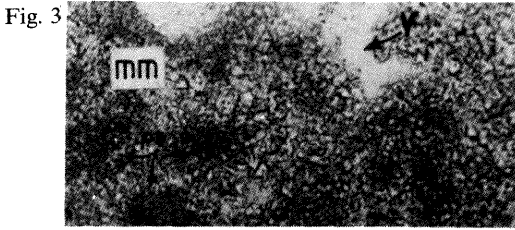


Fig. 4



Fig. 6

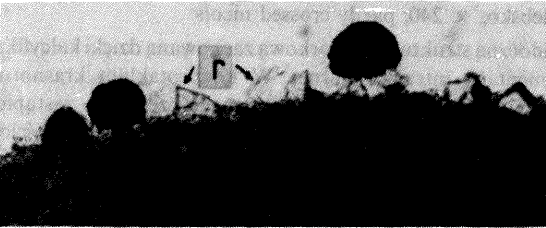


Fig. 5

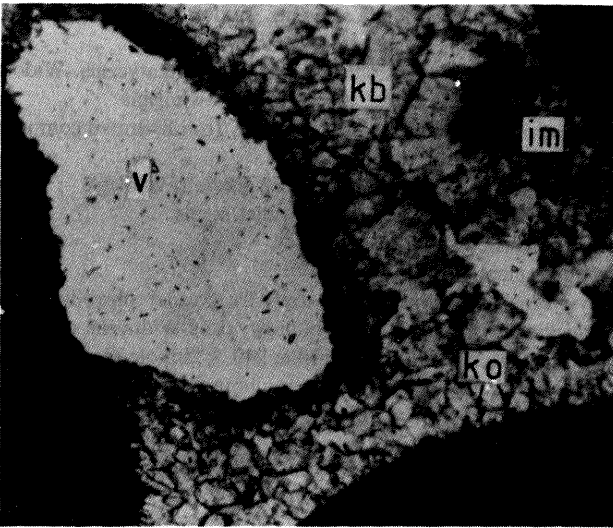


Fig. 8



Fig. 7

Marcin KURZAWA — Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności mioceńskich wapieni organodetrytycznych Roztocza



## TABLICA I

Fig. 3. Wczesnomorski cement mikrytowy (mm), który uległ neomorfizmowi agradującemu w mikrosparyt z pseudopeloidami typu *algal pseudostromata* (ps). Widoczna porowatość pustkowa (v). Biohermalny wapień algowo-serpulowy; Żelebsko; 240 ×; nikole częściowo skrzyżowane

Early marine micritic cement (mm), changed in to microsparite on the way of aggrading neomorphism. Pseudopeloids — algal pseudostromata type (ps). Vuggy porosity (v) also visible. Biohermal algal-serpuild limestone; Żelebsko; × 240; partly crossed nicols

Fig. 4. Fragment plechy krasnorosta z widoczną strukturą komórkową zachowaną dzięki kalcyfikacji ścian komórek i wczesnomorskiej cementacji intragranularnej. W konceptaklum krasnorosta widoczny relikw wczesnomorskiego aragonitowego cementu sferulitycznego częściowo zastąpiony kalcytem blokowym. Wapień organodetrytyczny; sarmat dolny; Gliniska; 240 ×; nikole częściowo skrzyżowane.

Lithothamnium clast with visible cell structure, preserved due to calcification of cell walls and early marine intragranular cementation. In the lithothamnium conceptacle a relict of marine aragonite spherulitic cement is partly replaced by equant calcite cement. Biodetrital limestone; Lower Sarmatian; Gliniska; × 240; partly crossed nicols

Fig. 5. Inicjalny cement romboidalny (r) powstały w słodkowodnej strefie freatycznej. Widoczne infiltracje uwodnionych związków żelaza (czarne kulki); 240 ×; nikole równoległe

Initial rhombohedral cement (r) formed in the freshwater phreatic zone. Iron hydrated compounds infiltrations (black pellets); × 240; parallel nicols

