

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, PALEOGEOGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I CHEMICZNYCH

Maria KULETA, Stanisława ZBROJA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

WSTĘP

Pozycję stratygraficzną osadów w profilu otworu Nieświń PIG 1 określono głównie na podstawie kryteriów litostratygraficznych, a także, w miarę możliwości danych biostratygraficznych, głównie palinologicznych. Do wyznaczania granic wyróżnionych jednostek wykorzystano również wyniki zreinterpretowanych badań geofizycznych (fig. 4¹). Badania litofacjalne, obejmujące szczegółowe profilowanie litologiczno-sedymentologiczne rdzenia wiertniczego, uzupełniono badaniami petrograficznymi i chemicznymi. Odmiany mikrolitofacjalne skał węglanowych określono, stosując klasyfikację R.L. Folka (1959, 1962) i R.J. Dunhama (1962), uwzględniając zmiany zaproponowane również przez K. Jaworowskiego (1987). W przypadku piaskowców wykorzystano podział R.H. Dott'a (1964), zmodyfikowany przez F.J. Pettijona i in. (1973).

W stosunku do profilu stratygraficznego, przedstawionego we wcześniejszych opracowaniach (Kowalczewski, 1991b; Kuleta, 2005) dokonano weryfikacji granic jednostek litostratygraficznych triasu oraz zmieniono nazwy wydziałów litostratygraficznych w obrębie formacji retu – warstw gipsowych I i warstw gipsowych II na dolne warstwy gipsowe i górne warstwy gipsowe (por. Szulc i in., 2015). Ponadto zaproponowano wydzielenie nowej jednostki litostratygraficznej – warstw ze Studziannej, obejmującej osady środkowego kajpru, powyżej górnych warstw gipsowych, a poniżej pstrych warstw parszowskich kajpru górnego. Warstwy ze Studziannej są korelowane z warstwami drawieńskimi, jarkowskimi i zbąszyneckimi na Niżu Polski.

KARBON

Stanisława ZBROJA

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I LITOFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI OSADÓW

Osady karbonu występują w otworze Nieświń PIG 1 dwukrotnie, w normalnej sekwencji pod cechsztynem, na głęb. 2329,3–2336,6 m, i powtórzone tektonicznie (wraz z fragmentem cechsztynu) od głęb. 2343,3 m do spągu otworu 2356,0 m (fig. 4). Ich granice wydzielono na podstawie rdzenia i profilowań geofizycznych.

W obu poziomach karbon jest reprezentowany przez podobny osad – drobne, naprzemianległe laminy iłowców i mułowców, odcinkami o silnie zaburzonej laminacji (nie-

stateczne warstwowanie, kompaktacja, odwodnienie). Laminy iłowcowe są ciemnoszare i grubsze (1–3 cm), mułowcowe natomiast jaśniejsze i cieńsze (od 1 do 3 mm). Skały te wykazują duże zaangażowanie tektoniczne. Są silnie spękanne, użyłone białym kalcytem i dolomitom, o zmiennych upadach (40–90°).

Tekstury mikroskopowe nie odbiegają od makroskopowych. Są to mikrolaminy mułowcowe i iłowcowe różnej grubości, od 0,1–0,3 mm iłowców, do 0,5–2,0 mm mułow-

¹ Figura 4 znajduje się w opasce na końcu książki.

ców. Iłowce i mułowce składają się w przewadze z pelitu ilastego (tab. 2), w którym widoczne są liczne blaszki illitu, rzadziej kaolinit, autogeniczna krzemionka i chloryt. Liczne są również nieco większe (do 0,05 mm) blaszki muskowitu, hydromik i rzadziej biotytu. W smugach mułowcowych przeważają drobne (do 0,06 mm) ziarna kwarcu, często o regenerowanych powierzchniach, miejscami ostrokrawędziste. Ilość ziarn jest zmienna od 10% w iłowcach do 60% w mułowcach. Spotykane są również w obu poziomach bardzo słabo czytelne bioklasty mikrofauny. Są to zaokrą-

głone, często zdeformowane, spłaszczone formy zbudowane z mikrokrystalicznej krzemionki (prawdopodobnie radiolarie) oraz pojedyncze formy zbudowane z kwarcu i ilasto-żelazistej matriks przypominające otwornice.

W osadach karbonu widoczna jest niewielka mineralizacja siarczkowa (piryt, ślady chalkopirytu). Występuje ona w postaci niewielkich impregnacji, miejscami układających się w niewyraźne smugi, a także tworzy powleczenia spękań. Badaniami chemicznymi oznaczono 1,7% FeS₂ na głębokości 2344,0 m.

Tabela 2

Skład petrograficzny skal permu w otworze Nieświń PIG 1 [%]

Petrographic composition of the Permian rocks in the Nieświń PIG 1 borehole [%]

Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Składniki allochemiczne Allogene components						Składniki terygeniczne Terrigenous components			Nazwa skały Rock type
		bioklasty bioclasts	ooidy, peloidy ooids, peloids	ziarna nieoznaczone indeterminate grains	sparyt sparite	siarczany silphates	mikryt micrite	kwarc i inne quartz and others	matrix		
									pyłowy dusty	ilasty argilic	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
81	1789,8						10	70	20		waka lityczna
82	1838,7						30	30	10	30	mułowiec dolomityczny
83	1865,3					95	5				anhydryt
84	1874,0–1878,0	15		10			73	2			madston
85	1881,1						20	80			arenit lityczny
86	1881,6					5	30	50	15		waka lityczna
87	1883,9					5	10	85			arenit lityczny
88	1884,2						10	40		50	mułowiec dolomityczny
89	1884,7					5	10	85			arenit lityczny
90	1885,3						20		40	40	mułowiec dolomityczny
91	1885,6						30	10		60	iłowiec dolomityczny
92	1886,5					5	4	5	10	76	iłowiec
93	1887,3					90	5			5	anhydryt
94	1887,5						30	20		50	iłowiec z laminami mułowca
95	1888,6						35	5		60	iłowiec dolomityczny
96	1889,6					10	20	10	10	50	iłowiec dolomityczny
97	1890,6			5		25	65	5		10	madston z anhydrytem
98	1891,3					90					anhydryt zailony
99	1891,8					95	5				anhydryt
100	1892,9					30	20	30		20	waka dolomityczna z siarczanami
101	1893,1					5	10	15		70	iłowiec z laminami mułowca
102	1893,9			10				10		80	iłowiec dolomityczny
103	1894,5					75	20	5			anhydryt z dolomikrytem
104	1895,6					80	20				anhydryt z dolomikrytem
105	1896,2					95	5				anhydryt
106	1896,7					40	60				madston z anhydrytem
107	1898,7			5*		60	35				madston z anhydrytem
108	1899,4	10		5*	15	20	50				wakston z anhydrytem
109	1899,9			20	15	20	45				wakston z anhydrytem
110	1900,1			20	5	20	50	5			wakston z anhydrytem
111	1902,1			15	40	5	40				wakston z anhydrytem
112	1904,0			20	45	5	30				wakston z anhydrytem
113	1905,2			20	70	3	7				dolosparyt
114	1906,9			10	75	5	10				dolosparyt
115	1907,9	20			60	20					wakston
116	1909,3			10	30	20	40				madston/wakston
117	1910,0	10		5	50	15	20				wakston
118	1911,5	10		5	50	20	15				wakston

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
119	1912,7	20			60	10	10				dolosparyt
120	1914,2				80	15		5			dolosparyt
121	1915,3			5*	35	20	35	5			dolosparyt
122	1917,0	8?			40	10	40	2			dolosparyt
123	1918,8		8?		75	10	5	2			dolosparyt
124	1920,5	10		10*	40	5	30	5			madston/wakston
125	1922,1			5*		30	60	5			madston
126	1922,7	10?		10*		8	70	2			wakston
127	1923,6	10?	1?	27*		15	45	2			wakston
128	1924,6			15	40	10	35				wakston
129	1926,0		2	20	40	5	30	3			wakston
130	1926,3	10	2	25	5	5	50	3			wakston/pakston
131	1927,2	6	2		55	20	15	2			wakston/pakston
132	1927,7				73	15	10	2			dolosparyt
133	1928,3			30*	20	20	20	10			pakston piaszcz. z anhydrytem
134	1930,6					95	5				anhydryt
135	1937,8					95	5				anhydryt
136	1942,7	5		20 ^a		10	60	5*			brekcja dolomityczno-anhydrytowa
137	1943,9			15 ^a		5	45	35*			brekcja dolomityczno-anhydrytowa
138	1944,3			25 ^a		5	50	20*			brekcja dolomityczno-anhydrytowa
139	1945,0			20 ^a		15	65				wakston z intraklastami anhydrytu
140	1946,3					85	15				anhydryt z dolomikrytem
141	1949,3		10	10 ^a		20	50	10*			wakston z intraklastami anhydrytów
142	1972,5					100					anhydryt
143	1977,3					95	5				anhydryt
144	2025,0										sól kamienna
145	2264,1					98	2				anhydryt
146	2265,3				5	95					anhydryt
147	2266,7				5	90	5				anhydryt
148	2286,0				60	40					dolosparyt z gruzłami siarczanowymi
149	2286,6				85	15					dolosparyt z gruzłami siarczanowymi
150	2287,8				90	10					dolosparyt
151	2290,0				85	10	5				dolosparyt
152	2291,5					25	75				madston z siarczanami
153	2292,3					15	85				madston
154	2293,0					10	88	2			madston
155	2295,5					7	90	3			madston
156	2297,2					10	85	5			madston
157	2298,5			3	9	5	80	2			madston
158	2299,1				80	5	15				dolosparyt
159	2299,3				50	35	15				dolosparyt z siarczanami
160	2301,3				53	15	30	2			dolosparyt
161	2303,5					20	78	2			madston z siarczanami
162	2306,3	3				5	87	5			madston
163	2309,3				95	5					dolosparyt
164	2310,9			6			91	3			madston
165	2318,8			5			92	3			madston
166	2319,8			5	15	2	75	3			madston
167	2321,0	15			35	10	35	5			wakston
168	2322,0				93	5		2			dolosparyt
169	2323,0				2	5	90	3			madston
170	2324,5	10			35	5	40	10			wakston zapiaszczony
171	2324,7	30			30		30	10			wakston zapiaszczony
172	2324,8				10		85	5			madston
173	2325,2				82	5	10	3			dolosparyt laminowany
174	2326,1	10					80	10			madston zapiaszczony
175	2327,1			17?	60		15	8			dolosparyt laminowany
176	2327,2				13	2		50	35		waka lityczna
177	2329,2				28	2		50	20		waka lityczna

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
178	2329,4							45	15	30	mułowiec
179	2329,75	5						10	25	60	iłowiec
180	2331,7							30	20	50	iłowiec z laminami mułowca
181	2332,7							30	30	40	mułowiec i iłowiec
182	2333,5							20	20	60	iłowiec
183	2335,2	5						15	30	50	iłowiec ze smugami mułowca
184	2336,6	15				2	80	3			wakston
185	2337,3			20	5	5	60	10			wakston
186	2338,5			6	63	25	5	1			dolosparyt laminowany
187	2341,3				5		45	50			waka lityczna
188	2342,1				40			50		10	waka lityczna
189	2343,1							50	20	30	waka lityczna
190	2343,4							10	40	50	iłowiec z laminami mułowca
191	2348,0	5					15	10	20	50	iłowiec z laminami mułowca
192	2349,0							15	40	45	mułowiec laminowany iłowcem

5* – litoklasty dolomitowe i siarczanowe, 5^a – intraklasty siarczanowe. Skład określono na podstawie wzorców wizualnych

PERM

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I LITOFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI OSADÓW

Stanisława ZBROJA

WSTĘP

Osady cechsztynu przewiercono w otworze Nieświń PIG 1 dwukrotnie: w interwale głębokości 1765,0–2329,3 m oraz 2336,6–2343,3 m. Dolny interwał stanowi powtórzony tektonicznie, spągowy odcinek wapienia cechsztyńskiego wraz ze zlepieńcem podstawowym. Oba interwały były w dużym stopniu rdzeniowane (tab. 1), szczególnie poziomy skał węglanowych i anhydrytowych. Dwa poziomy węglanowe Ca1 i Ca2 zostały przerdzeniowane w 100%, podobnie jak poziomy anhydrytowe A2 i A2r oraz osady iłowcowe T2r cyklotemu PZ2.