Fig. 6. Przerost współosiowy wokół fragmentu szkarłupnia; 240 ×; nikole równoległe

Syntaxial overgrowth developed on echinoderm clast; × 240; parallel nicols

Fig. 7. Kalcyt blokowy; 240 ×; nikole równoległe

Equant (blocky) calcite; × 240, parallel nicols

Fig. 8. Typy cementów charakterystyczne dla słodkowodnej strefy freatycznej: obwódka kalcytu ostrzowego (ko), cement typu *interlocking mosaic* (im), kalcyt blokowy (kb). Widoczna porowatość pustkowa (v). Wapień organodetrytyczny; sarmat dolny; Gliniska; 240 ×; nikole równoległe

Types of cements characteristic for freshwater phreatic zone: isopachous bladded calcite rim (ko), interlocking mosaic cement (im), vuggy porosity (v). Biodetrital limestone; Lower Sarmatian; Gliniska; × 240; parallel nicols

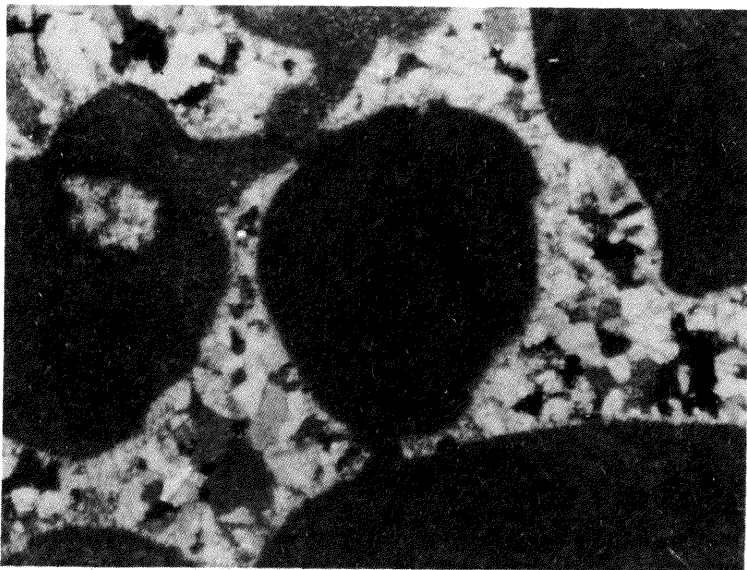


Fig. 9

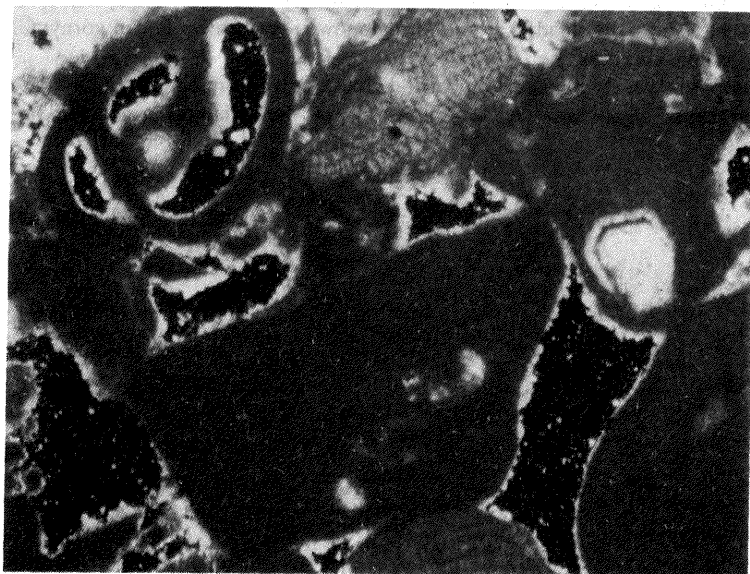


Fig. 10

Marcin KURZAWA — Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności mioceńskich wapieni organodetrytycznych Roztocza

## TABLICA II

Fig. 9. Bardzo silnie scementowany kalcytem blokowym wapień organodetrytyczny (wytrzymałość na ściskanie rzędu 61,00–70,00 MPa), składający się głównie z bioklastów glonowych. Baden górny; Gliniska; SW profil; 60 ×; nikle skrzyżowane

Biodetrital limestone very strongly cemented by blocky calcite (compression strength about 61,00–70,00 MPa) mostly composed of algal clasts. Upper Badenian; Gliniska; SW profile; × 60; crossed nicols

Fig. 10. Monolit 1. Słabo scementowany wapień organodetrytyczny o wytrzymałości na ściskanie 4,39–5,06 MPa. Widoczne składniki: bioklasty glonowe i otwornica. Baden górny; Gliniska; NE profil; 60 ×; nikle skrzyżowane

Monolith sample 1. Weakly cemented biodetrital limestone, compression strength 4,39–5,06 MPa. Visible components: algal clasts and foraminifer. Upper Badenian; Gliniska; NE profile; × 60; crossed nicols

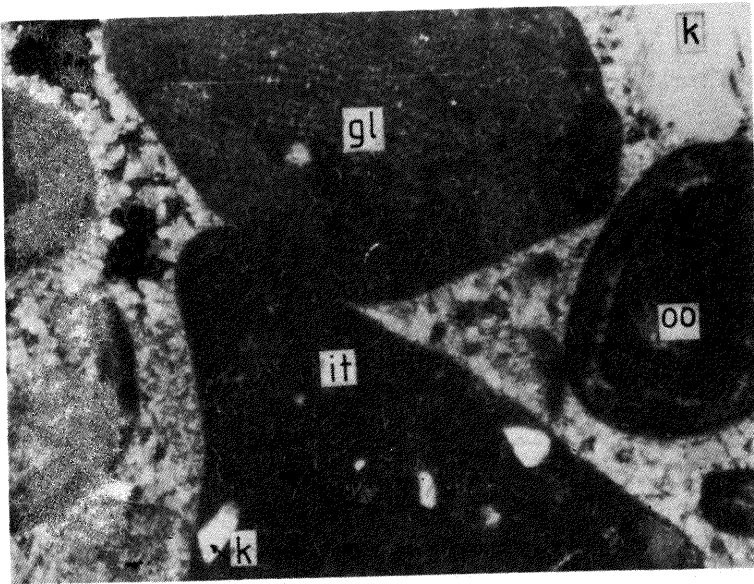


Fig. 11

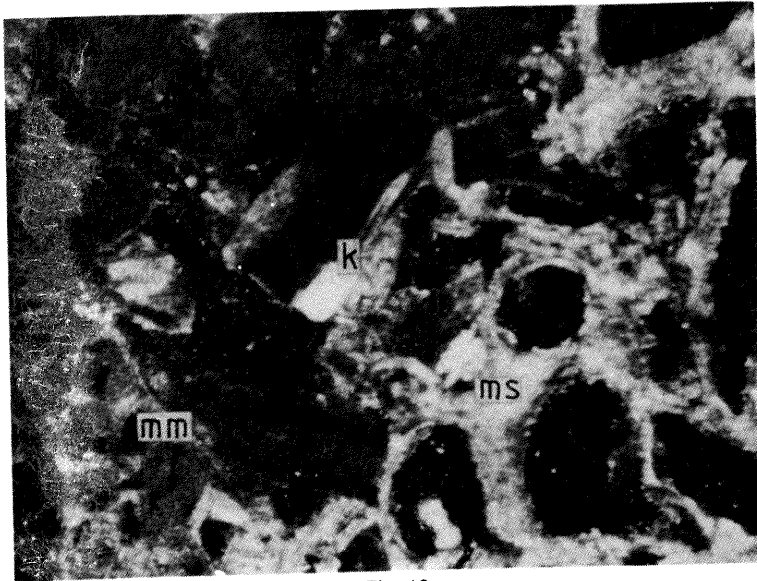


Fig. 12

Marcin KURZAWA – Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności miocen-  
kich wapieni organodetrytycznych Rostocza