Podział cyklotemowy cechsztynu wykonano na podstawie prac Wagnera i in. (1978), Wagnera (1988) oraz Wagnera i Peryta (1997, 1998).

W otworze Nieświń PIG 1 przewiercono profil osadów cechsztynu o miąższości 573,3 m, wykształcony głównie w litofacjach węglanowych i siarczanowo-solnych, tylko stropowy odcinek, miąższości 80 m, jest zbudowany w całości ze skał terygeniczných, mułowcowo-piaskowcowych (fig. 4, 5²).

Utwory siarczanowo-węglanowe zaliczono do cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3, natomiast detrytyczne – do stropowej serii terygenicznej (PZt). Najpełniej wykształcony i największej miąższości jest cyklotem pierwszy. Drugi i trzeci są zredukowane i reprezentowane przez facje węglanowo-siarczanowe z terygenicznymi ekwiwalentami soli. Przykrywają je mułowce i piaskowce stropowej serii terygenicznej.

PIERWSZY CYKLOTEM PZ1

Jak już wcześniej wspomniano, cyklotem PZ1 ma największą miąższość, która wynosi 401,3 m (1928,0–2329,3 m). Reprezentowany jest przez wszystkie ogniwa litofacjalne: węglany, siarczany i sole.

Stanisława ZBROJA

Zlepieńiec podstawowy (Zp1)

Osady cechsztynu zaczynają się ciekim (2,3 m) pakietem osadów piaskowcowych, określonych początkowo jako czerwony spągowiec (por. Kowalczewski, 1991). Po szczegółowej analizie sedimentologicznej H. Kiersnowski (1997) określił je jako poziom transgresywny Zp1 cechsztynu. Występuje on w profilu dwukrotnie, w normalnej sekwencji na głębokości 2327,1–2339,3 m oraz powtórzony tektonicznie na głęb. 2341,0–2343,2 m. Jego granice wyznaczono na podstawie rdzenia i profilowań geofizycznych. W obu odcinkach wykształcony jest jako szare, szaro-beżowe piaskowce różnoziarniste, o składzie wak litycznych (tab. 1), miejscami zlepieńcowate, bez wyraźnych struktur sedimentacyjnych. Większe okruchy (1 mm–1,5 cm) reprezentowane są głównie przez białe, owalne, żyłowe kwarcie oraz wydłużone (2 mm × 1 cm) szare piaskowce i mułowce karbońskie. Okruchy te są rozproszone w piaskowcach w niewielkich ilościach. Tylko odcinkami (do 10 cm grubości) skała ma charakter parazlepieńca. Poza wyżej opisanym, grubszym materiałem okrucowym w piaskowcach wystę-

² Figura 5 znajduje się w opasce na końcu książki.

pują liczne drobniejsze (0,5 do 2 mm) ziarna. Są bardzo zróżnicowane litologicznie: kwarcyty, drobnokrystaliczne skały krzemionkowe, łupki ilasto-krzemionkowe, iłowce, arenity kwarcowe. Towarzyszą im rozproszone w spoiwie ziarna (poniżej 0,5 mm) kwarcu, muskowitu, hydromik, skaleni potasowych i plagioklazów oraz w śladowych ilościach glaukonitu. Miejscami blaszki łyszczyków i skaleni są przeobrażone, schlorityzowane. Są one bardzo źle wysortowane, o zmiennym obtoczeniu od ostrokrawędzistych do zaokrąglonych. Ziarna tkwią w ilasto-dolomityczno-żelazistym spoiwie, miejscami przechodzącym w dolosparytowy cement z pojedynczymi kryształkami siarczanów (gips i anhydryt). Analizy chemiczne, podobnie jak badania mikroskopowe wykazują niewielką, nie przekraczającą 15% zawartość węglanów (kalcyt i dolomit – tab. 3). W spoiwie piaskowców często występuje piryty i pojedyncze kryształki chalkopiryty. Badaniami chemicznymi stwierdzono maksymalnie 1,74% CuFeS_2 i 2,9% FeS_2 .

Stanisława ZBROJA

Wapień cechsztyński (Ca1)

Poziom wapienia cechsztyńskiego jest reprezentowany w całym interwale (2286,1–2327,1 m) przez litofację dolomitową. Jego granice wyznaczono na podstawie rdzenia i profili geofizycznych. Dolna część wydzielienia, silnie załona, bitumiczna, została uznana za ekwiwalent łupka miedzionośnego wykształconego tu w facji węglanowej. Miąższość całego interwału wynosi 41,0 m.

Spągowy fragment (4,4 m miąższości), razem z piaskowcami Zp1, został tektonicznie powtórzony, zaklinowany w obrębie osadów karbonu dolnego. Nie różni się w zasadniczy sposób od spągowej części Ca1 leżącej w normalnej sekwencji (fig. 4, 5). Jest silniej użylony białym dolomittem i kalcytem, spękany w drobne okruchy. Na kontakcie z wyżej leżącym karbonem jest zbrekcyjowany – w marglistej, mułowcowo-dolomitowej masie tkwią ostrokrawędziste okruchy mułowców karbońskich i dolomikrytów cechsztyńskich.

Sekwencja wapienia cechsztyńskiego rozpoczyna się (10 cm) ciemnoszarymi, prawie czarnymi dolomitami bitumicznymi o milimetrowej, prawie poziomej laminacji. Przechodzą one ku górze w grubiej laminowane, ziarniste, również ciemnoszare dolomity z nieregularnymi, kilkucentymetrowymi laminami i soczewkami beżowych dolomitów. Czarne, drobno laminowane dolomity są zbudowane z naprzemianległych cienkich (0,01–0,05 mm) lamin bitumicznych, ilasto-bitumicznych i grubszych (0,1–0,2 mm), dość nieregularnych lamin dolosparytowych, o silnie zatartej rekrytalizacją pierwotnej strukturze. Zawierają maksymalnie do 4,4% części nierozpuszczalnych reprezentowanych przez bituminy i substancję ilastą oraz liczne drobne (do 0,1 mm), ostrokrawędziste do obtoczonych, okruchy kwarcu, blaszki muskowitu i hydromik oraz siarczki. W laminach dolosparytowych są widoczne pojedyncze kryształy anhydrytu. Beżowe dolomity są reprezentowane przez

Tabela 3

Zawartości mineralów węglanowych i siarczanowych w skałach permskich z otworu Nieświń PIG 1 [% wag.]

Carbonate and sulfate minerals contents in the Permian rocks from the Nieświń PIG 1 borehole [% w/v]

Lp.	Głębokość Depth [m]	Siarczany Sulfates	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Suma węglanów Sum of carbonates
1	1839,5	0,46	śl.	21,70	21,70
2	1881,6	28,40	śl.	20,03	20,03
3	1883,7	2,86	0,60	23,70	24,30
4	1886,6	4,10	0,20	23,55	23,75
5	1889,2	26,40	śl.	12,70	12,70
6	1893,5	24,60	1,50	18,35	19,85
7	1898,5	56,10	2,40	35,00	37,40
8	1900,6	8,90	5,15	81,00	86,15
9	1901,8	5,66	śl.	90,90	90,90
10	1903,3	5,95	0,95	90,95	91,90
11	1905,5	4,10	3,20	89,60	92,80
12	1906,4	1,84	6,26	88,20	94,46
13	1911,6	13,64	2,10	81,40	83,50
14	1913,4	5,0	śl.	92,50	92,50
15	1918,0	2,80	śl.	91,25	91,25
16	1921,0	9,50	śl.	82,86	82,86
17	1922,5	2,30	3,00	79,40	82,40
18	1925,0	2,10	1,55	86,65	88,20
19	1926,3	4,00	0,20	89,20	89,40
20	1926,9	27,85	2,10	68,26	70,36
21	1927,8	32,80	śl.	62,40	62,40
22	1934,5	95,40	0,10	0,60	0,70
23	1941,8	96,00	śl.	śl.	śl.
24	1942,3	25,10	0,80	67,60	68,40
25	1944,4	50,15	śl.	40,70	40,70
26	1946,4	92,00	0	3,85	3,85
27	1977,5	97,00	0	0	0
28	2264,4	91,70	3,90	1,80	5,70
29	2266,6	97,00	0	0,35	0,35
30	2287,5	9,86	0	86,50	86,50
31	2293,7	19,00	21,00	41,30	62,30
32	2296,5	8,40	0	84,50	84,50
33	2298,2	6,90	4,60	75,90	80,50
34	2299,5	27,80	śl.	69,80	69,80
35	2301,1	23,70	0	73,80	73,80
36	2303,1	34,86	0,80	61,60	62,40
37	2305,5	5,50	2,10	76,00	78,10
38	2307,5	5,10	0	78,25	78,25
39	2308,5	2,36	0	88,00	88,00
40	2312,0	6,10	1,80	80,30	82,10
41	2319,0	2,60	6,00	77,35	83,35
42	2322,0	1,53	10,50	68,20	78,70
43	2324,5	1,24	27,20	34,60	61,80
44	2325,1	7,90	8,90	60,20	69,10
45	2326,0	0,50	2,30	65,20	67,50
46	2326,9	1,80	12,80	34,30	47,10
47	2328,0	1,40	2,40	5,10	7,50
48	2337,5	0	18,00	37,80	55,80
49	2341,0	0	9,20	59,25	68,45
50	2342,5	0,60	3,30	10,80	14,10

dolomikryty zapiaszczone z bioklastami lub nierozpoznawalnymi ziarnami, miejscami przekrystalizowane do dolosparytów (tab. 2). Niezbyt liczne skamieniałości i mikro-skamieniałości są reprezentowane przez: otwornice, małżoraczki, szczątki krynoidów, fragmenty skrup małży lub ramienionogów. Widoczne są również rozproszone ziarna kwarcu i blaszki muskowitu. W dolnym odcinku dolomitów poziomu Ca1 jest obecna mineralizacja siarczkowa. Gniazda i soczewki pirytowe wielkości 2–3 cm podkreślają laminację skały. Spotykane są również zmineralizowane otwornice.

Wyżej, do głęb. 2319 m, występują beżowo-szare i szare dolomity o niewyraźnej falistej laminacji podkreślonej cienkimi 1–3 mm ciemnymi smugami ilasto-bitumicznymi, silnie spękane (rdzeń w drobnych okruchach). W sąsiedztwie nieciągłych, nitkowatych (0,1–0,5 mm) laminek bitumicznych, dolomikryty często zawierają rozproszony pigment ilasty. W miarę oddalania się od lamin kryształów dolomitu rosną, przez mikrodolosparyty (0,02–0,03 mm) do jednorodnych dolosparytów (ponad 0,06 mm) o mozaikowej budowie. W dolomikrytach – madstonach i wakstonach występują słabo widoczne bioklasty (otwornice, małżoraczki, fragmenty skorupki), natomiast w odcinkach dolosparytowych, silnie przekrystalizowanych, pierwotne mikrostruktury są praktycznie nieczytelne. Z części niewęglanowych w tym odcinku występują tylko pojedyncze ziarna kwarcu, muskowitu i niewielkie ilości rozproszonych siarczków (tab. 3).

Na głęb. 2318,6–2319,0 m występują szaro-beżowe dolomikryty o falistej laminacji i pionowym upadzie – strefa tektoniczna. Dolomikryty przechodzące w dolomikrosparyty wykazują miejscami wyraźne deformacje (spłaszczenie kryształów) na ogół zgodne z pierwotną laminacją skały, podkreśloną laminami bitumicznymi i smugami siarczów. Wyraźne deformacje o tym samym kierunku widoczne są również w dolosparytowych żyłkach tnących skałę. Spotykane są śladowe ilości kwarcu i muskowitu.

Na odcinku 2311,0–2318,6 m, powyżej strefy tektonicznej dolomity są silnie spękane, w postaci drobnych okruchów wielkości kilku, kilkunastu centymetrów. Pojedyncze okruchy szarych, beżowoszarych dolomitów są użyłone białym dolomitom. Na głęb. 2309,0–2311,0 m beżowoszare dolomity z falistymi laminami szarych, ilastych dolomitów są silnie użyłone białym dolomitom, cielistym barytem i gipsem, miejscami przypominają brekcję.

Poniżej brekcji upady w dolomitach są niewielkie, w granicach 12–13°. Ponad brekcją dolomity są silnie spękane, w drobnych okruchach, a na odcinku 2314–2318 m otrzymano zerowy uzysk rdzenia. Powyżej, na głęb. 2301–2308 m kąty upadu są większe niż w dolnej części rdzenia i wahają się od 15 do 20°.

Powyżej strefy tektonicznej, na odcinku 2309–2300 m, występują jednolite, szare i szaro-beżowe dolomity, w dolnej części o wyraźnej, a w górnej – niewyraźnej, falistej laminacji, podkreślonej ciemniejszymi, nieregularnymi ila-

stymi smugami. Dolomity te są silnie użyłone białym dolomitom, w spągu spękane (drobne okruchy). W całym odcinku spotykane są drobne (ok. 1 mm) kryształki siarczanów, które na głęb. 2304–2306 m tworzą większe, od 1 do 3 mm, gniazda i soczewki. Dolomity odpowiadają dolomikrytom (tab. 2) o wielkości kryształków do 0,03 mm, sporadycznie do 0,06 mm, z nieregularnymi, pojedynczymi nitkowatymi i kłaczkowatymi smugami substancji ilastej i ilasto-bitumicznej. Początkowo w dolomikrytach tkwią pojedyncze niewielkie (do 0,05 mm) kryształki anhydrytu, których ilość wzrasta ku górze, tworząc nieregularne przerosty i gniazda wielkości 0,2–0,5 mm. Nadal spotykane są pojedyncze ziarna kwarcu i śladowe ilości pirytu.

Leżące wyżej beżowe dolomity (2292–2300 m) mają w dolnym (ok. 2 m) odcinku laminację stromatolitową, wyżej mniej wyraźną falistą i równoległo-falistą. Zawierają większą ilość siarczanów w formie drobnych (do 1 mm) wprysnięć oraz większych (do 5 mm) gniazd i soczewek. Dolomity wykazują gęstą sieć spękań, często zabliźnionych białym, włóknistym gipsem. Niewyraźna w górnej części laminacja podkreślona jest ciemnymi smugami ilastymi. Podobną substancją wypełnione są rzadkie szwy stylolitowe. Upady w tym odcinku wynoszą ok. 18°. Niższa część o makroskopowo widocznej laminacji stromatolitowej jest zbudowana z dolosparytów i dolomikrosparytów (do 0,06 mm) z nielicznymi, nitkowatymi smugami substancji ilasto-bitumicznej. Spotykane są pojedyncze grudki dolomikrytowe i owalne dolosparytowe ziarna – prawdopodobnie nieczytelne bioklasty. Widoczne w obrębie dolosparytów drobne, rozproszone kryształki anhydrytu, miejscami rozrastają się w większe milimetrowe, lamelkowe kryształy ułożone promieniście i wachlarzowo.

Ponad nimi (2291–2292 m) występują monotonne dolomikryty (0,01–0,03 mm; tab. 2) z kłaczkowatymi smugami ilastymi. Liczne w tym odcinku siarczany tworzą niewielkie, drobnokrystaliczne gniazda, smugi złożone z wydłużonych lamelkowatych kryształów i pojedyncze, drobne (ok. 0,6 mm) kryształki rozproszone w dolomikrytach. Spotykane są tu również pojedyncze ziarna kwarcu i ślady rozproszonych siarczów.

Osady poziomu wapienia cechsztyńskiego kończą (2291,0–2286,1 m) szarobeżowe i szarobrazowe dolomity, z falistą i równoległo-falistą laminacją, odcinkami o charakterze stromatolitowym, z rozproszonymi siarczanami. W stropowej części są to naprzemianległe grubsze (1–5 mm) jasne dolomitowe i cieńsze (0,2–1,0 mm) ciemne, bardziej ilaste laminy. Zbudowane są z dolomikrospartu i dolosparytu (tab. 2), o wielkości kryształków do 0,1 mm, odcinkami słabo zailone z nitkowatymi smugami bitumicznymi, podkreślającymi słabo falistą mikrolaminację. Liczne siarczany (tab. 3), głównie anhydryt, podrzędnie gips, występują w formie pojedynczych kryształów i owalnych gniazd.

Sekwencja skał dolomitowych poziomu Ca1 wskazuje na sedymentację na platformie węglanowej (fig. 5³). Począ-

³ R. Wagner (por. rozdział pt. „Paleogeografia cechsztyńskich poziomów węglanowych w rejonie wiercenia Nieświń PIG 1 na tle regionalnym”) lokuje profil Nieświń PIG 1 w górnej części skłonu platformy węglanowej.

Powyżej strefy tektonicznej, na głęb. 2300,0–2314,0 m (fig. 6) obserwuje się osady silnie zrekrytalizowane, o charakterze *cement-stonów*, posiadające w swej dolnej części słabo widoczną biolaminację oraz rozproszone kłaczkowate skupienia substancji ilastej, ilasto-węglistej i bitumicznej. W górnej części omawianego kompleksu osadów (2286,1–2300,0 m) występują dolomity z niewyraźną laminacją stromatolitową. Zawierają one znaczną ilość siarczanów w formie drobnych wprysnięć i większych (do 5 mm) gniazd i soczewek oraz niewielkie ilości pirytu. W części przystropowej profilu laminacja jest wyraźniejsza, ale tylko częściowo ma charakter mi-

Microfacies sequences of the Ca1 carbonates in the Nieświń PIG 1 borehole

krobialny, w znacznej części są to laminy ilaste i ilasto-węgliste (fig. 6).

Występowanie laminowanych i nielaminowanych madstonów w dolnej części profilu sugeruje, że sedymentacja odbywała się w warunkach płytkowodnych, w strefie przybrzeżnej platformy węglanowej, gdzie osadzały się utwory zarówno głębszej, jak i płytszej facji. Madstony nielaminowane uformowane na płytkim, płaskim szelfie są zubożone w bioklasty, zawierają niewielką ilość składników terygenicznych (głównie kwarc frakcji pyłowej), piryty i smugi lub pasemka ilasto-organiczne. Pojawianie się biolaminatów (płaskich struktur stromatolitowych) w górnej części profilu mikrofacjalnego wskazuje na depozycję spokojną, w środowisku płytkowodnym, chronionym od depozycji prądowej, gdzie mogły się rozwijać organizmy cyjanobakteryjne i glony. Potem nastąpił powrót do warunków otwartej platformy, osadzały się zailone osady mułowe bez domieszki terygeniczej.

Wyróżnione mikrofacje reprezentują sedymentację brzegową, na skraju płytkiej laguny, ale nieizolowaną od wpływów bardziej otwartego zbiornika. Często jest alternacja osadów mikrobialnych z materiałem mułowym, który zawiera drobne bioklasty i ziarna kwarcu, donoszone przez okresowo nasilające się prądy z nieodległych obszarów alimentacyjnych (teryogeniczne składniki ziarniste i bioklastyczne są źle wysortowane i bezładnie rozmieszczone).

Maria WICHROWSKA

Diogeneza osadów Cal

W analizowanym odcinku rdzenia zaobserwowano przejawy licznych procesów diagenetycznych: neomorfizmu agradacyjnego (rekrytalizacji), homogenizacji, dolomityzacji, sapropelizacji (przeobrażenia materii organicznej), kompaktacji fizycznej i rozwarstwiania spoiwa mineralogicznego.

Neomorfizm agradacyjny (rekrytalizacja) przejawia się w badanych skałach znacznym zatarciem pierwotnej struktury osadu i formowaniem zwartej mozaiki sparytowej. Rekrytalizacja i homogenizacja objęła w znacznym stopniu tło skalne i laminy mikrobialne. Pierwotne elementy (bioklasty, ziarna obleczone, wczesne cementy) stają się częściowo lub całkowicie nierozpoznawalne tak, że problematyczna jest ich przynależność mikrofacjalna (na fig. 6 zaznaczono skały przekrytalizowane CC – *cementstone*).

Procesom rekrytalizacji towarzyszy zastępowanie (dolomityzacja) powiązane z destrukcją materii organicznej (etap wczesny), później kontynuowane w trakcie sukcesywnego pogrzebywania osadu. Dolomityzacja osadów Cal jest powszechna w obrębie całego profilu. Objęła zarówno tło mułowe (pierwotnie kalcytowe), jak i elementy mikrobialne oraz stosunkowo nieliczne bioklasty. W obrę-

bie tych osadów widoczne są drobne kryształki anhydrytu w formie drobnych wprysnięć i większych gniazd i soczewek, co mogło być związane ze zmianami zasolenia zbiornika i przejawem aktywnej działalności krążących w osadzie wód porowych, sprzyjając zastępowaniu kalcytu przez dolomit. Sapropelizacja, będąca wynikiem dekompozycji materii organicznej, obserwowana w przewarstwieniach mikrobialnych, zachodziła już na etapie depozycji i w początkowym stadium lityfikacji.

Przejawy procesu kompaktacji fizycznej (sprasowanie i pofalowanie lamin), jest dobrze widoczne w dolnej części profilu (2322,0–2327,1 m), w obrębie lamin i smug mikrobialnych. Miejscami pojawiają się wyraźne deformacje (spłaszczenia) na ogół zgodne z pierwotną laminacją skały (2318,6–2319,0 m) i spękania związane ze szczelinowaniem (na fig. 6: brekcja). W obrębie spękań obserwuje się zjawisko wtórnej porowatości.