### TABLICA III

Fig. 11. Monolit 2. Bardzo silnie scementowany wapień organodetrytyczny o małej porowatości wtórnej i wytrzymałości na ściskanie 57,68 – 53,49 MPa. Spoiwo stanowi głównie kalcyt blokowy (jasne tło). Składniki ziarniste: ooid (oo), intraklast wapienia mikrytowego (it) z domieszką kwarcu, bioklasty glonowe (gl) – krasnorosty, ziarna kwarcu (k). Sarmat dolny; Gliniska; 60 ×; niole skrzyżowane

Monolith sample 2. Very strongly cemented biodetrital limestone; low secondary porosity, compression strength 57.68 – 53.49 MPa. Binder consists mainly of blocky calcite (light background). Granular components: ooid (oo), clast of micritic limestone (it) with quartz admixture, algal clasts (gl), quartz grains (k). Lower Sarmatian; Gliniska; × 60; crossed nicols

Fig. 12. Monolit 4. Słabo scementowany wapień organodetrytyczny o dużej porowatości pierwotnej (czarne tło). Wytrzymałość na ściskanie 2,44 – 2,77 MPa; reliktywne skupienia morskiego cementu mikrytowego (mm), bioklasty glonowe (gl), mszywioty (ms), kwarc (k). Baden górny; Wola Kątecka; 60 ×; niole skrzyżowane

Monolith sample 4. Weakly cemented biodetrital limestone of high primary porosity (black background). Compression strength 2.44 – 2.77 MPa. Also visible: relicts of marine micritic cement (mm), algal clasts (gl), bryozoan clasts (ms), quartz (k). Upper Badenian; Wola Kątecka; × 60; crossed nicols