Roztrawianie mniej stabilnego mineralogicznie spoiwa, zawierającego impregnację materiałem organicznym, obserwuje się w facjach mułowo-mikrobialnych (dolna część profilu mikrofacjalnego (2322,0–2327,1 m)). Rozpuszczanie tła skalnego w wyniku wczesnej dolomityzacji lub/i na skutek wczesnego przeobrażenia się i destrukcji materii organicznej (zakwaszanie środowiska) jest mikroskopowo słabo widoczne. Formuje się wtedy porowatość międzykryształiczna, próżnie mają charakter mikroporowy i są wypełnione ciemnym materiałem węglistym, drobnokrystalicznym pirytem i substancją bitumiczną. Cementy (impregnacje) pirytowe w formie drobnoziarnistej, powstałe w procesie sapropelizacji obserwuje się na powierzchni lamin ilasto-organicznych i w mikroporach tła skalnego.

Na etapie późnego pogrzebienia osadu (lub w stadium epigenetycznym) nastąpiła zabudowa dostępnych w osadzie próżni cementem gipsowym i anhydrytowym (2304,0–2306,0 m), kryształki anhydrytu pojawiają się tam w większych ilościach, tworząc nieregularne przerosty z dolomitami i gniazda wielkości 0,2–0,5 mm. W dolnych, partiach profilu (madstony laminowane) występuje mineralizacja siarczkowa: gniazda i soczewki pirytowe podkreślają laminację osadu, a piryty często inkrustują wnętrza otworów.

Stanisława ZBROJA

Anhydryt dolny (A1d)

Osady siarczanowe anhydrytu dolnego⁴ o miąższości 25,6 m (2260,5–2286,1 m) były rdzeniowane tylko częściowo, w spągu i w pobliżu stropu (fig. 4, 5). Dolna granica wydzielenia została określona na podstawie rdzenia natomiast górna – próbek okruchowych i profilowania geofizycznego.

Przy spągu jest to 10 cm odcinek ciemnoszarych, laminowanych dolomitów z gniazdami i kryształami anhydrytu

⁴ Szczegółowy opis znajduje się w osobnym rozdziale pt. „Charakterystyka litofacyjna poziomów anhydrytowych cechsztynu w profilu Nieświń PIG 1”.

tu, leżącymi na zerodowanej powierzchni dolomitów stromatolitowych poziomu Ca1. Zbudowane są z dolosparytu (tab. 2), z domieszką nitkowatych smug bitumicznych oraz dużej, dochodzącej do 40% ilości siarczanów (tab. 3). Gniazda i gruzły siarczanowe są złożone z drobnych, mozaikowych kryształów oraz większych, lamelkowych o wachlarzowym ułożeniu. Na podstawie badań geofizycznych można stwierdzić, że podobne osady występują do głęb. ok. 2282 m. Potwierdzają to również próbki okruchowe.

W następnym rdzeniowanym odcinku (2264–2267 m), pochodzącym ze stropowej części poziomu, występują szaroniebieskie anhydryty chmurkowe i chmurkowo-warstwowe z nieregularnymi, ciemnoszarymi smugami dolomitowo-ilastymi. Anhydryty są drobnokrystaliczne (0,05–0,20 mm), mozaikowe, rozrastające się do wydłużonych, tabliczkowych (do 1 mm) wachlarzowo ułożonych kryształów. Smugi dolomitowe są budowane z dolosparytowych i dolomikrytowych kryształków oraz domieszki materiału ilastego i nitkowatych smug bitumicznych (stromatolity?).

Cechy teksturalne siarczanów, występujących w obrębie dolosparytów anhydrytu dolnego (A1d), jak również struktury stromatolitowe?, stwierdzone w górnej części wydzielenia, wskazują na powstanie osadów anhydrytu dolnego w środowisku płytkiej laguny siarczanowej – sebh. Szczegółowy opis środowiska sedimentacji poziomów anhydrytowych z otworu Nieświń PIG 1 przedstawiono w rozdziale zatytułowanym: „Paleogeografia cechsztyńskich poziomów anhydrytowych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich”.

Grzegorz CZAPOWSKI, Hanna TOMASSI-MORAWIEC

Najstarsza sól kamienna (Na1)

Utwory najstarszej soli kamiennej występują w interwale głęb. 1981,5–2260,5 m wg zapisu karotażowego, a jego grubość jest szacowana na 279 m⁵ (rdzeniowany odcinek długości 8 m z interwału głębokości 2020,0–2028,0 m stanowi ok. 2,9% profilu soli i odpowiada mniej więcej jego środkowej części). Granice wydzielenia wyznaczono na podstawie próbek okruchowych i profilowania geofizycznego.

Przeprowadzone makroskopowe badania rdzenia solnego objęły określenie odmian litologicznych i strukturalnych skały, takie jak: frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne (por. Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993) oraz charakterystykę teksturalną (tekstury kierunkowe wtórne). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 3 próbkach; oznaczenia wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 4). Wyniki tych badań umożliwiły przedstawienie syntetycznego profilu litologiczno-strukturalnego rdzeniowanego odcinka

Tabela 4

Wyniki badań próbek soli cechsztynu (Na1) z otworu wiertniczego Nieświń PIG 1

Results of investigations of the Zechstein salts (Na1)
from the Nieświń PIG 1 borehole

Cyklotem Cyclotheme	Wydzielenie Division	Próbka Sample	Głębokość Depth [m]	Zawartość bromu Bromine content [ppm]
PZ1	Na1	Ne-1/3	2020,2	36
		Ne-1/2	2024,5	42
		Ne-1/1	2027,7	50

soli kamiennych (fig. 5) oraz określenie środowiska powstania tych osadów na podstawie opracowanej charakterystyki litofacji solnych (Czapowski, 1987, 1993, 1995, 1998; Czapowski i in., 1993).

Zbadana sól kamienna jest reprezentowana przez szaro-beżowe, półprzezroczyste i w dolnej części miejscami nieprzezroczyste halityty, zawierające rozproszoną substancję ilastą. Halityty są zbudowane głównie z soli różno-równokrystalicznej (typ strukturalny AB; przeciętna średnica kryształów halitu wynosi 5 mm, maksymalna 10–15 mm) (fig. 7). W wyższej części badanego odcinka rdzenia zwiększa się udział soli różnokrystalicznej (typ B, przeciętna średnica kryształów halitu 3–8 mm, maks. 12–15 mm), zaś w części środkowej zarejestrowano fragmenty rozkałkowanej tektonicznie pierwotnej soli wielokrystalicznej warstwowej (typ C). Sól jest silnie spękana, kryształy halitu są tektoniczne przebudowane (wydłużone). Anhydryt występuje w profilu w formie drobnych gruzłów, smug, lamin i cienkich warstewek grubości 2–3 cm, porożrywanych i przeładowanych, pojawiających się w odstępach 10–20 cm. W całym profilu rdzenia występują pojedyncze kryształy halitu ze śladami pierwotnej budowy zonalnej (tzw. kryształy chmurzaste). Nachylenie smug i warstewek anhydrytu oraz stref z kierunkowo wydłużonymi kryształami halitu zmienia się od 60 do 80 stopni.

Zawartość bromu (3 próbki) w badanym odcinku profilu najstarszej soli kamiennej (tab. 4; fig. 5) jest generalnie niska, nie przekracza 50 ppm (część dolna) i spada do 36 ppm w górnej partii profilu. Stosunkowo niska zawartość bromu w halicie jest dość typowa dla soli cyklotemu PZ1, szczególnie w początkowej fazie depozycji chlorków (Tomassi-Morawiec, 2002; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Wykształcenie najstarszej soli kamiennej – przy zastrzeżeniu silnej przebudowy pierwotnej struktury skały przez procesy halotektoniczne – i malejące stężenie pierwotnych solanek, rejestrowane zawartością bromu, sugerują powstanie tej partii chlorków cyklotemu PZ1 w środowisku płytkiego otwartego zbiornika solnego lub laguny solnej o stosunkowo swobodnej wymianie solanek z otwartym basenem, utrudniającej ich wysoką koncentrację. Basen ten utworzył się pomiędzy barierą wapienia cechsztyńskiego i platformą anhydrytu dolnego (Zbroja, 1997). Podobne ce-

⁵ Wg S. Zbroi pierwotna miąższość wynosiła ok. 150 m i została zwiększona tektonicznie do 279 m.

Fig. 7. Profil najstarszej soli kamiennej (Na1) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

Section of the Oldest Halite in the Nieświń PIG 1 borehole

chy wykazują dolne partie profilu wydzielenia najstarszej soli kamiennej w północnej części zbiornika salinarnego cyklu PZ1, na terenie tzw. wyniesienia Łęby w obrębie synklizy perybałtyckiej (Czapowski, 1987, 1998; Tomassi-Morawiec, 2002; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Stanisława ZBROJA**Anhydryt górny (A1g)**

Osady anhydrytu górnego mają miąższość 53,5 m (1928,0–1981,5 m) i w dość dużym stopniu były rdzeniowane (fig. 4). Jego dolną granicę wyznaczono na podstawie próbek okruchowych i profilowania geofizycznego, górna – na podstawie rdzenia. Dolna część wydzielenia, głęb. 1972–1978 m, jest wykształcona w postaci niebieskoszarych, drobnokrystalicznych anhydrytów z nieregularnymi smugami ilastymi, nadającymi skale teksturę oczkową i chmurową. Przechodzą one wyżej w białoszare anhydryty alabastrowe, niezawierające domieszek ilastych. Budują je wydłużone, igielkowe kryształki ułożone kierunkowo. Występujące miejscami większe tabliczkowe kryształy są wachlarzowo lub łukowato wygięte.

Odcinek od głęb. 1952 m do stropu (1928,0 m) był w całości rdzeniowany. Do głęb. 1945,3 m występują szare, drobnokrystaliczne anhydryty o teksturach oczkowych, warstwowo-oczkowych, gruzłowych ze smugami dolomitowo-ilastymi. Smugi i soczewki, miejscami mają kierunkowe ułożenie. W stropowej części, we wkładkach dolomikrytowo-ilastych pojawiają się intraklasty anhydrytów i dolosparytów, nielicznych ooidów dolosparytowych oraz pojedyncze otoczaki dolosparytowe (do 5 mm).

Siarczany poziomu anhydrytu górnego osadzały się w dość płytkim morzu – laguna siarczanowa (fig. 5), o czym świadczą liczne domieszki ilaste i gruzłowa struktura anhydrytów. Utworzenie się brekcji wskazuje na wyraźne spłylenie w wyższej części poziomu, po którym ponownie nastąpiło pogłębienie zaznaczające się wyraźnie na całym obszarze północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W rejonie Nieświnia utworzyła się platforma siarczanowa (Kasprzyk, 1995).

Brekcja anhydrytu górnego BrA1

W obrębie anhydrytów na głęb. 1945,3–1941,7 m pojawiają się zlepionce określane jako brekcja anhydrytu górnego. Jest to bardzo charakterystyczny poziom występujący w obrębie anhydrytów w strefie brzeżnej (Wagner, 1988).

Materiał okruchowy, dość ubogi, składa się z niebieskawych anhydrytów i beżowych dolomitów (być może również soli) tkwiących w szarym, dolomikrytowo-ilastym tle (tab. 2). Okruchy na ogół są słabo obtoczone, wydłużone,

dyskoidalne, wielkości od 1,7 do 2,8 cm, rozłożone nieregularnie, od pojedynczych przy spągu do przeważających miejscami w wyższej części. Anhydryty w okruchach są drobnokrystaliczne, mozaikowo-ziarniste, miejscami o kierunkowym ułożeniu ziarn. Przypominają anhydryty z niższej części poziomu A1g. Litoklasty dolomitowe najczęściej reprezentują dwa typy: jednolite dolomikryty – madstony oraz dolomikryty z grudkami ilastymi (peloidami) i owalnymi formami dolosparytowymi (po faunie?) i kryształami siarczanów. Przypominają dolomity z wyższej części poziomu wapienia cechsztyńskiego. Okruchy tkwią w dolomikrytowo-ilastej masie z nieregularnymi kłaczkowatymi smugami substancji ilasto-bitumicznej i z pojedynczymi kryształami i większymi agregatami anhydrytowymi.

Powyżej brekcji ponownie występują niebieskoszare i beżowo-szare anhydryty o strukturach oczkowych i smugowo-oczkowych. Początkowo na odcinku 0,5 m w ich obrębie występują nieregularne przemazy ilasto-dolomityczne. Wyżej anhydryty nie zawierają domieszek niesiarczanowych (tab. 3). W stropowym odcinku, przy granicy z dolomitami głównymi (Ca2), ponownie pojawiają się smugi węglanowe do 3 cm grubości z drobną laminacją przypominającą stromatolitową.

W całym odcinku powyżej brekcji anhydryty są drobnokrystaliczne o mozaikowej budowie z falistymi, kłaczkowatymi smugami ilastymi, podkreślającymi mikrogruzłową strukturę skały. W pakietach czystych anhydrytów (bez domieszek ilastych) gruzłowa struktura skały jest również zachowana. Drobnokrystaliczne soczewki i owalne oczka są oddzielone lamelkowymi lub tabliczkowymi kryształami ułożonymi równolegle, a także wachlarzowo. Smugi dolomitowe w stropowej części anhydrytów są zbudowane z dolomikrytu i dolomikrosparytu z nieregularnymi, lekko falistymi laminami ilasto-bitumicznymi. W ich obrębie występują okruchy kwarcu, muskowitu, dolosparytu i drobnokrystalicznych anhydrytów oraz owalnych form dolosparytowych (być może nieczytelne bioklasty). Liczne, w dolomitowym tle, anhydryty są drobnokrystaliczne, lamelkowe, często o równoległym i wachlarzowym ułożeniu kryształów.

DRUGI CYKLOTEM PZ2

Cyklotem drugi ma znacznie mniejszą miąższość (38,2 m) niż pierwszy i niepełne wykształcenie. Został przewiercony pełnordzeniowo na całym odcinku (1889,8–1928,0 m). Składa się z dobrze rozwiniętego dolomitu głównego (Ca2) oraz niewielkiej miąższości poziomów siarczanowych – anhydrytu podstawowego (A2) i anhydrytu kryjącego (A2r) przedzielonych osadami ilowcowo-mulowcowymi serii recesywnej (T2r), stanowiącej ekwiwalent starszej soli kamiennej (Na2).

Stanisława ZBROJA

Dolomit główny (Ca₂)

Granice wydzielenia wyznaczono na podstawie rdzenia. Trzydziestometrowej miąższości (1898,0–1928,0 m) poziom dolomitu głównego jest wykształcony w całym odcinku w litofacji dolomitowej. Rozpoczyna się cienkim (1,3 m) pakietem szaro-beżowych dolomitów o wyraźnych strukturach stromatolitowych. Przeważają formy kopułowe miejscami przechodzące w płasko laminowane (fig. 5). Laminacja stromatolitowa jest widoczna już makroskopowo. W obrębie dolomitów obecne są smugowe i gniazdowe skupienia białego gipsu, mające w spągowej części charakter ostrokrawędzistych okruchów. Dolomity są silnie zrekrystalizowane z bardzo słabo czytelnymi bioklastami (glony, otwornice?) – wakstony/pakstony (tab. 2). Dochodząca maksymalnie w spągu do 4,15% zawartość części nierozpuszczalnych substancja organiczna, rzadziej ilasto-bitumiczna, ma formę nitkowatych i kłaczkowatych smug oraz bardzo cienkich (0,001 mm) otoczek wokół owalnych form dolosparytowych. Dość dużo siarczanów, których udział w dolomicie stanowi 28–33% (tab. 3), występuje w formie różnej wielkości (od 0,1 do kilku mm) agregatów lamelkowych kryształów anhydrytu o wachlarzowym ułożeniu oraz ziarnistych, mozaikowych form, rzadziej rozproszonych pojedynczych kryształków.

Wyżej, do ok. 1922 m, leżą ciemnoszare dolomity ziarniste, poziomo, rytmicznie laminowane z pojedynczymi dobrze zachowanymi małżami i silnie przekrystalizowanymi, nieczytelnymi szczątkami mikrofauny. W dolnej części gęsta, równoległa i równoległo-falista laminacja jest wyraźna, podkreślona smugami pirytowymi, ku górze staje się coraz słabiej czytelna i skała makroskopowo staje się bezstrukturalna. Zmienna zawartość pirytu w tym odcinku dochodzi do 1,09% FeS₂. Dolomity są reprezentowane przez wakstony i pakstony z licznymi, słabo widocznymi ziarnami sparytowymi. Tylko w dolnym odcinku, w dość dobrze zachowanych bioklastach, można rozpoznać otwornice, małżoraczki, mszywioly i pojedyncze ooidy (tab. 2). Duża, dochodząca do 11%, ilość części nierozpuszczalnych obejmuje drobne (do 0,06 mm) okruchy kwarcu, blaszki muskowitu, substancja ilasto-bitumiczna (nieregularne smugi) i siarczki. Siarczanów w tym odcinku dolomitów jest niewiele (tab. 3). Mają one formę pojedynczych kryształków i nieco większych agregatów rozrastających się w obrębie dolomitów.

Na głęb. 1912–1922 m występuje pakiet szarych, ciemnoszarych dolomitów krystalicznych, zbitych, bitumicznych, bezstrukturalnych, tylko w stropie ze śladami niewyraźnej laminacji poziomej. Miejscami spotykane są w nich ciemnoszare, nieciągłe smugi wypełnione substancją ilastą, podobną do występującej w licznych poziomych szwach stylolitowych. Odcinkami dolomity są pocięte siecią pionowych i skośnych spękań, często zabliźnionych gipsem. Dolomity odpowiadają dolomikrytom i dolosparytom (tab. 2), miejscami zailonym z nieregularnymi smugami substancji ilastej. Bardzo nieczytelne, wypełnione zrekrystalizowa-

nymi kryształami formy mogą być bioklastami lub ooidami. Nadal spotykane są okruchy kwarcu i blaszki muskowitu. Sporadycznie obecne są dolosparytowe i anhydrytowe litoklasty. Siarczany, których udział w skale wynosi 5–10% (tab. 3), najczęściej występują w formie pojedynczych, rozrastających się kryształów lub agregatów o wachlarzowym ułożeniu lamelkowych kryształów. Widoczne są również w formie drobnych (do 1 mm) gniazdek w dolomitach.

Następny odcinek (1907,8–1912,0 m) beżowych i szaro-beżowych dolomitów, miejscami ziarnistych, charakteryzuje się wyraźną poziomą i lekko falistą laminacją, podkreśloną cienkimi (0,2–0,5 mm) smugami ilastymi. Obecne są liczne krótkie, pionowe i skośne (sporadycznie poziome) szwy stylolitowe. Przy stropie spotykane są powszechnie, bardzo silnie przekrystalizowane, nieoznaczalne szczątki makrofauny. Liczne, różnokierunkowe spękania częściowo wypełnione są białym gipsem. Dolomity odpowiadają wakstonom z bioklastami, grudkami dolomikrytowymi, miejscami są zailone – mudstony. Bioklasty (otwornice, małżoraczki, skorupki małżów) są dolomikrytowe, dolosparytowe, rzadziej anhydrytowe (tab. 2, 3). Siarczany, głównie anhydryt, występują w podobnej formie jak w poprzednim odcinku, w postaci kryształków rozrastających się w obrębie dolomikrytów oraz jako grubokrystaliczne żyłki.

Powyżej (1902,4–1907,8 m) występuje bardzo ciekawy pakiet szaro-beżowych dolomitów ziarnistych o równoległej, słabo falistej laminacji na przemian z laminacją przekątną dużej skali. Zestawy lamin przekątnych i poziomych dochodzą do 15 cm grubości. Podobnie jak w poprzednich odcinkach są spękane i użyłone gipsem z licznymi, drobnymi milimetrowymi szwami stylolitowymi. Miejscami zawierają liczne, rozproszone kryształki siarczanów. Są to dolomikryty i dolosparyty (tab. 2) o wielkości kryształków do 0,05 mm, rzadziej dolomikryty z nitkowatymi smugami ilastymi i ilasto-bitumicznymi. Dolosparytowe owalne formy, pierwotnie będące prawdopodobnie ooidami i bioklastami, są nieczytelne – zrekrystalizowane. Spotykane są również niewielkie ilości grudek dolomikrytowych oraz anhydrytu w postaci rozrastających się kryształów. Widoczna makroskopowo przekątna laminacja, w płytkach cienkich wyraża się smużkami ilasto-bitumicznymi.

Poziom dolomitu głównego kończą (1899,0–1902,4 m) szare, szaro-beżowe dolomity ziarniste o równoległej i równoległo-falistej laminacji, podobne do tych, które występują pomiędzy wkładkami o przekątnych warstwowaniach. Laminacja podkreślona jest cienkimi (0,2–0,5 do 1 mm) smużkami ilastymi. Nadal są widoczne spękania zabliźnione białym dolomitem i anhydrytem oraz liczne, drobne, milimetrowe szwy stylolitowe. W stropowym odcinku (ok. 2 m) w obrębie dolomitów występują większe wkładki i soczewki anhydrytu. Odpowiadają pakstonom i wakstonom dolomikrytowym i dolomikrosparytowym. Nieliczne smużki ilasto-bitumiczne podkreślają, miejscami falistą laminację skały. Ziarna są wtórnie przekrystalizowane, o nieczytelnych pierwotnych formach, prawdopodobnie bioklasty mikrofauny. W śladowych ilościach pojawiają się okruchy kwarcu i dolosparytów. Siarczany nadal w formie

pojedynczych kryształów, w stropie tworzą większe gniazda i soczewki drobnokrystalicznego, mozaikowego anhydrytu przechodzącego w grubiej krystaliczny o wachlarzowym ułożeniu kryształów. W pionowych żyłkach anhydrytowych są spotykane niewielkie kryształki halitu.

Osady dolomitu głównego reprezentowane w przeważającej części przez wakstony i pakstony, odcinkami przekryształizowane, powstały na obszarze przybrzeżnej części platformy węglanowej o zmieniającym się poziomie morza (fig. 5). Zdaniem R. Wagnera (ten tom) reprezentują one środowisko niskoenergetycznej równi platformowej.

Maria WICHROWSKA

Analiza mikrofacjalna utworów dolomitu głównego (Ca2)

Analizę mikrofacjalną utworów dolomitu głównego przeprowadzono w płytkach cienkich w mikroskopie polaryzacyjnym, optycznym w świetle przechodzącym oraz w płytkach cienkich w katodoluminescencji i na polerach w świetle odbitym białym.

Zdjęcia wytypowanych fragmentów osadów dolomitu głównego, o różnym charakterze mikrofacjalnym oraz relacji międzymineralnych, wskazujących na rodzaj i zakres przeobrażeń diagenetycznych zamieszczono na mikrofotografiach.