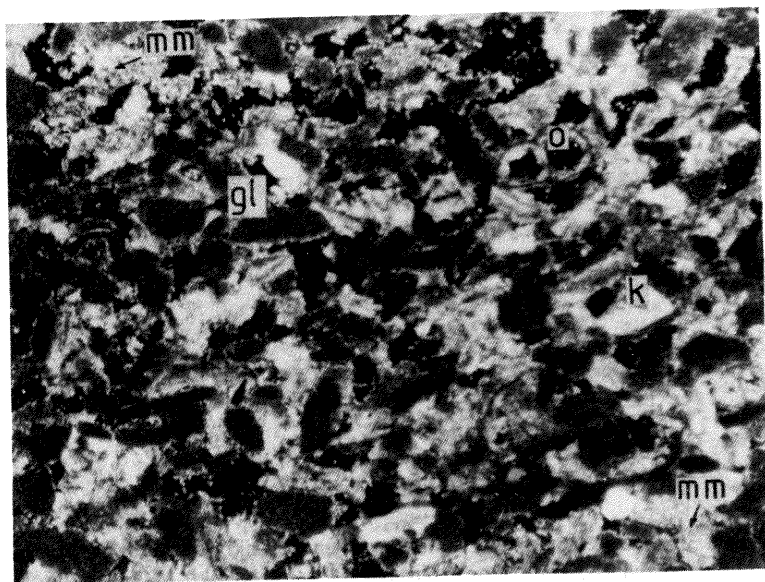


Fig. 13

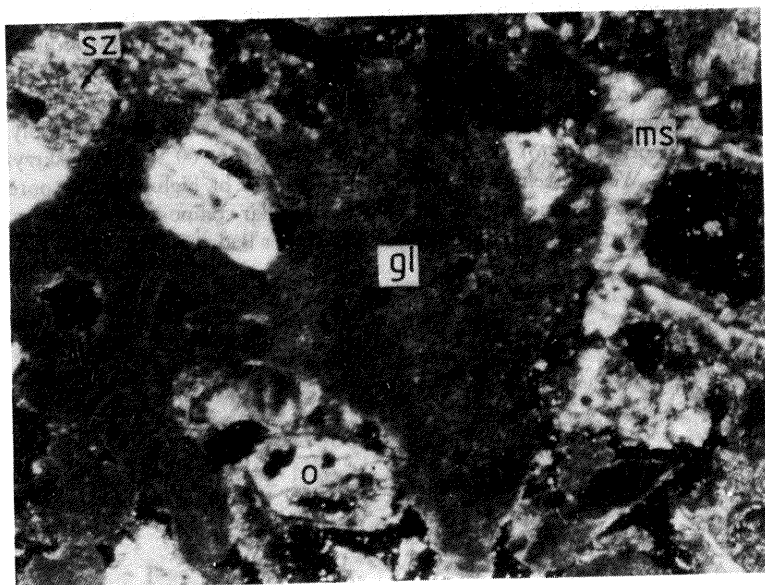


Fig. 14

Marcin KURZAWA — Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności mioceńskich wapieni organodetrytycznych Rostocza

#### TABLICA IV

Fig. 13. Monolit 3. Silnie scementowany morskim cementem mikrytowym drobnoziarnisty wapień organodetrytyczny o znacznej porowatości pustkowej (czarne plamki). Wytrzymałość na ściskanie 22,40–25,60 MPa. Cement mikrytowy (mm) w większości zrekrystalizowany. Składniki ziarniste: bioklasty glonowe (gl), otwornice (o), kwarc (k). Baden górny; Wola Kątecka; 60 ×; nikole skrzyżowane

Monolith sample 3. Strongly cemented by marine micritic cement fine-grained biodetrital limestone of significant vuggy porosity (black spots). Compression strength 22.40–25.60 MPa. Micritic cement (mm) is mostly recrystallized. Granular components: algal clasts (gl), foraminifers (o), quartz (k). Upper Badenian; Wola Kątecka; × 60; crossed nicols

Fig. 14. Monolit 5. Słabo scementowany wapień organodetrytyczny o dużej porowatości pierwotnej (czarne tło). Wytrzymałość na ściskanie 5,00–5,25 MPa. Składniki ziarniste: mszywioty (ms), glony (gl), szkarłupnie (sz), otwornice (o). Baden górny; Pulczynów; pow. 60 ×; nikole skrzyżowane

Monolith sample 5. Weakly cemented biodetrital limestone of high primary porosity (black background). Compression strength 5.00–5.25 MPa. Granular components: bryozoan clasts (ms), algal clasts (gl), echinoderm clasts (sz), foraminifers (o). Upper Badenian; Pulczynów; 60 ×; crossed nicols