Osady dolomitu głównego w otworze Nieświń PIG 1 mają 29,4 m miąższości (fig. 8), zalegają na głęb. 1898,9–1928,3 m i są reprezentowane przez zrekrytalizowane madstony/wakstony dolomitowe i utwory mikrobialne (stromatolitowe i trombolitopodobne). Rozbieżność w głębokościach granic poziomu Ca2 w stosunku do podanych przez S. Zbroję (ten tom) wynika z faktu wydzielenia pakietu mułowcowego z konkrejami anhydrytowymi na głęb. 1898,9–1899,4 m, w obrębie kompleksu dolomitów zasilonych wg S. Zbroi i zaliczenia go do poziomu Ca2 oraz włączenia osadu dolomitowo-ilastego o charakterze stromatolitu, występującego na głęb. 1928,0–1928,3 m (A1g wg Zbroi) do poziomu Ca2

W dolnej części profilu, na głęb. 1926,8–1927,8 m występują zwarte, dolomity krystaliczne, które stanowią fragment zrekrytalizowanej maty mikrobialnej, stromatolitowej (fig. 9A). Na obrazie w katodoluminescencji (CL) obserwuje się zwięzłą mocno przekryształizowaną masę skalną, w obrębie której widoczne są słabe zarysy laminacji mikrobialnej oraz włókniste obrosty i pręcikowe impregnacje po endolitycznych mikroorganizmach drążących. Żółto-zielona barwa tych inkrustacji w CL świadczy o ich pierwotnym składzie mineralnym – aragonitowym (fig. 9B). W obrębie przekryształizowanej maty

stromatolitowej występują grubokrystaliczne anhydryty (fig. 9A).

Biolaminity występujące w tej części profilu tworzą fałiste lub płaskie cyjanobakteryjne laminy i są przemieszane z laminami ilasto-marglistymi, ziarnami kwarcu frakcji pyłowej. Widoczna tam makroskopowo mineralizacja siarczkowa tworzy smugi i soczewki impregnowane pirytem, co dodatkowo podkreśla laminację (Zbroja, 1991a–c).

Grudki i smugi węgliste pojawiające się w tej części profilu, występują w formie gęsto rozmieszczonych impregnacji w tle skalnym.

W biolaminicie na głęb. 1926,7 m zaobserwowano występowanie znacznej ilości materii organicznej, sapropelowej. Drobnodetrytyczny sapropel tworzy przerosty, laminy i gniazdowe skupienia w obrębie dolomitowego tła skalnego. Lokalnie materiał sapropelowy zmieszany z minerałami ilastymi buduje podstawową masę skały. Drobne krysz-

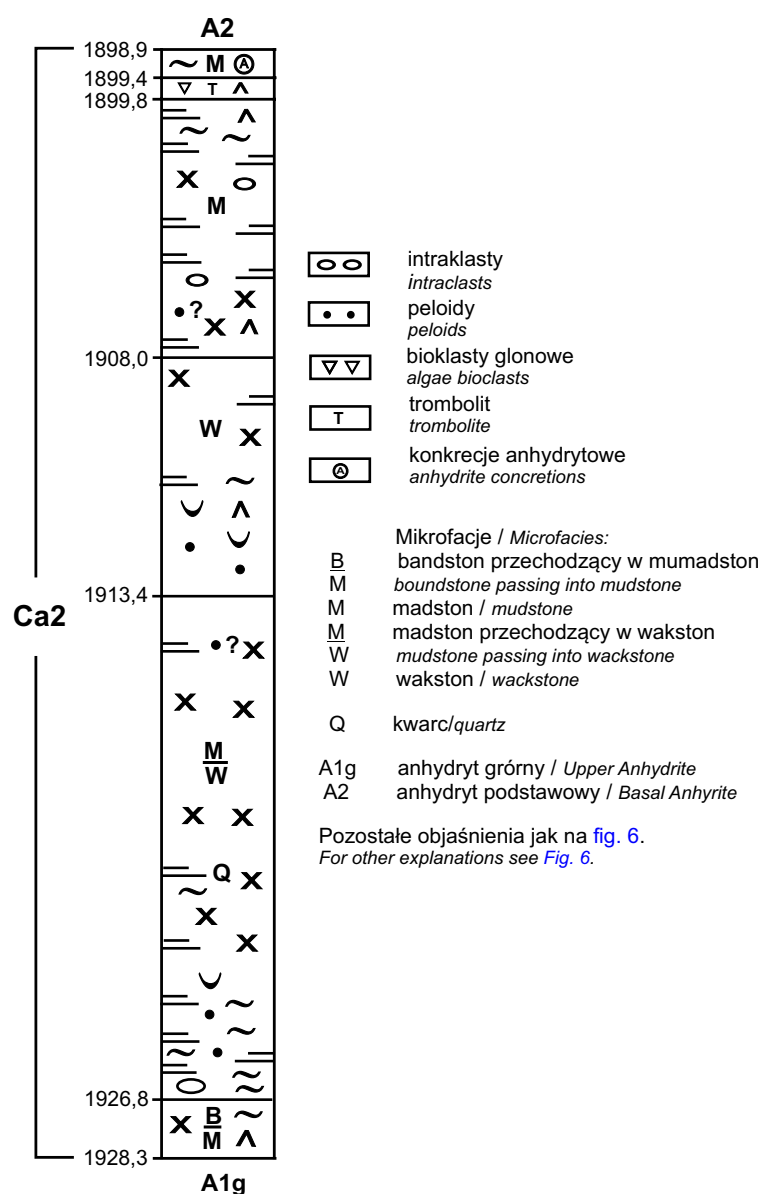


Fig. 8. Profil mikrofacjalny osadów węglanowych Ca2 w otworze Nieświń PIG 1

Microfacies sequences of the Ca2 carbonates in the Nieświń PIG 1 borehole

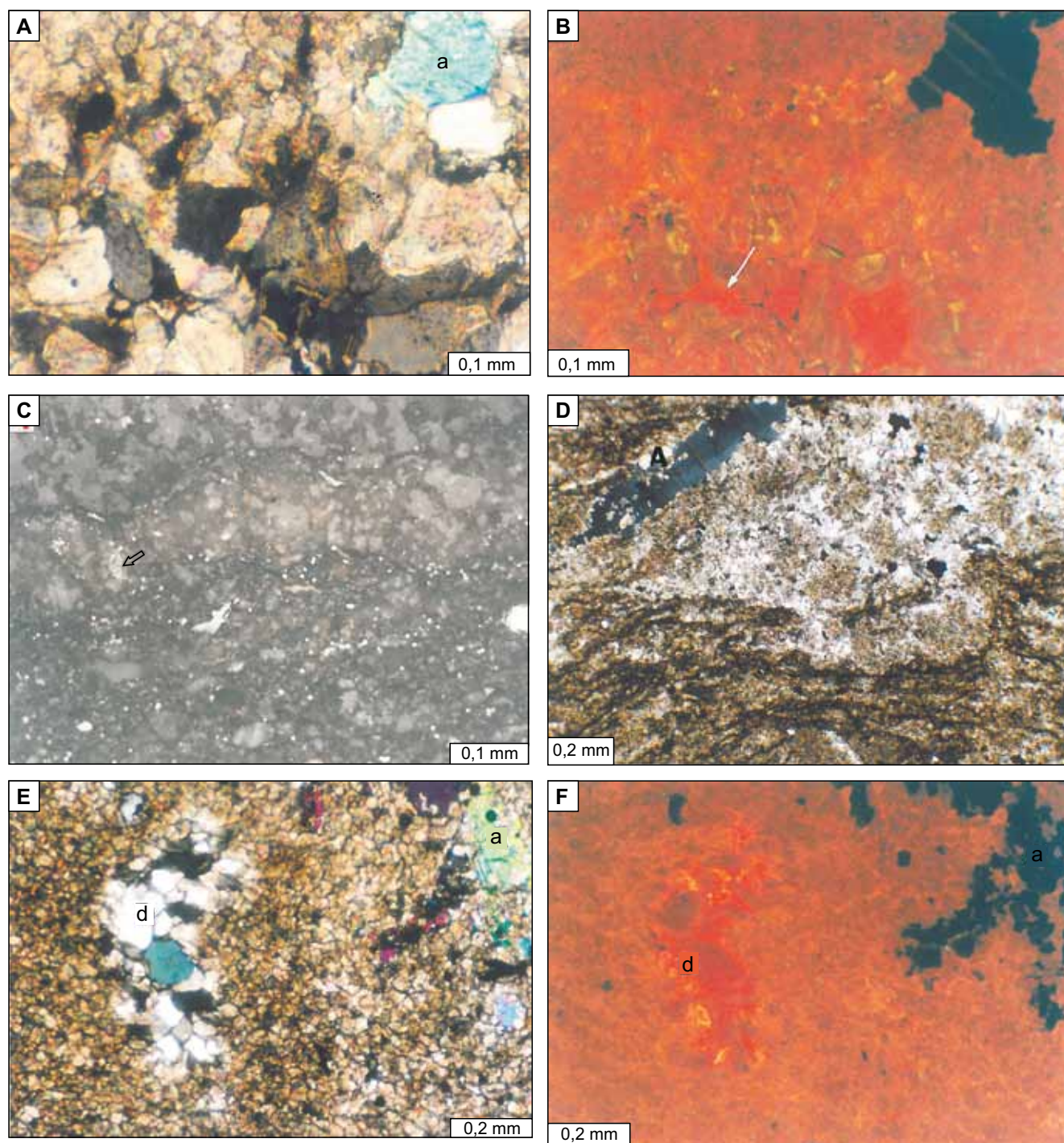


Fig. 9. Mikrofacje anhydrytu głównego (Ca₂) w otworze Nieświń PIG 1

A. Grubokrystaliczny dolomit z anhydrytem (a) – poziom mikrobialny, głęb. 1927,2 m, sebhka stromatolitowa, XP. **B.** Fragment jak wyżej, w katodoluminescencji. Niekłe zarysy laminacji mikrobialnej występującej w obrębie kopuły stromatolitowej. Intensywnie pomarańczowo (lub czerwono) świecący cement dolomitowy (strzałka) i oliwkowo świecące impregnacje poaragonitowe. **C.** Drobnodetrytyczny materiał sapropelowy (laminy i gniazdowe skupienia) – strzałka. Liczne ziarna piryty (białe kuleczki), głęb. 1926,7 m, PL. **D.** Madston przewarstwiony biolaminitem z substancją ilasto-organiczną. Tło skalne, dolomitowe, roztrawione, a próżnie zabudowane przez drobnokrystaliczny anhydryt (a). Mineralizacja pirytowa (czarne plamy), głęb. 1910,1 m, PL. **E.** Dolomit drobnokrystaliczny o zwężłej, mozaikowej strukturze oraz kryształach blokowego dolomitu (d) i anhydrytu (a) wypełniające próżnie, głęb. 1902,4 m, XL. **F.** Fragment jak wyżej, w katodoluminescencji. Brunatno-pomarańczowo świecące kryształy o niewyraźnych zarysach z jaśniejszą, pomarańczowo-żółtą obwódką cementacyjną budują tło skalne. Większe kryształy z ciemnopomarańczową (z odcieniem czerwonym) barwą luminescencyjną (d) – dolomit blokowy II generacji. Nieświecący anhydryt (a)

PL – bez analizatora, XP – nikiel skrzyżowane

tałki i kuleczki piritowe, wielkości 10–100 µm średnicy (mikroskop optyczny, światło odbite), są związane z materią organiczną obecną pierwotnie w osadzie i procesem jej przeobrażania we wczesnych stadiach diagenety (fig. 9C).

Powyżej, na głęb. 1913,4–1926,8 m (fig. 8), pojawiają się początkowo (1820,2–1926,8 m) ciemnoszare i czarne dolomity bitumiczne, często równolegle laminowane (ilaste i mikrobialne), a nad nimi (1913,4–1920,2 m) zalegają zrekrystalizowane madstony/wakstony dolomitowe z nielicznymi szczątkami małży i obfitą materią organiczną typu sapropelowego (badania w świetle odbitym), która nagromadziła się w szwach mikrostylolitowych lub/i w porach skały. W zrekrystalizowanych madstonach, na głębokości 1915,3 m, zaobserwowano interesujący fragment mikrostruktury „szkieletowej” (?fenestralnej), którą tworzy węglisty materiał, obrastając kryształy dolomitu i występuje w formie gniazdowych skupień (na profilu zaznaczone jako peloidy). Czy tego typu fragmenty można uznać za relikty rozwleczonej maty mikrobialnej jest zagadnieniem do dyskusji. Powierzchniowe naloty, które podkreślają typ mikrostruktury „szkieletowej” wydają się być skupiskiem materiału ilastego i organicznego po materiale pierwotnie rozproszonym w mule wapiennym. Podobnego typu grudki (skupienia) mułowo-węgliste pojawiają się w niewielkich ilościach również powyżej, na głębokości 1908,0–1913,4 m, w obrębie wakstonów bioklastycznych. Głównymi składnikami wakstonów są bioklasty fauny małżowej (pojedyncze poaragonitowe lamele wkomponowane w tło skalne), małżoraczki, które można rozpoznać po kształcie muszli i mikrofauna otwornicowa (głównie otwornice jednoseryjne).

W górnej części profilu pojawiają się cienkie warstewki biolaminatów, częściowo roztrawionych (porowatych), impregnowanych anhydrytem i pirytem (fig. 9D). Powyżej, w interwale głębokościowym 1898,8–1908,0 m, zalegają madstony nielaminowane, zbudowane z drobnokrystalicznego dolomitu (fig. 9E, F) i madstony laminowane. Według obserwacji makroskopowych rdzenia (Zbroja, inf. ustna), zestawy lamin dochodzą czasami do 15 cm grubości, a laminacja ulega zmianie na odcinku 1902,4–1907,0 m, z równoległej (falistej) na przekątną. W obrębie tego kompleksu osadów (dolomityczno-ilasto-węglistych) obserwuje się sporo spękań, szczelin i szwów mikrostylolitowych, wypełnionych materiałem ilastym, terygenicznym, węglistym i bitumicznym oraz pirytem.

W przystropowej części profilu Ca2 dolomity krystaliczne zawierają gruzłowy anhydryt. Na głęb. 1898,4–

1898,8 m występują utwory mikrobialne o charakterze ?trombolitu (Zbroja, inf. ustna). Z kompleksu ?trombolitowego (głęb. 1898,4–1898,8 m; 0,4 m miąższości) brak płytek cienkich, co nie pozwoliło na szczegółowe mikrostrukturalne obserwacje tego typu osadu.

Zbiornik morski dolomitu głównego w rejonie Nieświń PIG 1 miał cechy płytkowodnej laguny lub ?równi szelfowej. Początek transgresji fazy Ca2 wyznaczają osady ze stromatolitami kopułowymi, utworzone w środowisku przybrzeżnej sebhry. Ograniczona cyrkulacja wody, niewielka głębokość ciepłego morza, znaczne zasolenie wód, klimat suchy i gorący, umożliwiło powstanie tego typu osadów. Sukcesywny rozwój zbiornika spowodował stopniowo malejące zasolenie, lokalne pogłębienie i depozycję osadów rozwijających się w facji mułowo-mikrobialnych węglanów. W warunkach morskiej, spokojnej sedymentacji, z wpływami otwartego zbiornika, przy okazjonalnym falowaniu, fluktuacji wód i zmiennym nasileniu prądów, nastąpiła depozycja madstonów ze znaczną domieszką materiału ilasto-marglistego i elementów bioklastycznych, biolaminatów (płaskie struktury stromatolitowe) lub biolaminoidów (z nieciągłym przebiegiem organicznej laminacji). Utworzone w tych warunkach kompleksy osadów mułowo-mikrobialnych były mniej lub bardziej rytmicznie laminowane bądź smugowane. Wakstony zawierały nieliczne bioklasty i były wzbogacone w składniki frakcji detrytycznej (kwarc) i materiał mikrobialny.

Stopniowe zmiany reżymu hydrochemicznego (wzrastające zasolenie) i dynamiki wód w zbiorniku depozycyjnym, spływanie, ekspozycja osadów na warunki subaeralne części stropowej, doprowadziły do wzrostu zawartości siarczanów (gruzły anhydrytowe) i utworzenia warstewki mikrobialnej o charakterze trombolitu.

Maria WICHROWSKA

Diagenetyza osadów Ca2

Zaawansowany proces rekrystalizacji, powiązany z zastępowaniem (dolomitacją) spowodował znaczną homogenizację pierwotnych elementów dużej części osadów. Dlatego też określenie ich właściwej przynależności mikrofacjalnej bywa zagadnieniem problematycznym. Dolomitacja (co najmniej dwuetapowa), nastąpiła w wyniku oddziaływania na osad wód wzbogaconych w lżejszy izotop

Fig. 9. Mikrofacies of the Main Dolomite (Ca 2) in the Nieświń PIG 1 borehole

A. Coarse-crystal dolomite with anhydrite (a) – microbial level, depth 1927.2 m; stromatolite sebhka, XP. B. Sample described above in the cathodoluminescence. Faint outlines of microbial lamination occurring in stromatolite dom. Well visible orange (or reddish) luminescent dolomitic cement (arrow); olive luminescent impregnations (post-aragonite). C. Tiny detritic sapropelic material (laminae and nest-like concentrations) – arrow. Numerous pyrite grains (white balls). Main Dolomite, depth 1926.7 m, PL. D. Mudstone intercalated with biolaminite with clayey-organic material. Dolomitic groundmass is dissolved; voids filled with fine-crystalline anhydrite (a). Pyrite mineralization (black spots). Main Dolomite, depth 1910.1 m, PL. E. Fine-crystalline dolomite of the solid mosaic structure with blocky dolomite crystals and anhydrite filling the voids. Main Dolomite, depth 1902.4 m, XP. F. The same fragment as above in cathodoluminescence. The groundmass consists of – orange-brown luminescent crystals with faintly visible outlines with lighter (orange – yellow coloured) cement overgrowths aureole. Larger dolomitic crystals have dark orange luminescent (with red colour shade) – blocky dolomite (d). Non-luminescent anhydrite (a)

PL – plane-polarized light, XP – crossed polars

tlenu, w strefie mieszania wód morskich i meteorycznych (Wichrowska, 1998). Wspomagana, na późniejszym etapie, przez krążące w osadzie wody porowe (solanki), objęła pierwotne spoiwo wapienne, fragmenty organogeniczne, mikrobialne i wczesne cementy kalcytowe (sparytowe i blokowe). Pierwsze stadium dolomityzacji miało miejsce już podczas sedimentacji i w warunkach płytkiego pogrzebienia po cementacji, ale przed kompaktacją. Drugie nastąpiło po kompaktacji i doprowadziło do znacznej homogenizacji osadu i zatarcia struktur pierwotnych (mikrostylolity, smugi rezydualne, kontakty międzyziarnowe).

Bazując na analizach mikroskopii optycznej (MTL) i badaniach tych samych fragmentów osadu w katodoluminescencji (CL), wyróżniono 2 generacje dolomitu rozdzielone w czasie: frakcję krystaliczną, mikrosparytową, związaną z pierwotnym (depozycyjnym) mikrytowym-wapiennym charakterem osadów, gdzie powierzchnia jest często powleczone cienką warstwą minerałów ilastych ze znaczną domieszką materii organicznej (barwy w katodoluminescencji – brunatno-pomarańczowe z jaśniejszą obwódką cementacyjną; fig. 9F) oraz dolomit w formie izolowanych kryształów (barwy w katodoluminescencji ciemno pomarańczowe, często z odcieniem czerwonym), impregnujący mikrosparytowe tło skalne (fig. 9E, F) lub/i występujący w obrębie lamin mikrobialnych (w obrębie kopuły stromatolitowej), pełniąc tam rolę cementu (fig. 9B). Ten typ dolomitu jest późniejszy, tworzy drobnokrystaliczne agregaty, które wypełniają gniazdowo pory, próżnie i kawerny (fig. 9A, B, E, F).

Rekrystalizacja i dolomityzacja objęły również elementy ?ziarniste, organodetrytyczne (głęb. 1902,0–1913,3 m), których diagnostyka, na podstawie badań w mikroskopii optycznej, jest problematyczna. Natomiast na obrazach katodoluminescencyjnych, w brunatno-pomarańczowym tle skalnym, widoczne są zarysy jaśniejszych owalnych grudek, agregacyjnych albo ?peloidalnych ziaren (z ciemnobrunatnymi impregnacjami) lub/i organodetryt muszlowy (małże, małżoraczki, segmenty otwornic). Obiekty te są zdolomityzowane, kontury mają niewyraźne, wnętrza częściowo rozpuszczone i zabudowane cementem dolomitowym (drobne kryształy czerwonej barwy w CL), rzadziej drobnokrystalicznym anhydrytem (miejsca nieświejące).

Sapropelizacja odgrywała znaczącą rolę w badanych osadach Ca²⁺. Substancja organiczna reprezentuje głównie typ sapropelowy utworzony *in situ*, w mniejszym stopniu jest to redeponowany materiał typu humusowego (zrekrytalizowane madstony na głęb. 1919,7 m; Grotek, Klimuszko w: Wichrowska, 1998). Drobnodetrytyczny materiał sapropelowy, tworzący laminy i gniazdowe skupienia w obrębie zrekrytalizowanej maty mikrobialnej (fig. 9C), przemieszany z materią ilastą, stanowi podstawową masę skalną. W innych poziomach jest go niewiele, występuje w formie rozproszonej w tle skalnym, w laminach ilasto-organicznych i w szwach mikrostylolitowych. Razem z sapropelem pojawiają się znaczne ilości wczesnodiagenetycznego pirytu – produktu ubocznego w procesie sapropelizacji. Kryształy wczesnodiagenetycznego pirytu, w formie kule-

czek o średnicy 10 µm, są luźno rozlokowane w dolomicie (fig. 9C).

Na etapie wczesnych przemian diagenetycznych, związanych z dekompozycją materii organicznej i dolomityzacją, mogły tworzyć się pory międzykrystaliczne w początkowym stadium lityfikacji osadu, zabudowane przez nitkowate i kokkoidalne cyjanobakterie. Pręcikowe lub włókniste inkrustacje, świecące w żółto-zielonych barwach luminescencyjnych, stanowią relikty nitkowatych cyjanobakterii w zrekrytalizowanej kopule stromatolitowej (fig. 9B).