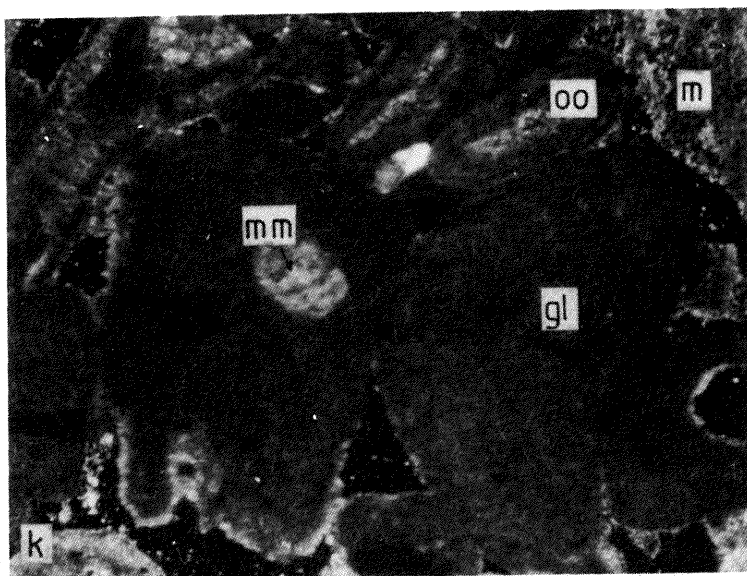


Fig. 15

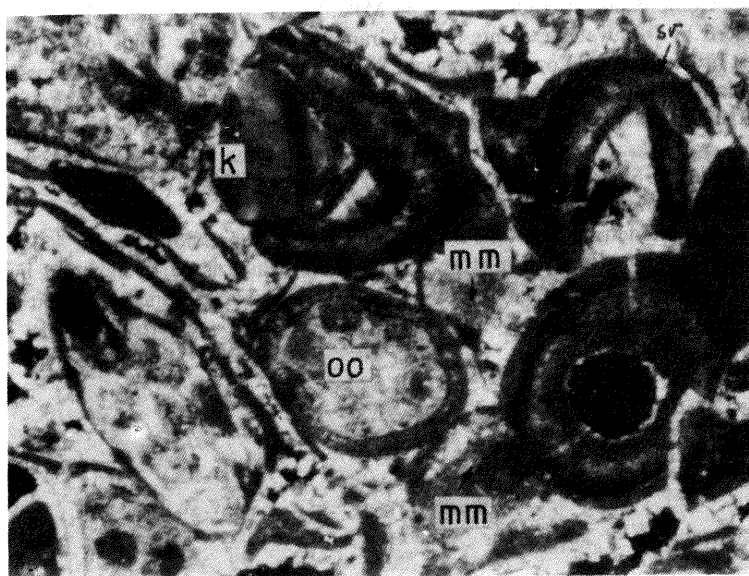


Fig. 16

Marcin KURZAWA — Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności miocen-  
kich wapieni organodetrytycznych Roztocza



#### TABLICA V

Fig. 15. Monolit 6. Słabo scementowany wapień organodetrytyczny o dużej porowatości pierwotnej (czarne tło). Wytrzymałość na ściskanie 2,77–2,44 MPa. Widoczne relikty morskiego cementu mikrytowego zastąpionego częściowo cementami słodkowodnymi (mm). Składniki ziarniste: ooidy (oo), glony (gl), małż (m), kwarc (k). Sarmat dolny; Sucha Góra koło Żelebska; 60 ×; nikole skrzyżowane

Monolith sample 6. Weakly cemented biodetrital limestone with high primary porosity (black background). Compression strength 2.77–2.44 MPa. Visible relicts of marine micritic cement are partly replaced by freshwater cements (mm). Granular components: ooids (oo), algal clasts (gl), bivalve clast (m), quartz (k). Lower Sarmatian; Sucha Góra by Żelebsko; × 60; crossed nicols

Fig. 16. Monolit 8. Wapień organodetrytyczny mocno scementowany o wytrzymałości na ściskanie 7,23–13,49 MPa. Spoiwo składa się ze zrekrystalizowanego morskiego cementu mikrytowego (mm), zastąpionego w większości cementami słodkowodnymi typu *interlocking mosaic* i kalcytem blokowym (jasne tło). Składniki ziarniste: kwarc (k), ooidy (oo), serpule (sr). Sarmat dolny; Żelebsko; 60 ×; nikole skrzyżowane

Monolith sample 8. Biodetrital limestone strongly cemented; compression strength 7.23–13.49 MPa. Binder consists mostly of marine micritic cement (mm), which is partly replaced by freshwater cements, interlocking mosaic cement and blocky calcite (light background). Granular components: quartz (k), ooids (oo), serpula (sr). Lower Sarmatian; Żelebsko; × 60; crossed nicols

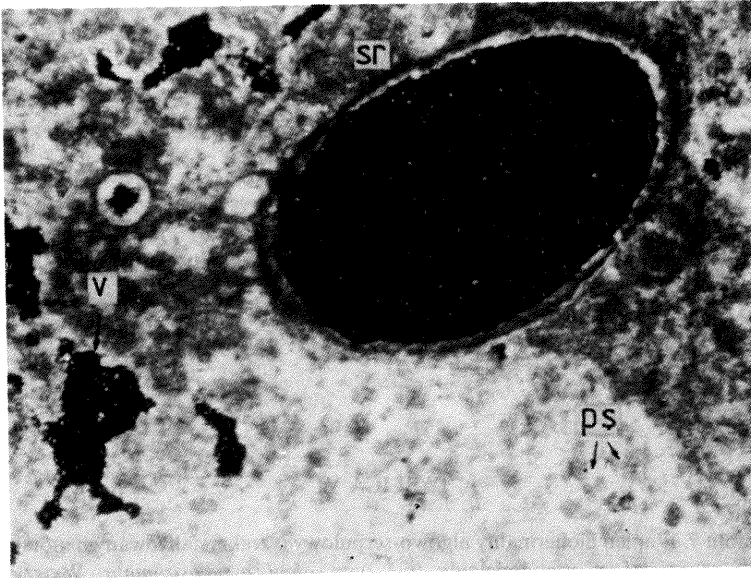


Fig. 17

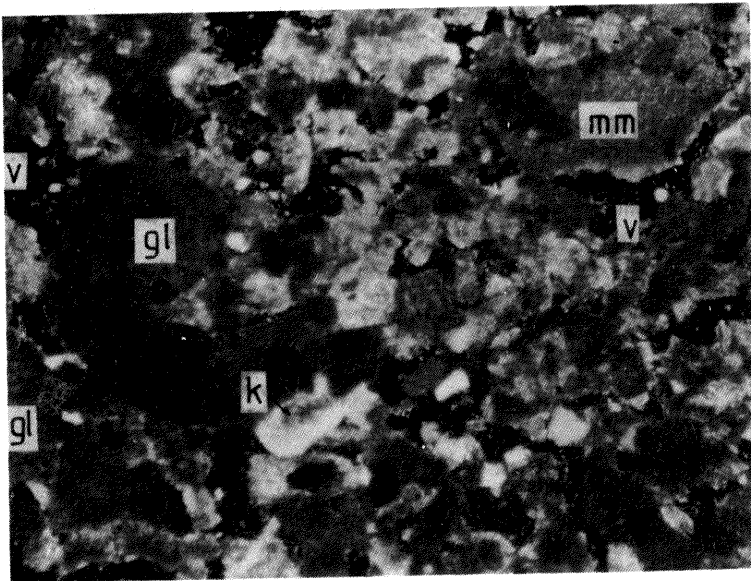


Fig. 18

Marcin KURZAWA — Wpływ wczesnej diagenety na kształtowanie fizycznych własności mioceńskich wapieni organodetrytycznych Roztocza

#### TABLICA VI

Fig. 17. Monolit 7. Wapień biohermalny algowo-serpulowy o zrekrystalizowanym morskim spoiwie mikrytowym zawierającym pseudopeloidy (ps) typu *algal pseudostromata*. Wytrzymałość na ściskanie 5,53 MPa. Widoczne: zmikrytyzowana rurka wieloszczeta (sr), wewnątrz porowatość pierwotna (czarne tło), wtórna porowatość pustkowa (v) – czarna plama. Sarmat dolny; Żelebsko; 60 ×; nikole skrzyżowane

Monolith sample 7. Biohermal algal-serpulid limestone with recrystallized marine micritic cement containing pseudopeloids (ps) of algal pseudostromata type. Compression strenght 5.53 MPa. Visible: micritized serpulid tube (sr), inside primary porosity (black background), secondary vuggy porosity (v) – black spot. Lower Sarmatian; Żelebsko; × 60; crossed nicols

Fig. 18. Drobnodziarnisty wapień organodetrytyczny silnie spojony morskim cementem mikrytowym w znacznym stopniu zrekrystalizowanym (mm). Widoczna znaczna wtórna porowatość pustkowa (v). Składniki ziarniste: glony (gl), kwarc (k). Baden górny; Żelebsko; 60 ×; nikole skrzyżowane

Fine-grained biotrital limestone strongly cemented by marine micritic cement, mostly recrystallized (mm). Significant secondary vuggy porosity (v). Granular components: algal clasts (gl), quartz (k). Upper Badenian; Żelebsko; × 60; crossed nicols