Powiększanie nabytej przestrzeni porowej (podczas dolomityzacji i w efekcie lokalnego rozpuszczania podczas wczesnych stadium diagenetyzacji) lub tworzenie nowych próżni nastąpiło w późniejszych etapach pogrzebywania osadów, pod wpływem infiltrujących skałę płynów mineralizujących i złożowych, transportowanych poprzez system spękań i szczelin. To stadium wgłębnie wywarło znaczący wpływ na mineralny i strukturalny obraz badanych osadów i zaznaczyło się przez procesy powiązane z rozpuszczaniem tła skalnego i cementów (pod wpływem roztworów mineralizujących), kompaktacją chemiczną lamin ilastych, marglistych i mikrobialnych, stylolityzacją i szczelinowaceniem. Widocznym rezultatem tych późnodiagenetycznych procesów w badanych osadach są następujące cechy:

1. sprasowane i pofalowane pasemka i laminy ilaste i mikrobialne w dolnej części profilu (1924,6–1926,8 m);
2. mikrostylolity i szczeliny w górnej części kompleksu (1902,4–1907,0 m) – przebieg ząbkowanych mikrostylolitów o niewielkiej amplitudzie jest podkreślony przez obecność minerałów ilastych i kwarcowych oraz impregnację bitumiczną. Residuum w szwie mikrostylolitowym jest na ogół dobrze widoczne, zawiera drobne ziarna kwarcu, pirytu, minerały ilaste i sapropel, impregnację bitumiczną;
3. spękania, w których pojawiają się znaczne ilości kryształów grubokrystalicznego dolomitu i anhydrytu. Morfologia i sposób wykształcenia tego typu cementów może świadczyć o ich stosunkowo późnym powstawaniu (fig. 9A, D, E). Nieliczne obiekty tego typu cementów zauważono również w obrębie żyłek i spękań, co wskazuje na etap głębokiego pogrzebienia lub stadium poformacyjne.

Stanisława ZBROJA

Anhydryt podstawowy (A2)

Wydzielenie stanowi niewielki 3,5 m (1894,5–1898,0 m) pakiet szarych anhydrytów gruzłowych ze zmienną, odcinkami dużą, ilością dolomitów ilastych w formie nieregularnych smug i lamin. Są to drobnokrystaliczne anhydryty mozaikowe z falistymi smugami silnie zailonych dolomitów – mudstonów (tab. 2). W wyższej części większe lamelkowe kryształy anhydrytów (rzadziej gipsów) są ułożone wachlarzowo lub promieniście. Granice jednostki wydzielono na podstawie rdzenia.

Stanisława ZBROJA

Seria recesywna (T2r)

Poziom ten (głęb. 1891,9–1894,5 m) to 2,6 m pakiet początkowo szarych, następnie czekoladowych iłowców i mułowców z licznymi gruzłami i soczewkami różowych i szarych gipsów. Tworzą go naprzemianległe cienkie (0,1–2,0 mm) poziome laminki iłowcowe i iłowcowo-dolomityczne z rzadkimi i nieco grubszymi (0,5–3,0 mm) laminami mułowców. Tak iłowce jak i mułowce zawierają do 13% dolomitu i 26% siarczanów (tab. 3). Materiał okrucowy, drobny (do 0,06 mm), składający się głównie z kwarcu i towarzyszących mu muskowitu, biotyту, dolosparytów i anhydrytu, tkwi w ilasto-dolomikrytowym matriks. Granice, stropowa i spągowa, tego poziomu są nierówne (erozyjne?) z powłokami pirytowymi.

Stanisława ZBROJA

Anhydryt kryjący (A2r)

Ponad mułowcami serii T2r, na głęb. 1889,8–1891,9 m, ponownie występuje niewielki pakiet (2,1 m) osadów siarczanowo-dolomitowych anhydrytu kryjącego. Granice wydzielenia wyznaczono na podstawie rdzenia. W dolnej części jest zbudowany z niebieskoszarych, gruzłowych anhydrytów. Drobne (do 0,5 mm), wydłużone kryształki mają kierunkowe ułożenie, podkreślone nieregularnymi smugami ilasto-żelazistymi. Wyżej osady te przechodzą w silnie zailone dolomikryty z gruzłami drobnokrystalicznych, mozaikowych anhydrytów. W stropie pojawiają się smugi dolomikrytów ilastych z drobnymi litoklastami dolosparytów, anhydrytów, gipsów, ziarnami łyszczyków i kwarcu oraz kryształkami pirytu.

Stanisława ZBROJA

TRZECI CYKLOTEM PZ3

Cyklotem ten o miąższości 44,8 m (1845,0–1889,8 m) jest reprezentowany przez szary il solny (T3; rdzeniowany), dolomit płytowy (Ca3; nie rdzeniowany) i anhydryt główny (A3; częściowo rdzeniowany).

Szary il solny (T3)

Utwory tego poziomu (o miąższości 9,3 m), występujące na głęb. 1880,5–1889,8 m rozpoczynają profil trzeciego cyklotemu. Dolna granica jednostki została wyznaczona na podstawie rdzenia, górna granica – na podstawie badań geofizycznych. W dolnej części (1885,8–1889,8 m) są to szare i szaro-beżowe iłowce dolomityczne (tab. 2, 3) z cienkimi laminami mułowcowymi z licznymi gruzłami siarczanowymi. Drobna, milimetrowa laminacja, odcinkami

lekko falista (stromatolit?, fig. 5), jest zaburzona krystalizacją siarczanów oraz bioturbacjami. W spągu ma charakter warstwowania konwolutnego. Gruzły siarczanowe i miejscami laminacja p są odksięłone smugami pirytu. Tekstury widoczne pod mikroskopem są podobne: mikrolaminki iłowca (0,5–1,0 mm), iłowca dolomitycznego (1–2 mm), dolomitu piaszczystego, rzadziej mułowca miejscami o cechach frakcjonalnego warstwowania. Materiał okrucowy wielkości do 0,06 mm (sporadycznie do 0,10 mm) składa się głównie z kwarcu z dodatkiem muskowitu, dolosparytów i anhydrytów. Ziarna są często ostrokrawędziste, tkwią w ilasto-dolomikrytowym miejscami żelazistym matriks (tab. 2). Spotykane w iłowcach gruzły siarczanowe zbudowane są drobnokrystalicznych (0,02–0,05 mm) mozaikowych anhydrytów z rozrastającymi się lamelkowymi kryształami gipsu.

Wyższa część (1883,4–1885,8 m) szarego iłu solnego jest zbudowana z szarych i szaro-beżowych iłowców i mułowców z licznymi wkładkami i laminami drobnoziarnistych piaszczystych i dolomitów piaszczystych, które, w górnej części tego pakietu, stopniowo przechodzą w piaszkowce dolomityczne. W piaszkowcach jest widoczna laminacja przekątna w małej skali – riplemarkowa. Wkładki piaszczystych i dolomitów piaszczystych mają zmienną miąższość od kilku cm do 0,5 m. W całym odcinku nadal widoczne są gruzły i soczewki anhydrytowe (0,5–5,0 cm) na ogół wydłużone zgodne z laminacją, miejscami podkreślone smugami i gniazdami pirytu.

Materiał ziarnowy piaszczystych (do 0,5 mm) składa się w 60% z kwarcu i 25% z fragmentów skał, głównie dolosparytów, pojedynczych łyszczyków, anhydrytów, plagioklazów i mikrokrytalicznych skał krzemionkowych. Okrucy charakteryzują się różnym stopniem obtoczenia, od ostrokrawędzistego i słabo otoczonego kwarcu do dobrze obtoczonych okruców skał (szczególnie dolosparytów). W ubogim, dolomikrytowym spoiwie piaszczystych – arenitów litycznych (tab. 2) pojawiają się kryształy anhydrytu. W obrębie wkładek piaszczystych są widoczne cienkie (0,2–0,5 mm) smugi ilasto-żelaziste z licznymi blaszkami łyszczyków.

W najwyższej części (1881,0–1883,4 m) wśród laminek iłowców i mułowców pojawiają się dolomikryty ilaste, zapiaszczone, przechodzące w stropie w piaszkowce drobnoziarniste o spoiwie dolomitycznym (10 cm miąższości). W wyższej części odcinka rdzeniowanego w dolomitach ilastych występuje falista laminacja przypominająca stromatolitową (fig. 5).

Dolomit płytowy (Ca3)

Granice tego poziomu (1876–1878 m) wyznaczono badaniami geofizycznymi. W próbkach okrucowych widoczne są białe wapienie margliste – mudstony (tab. 2). Są to mikryty i dolomikryty ilaste z licznymi bioklastami (otwornice, małżoraczki) dolomikrytowymi i spirytyzowanymi z okrucami kwarcu i licznymi pustkami. Skała jest zmieniona, prawdopodobnie zdedolomityzowana.

Anhydryt główny (A3)

Występujący na głęb. 1845–1876 m został przewiercony w większości bezrdzeniowo. Granice wydzielienia wyznaczono na podstawie profili geofizycznych i próbek okrucowych. Tylko jeden odcinek rdzenia pochodzi z głęb. 1864–1872 m. Są to jasnoszare, plamisto-gruzłowe anhydryty szkieletowe z kryształami i gniazdami soli kamiennej. Zbudowane są z grubokrystalicznych lamelkowych kryształów. Zawierają smugi i gniazdowe nagromadzenia dolosparytu, miejscami zailonego.

Stanisława ZBROJA

STROPOWA SERIA TERYGENICZNA (PZT)

Wszystkie osady terygeniczne (1765–1845 m), leżące ponad anhydrytami zostały zaliczone do stropowej serii terygenicznej. Szczegółowa analiza i porównanie z osadami z bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pozwoliły na ich podzielenie na dwie części – dolną (d) i górną (g) (por.

Zbroja, 2000a, b). Dolna część serii w otworze Nieświń FIG 1, miąższości 9,4 m, została zaliczona do PZt (d), natomiast wyższa, miąższości 70,6 m, do PZt (g). Granica między wydzieleniami została wyznaczona na podstawie badań geofizycznych.

Utwory PZt (d) (1836,5–1845,0 m) rozpoznano jednym, 3 m odcinkiem rdzenia na głęb. 1838–1841 m. Są to brunatne mułowce dolomityczne z laminami jaśniejszych mułowców piaszczystych o niewyraźnej smużystej laminacji. W mułowcach spotykane są pojedyncze gruzły anhydrytowe wielkości 0,5–3,0 cm, a w mułowcach piaszczystych brunatne toczące ilaste (2 mm do 2 cm).

Osady PZt (g) rozpoznano rdzeniem na odcinku 1788–1791 m. Reprezentowane są one przez drobnoziarniste piaszkowce, nieco wapniste o przekątnym i smużystym warstwowaniu, przeławicane brunatnymi mułowcami zawierającymi miejscami gruzełki węglanowe (2–3 mm wielkości).

Osady dolej części PZt tworzyły się w płytkim zbiorniku, do którego drobnoziarnisty materiał terygeniczny dostarczany był okresowymi strumieniami.

Alicja KASPRZYK, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA POZIOMÓW ANHYDRYTOWYCH CECHSZTYNU W PROFILU NIEŚWIŃ FIG 1

Analizę litologiczno-sedymologiczną osadów anhydrytowych w profilu otworu Nieświń FIG 1 przeprowadzono na podstawie obserwacji makroskopowych skał oraz mikroskopowych płytek cienkich. Do badań chemicznych i analizy rentgenospektralnej pobrano 43 próbki punktowe z głębokości 1864,0–1872,0 m; 1889,8–1891,9 m; 1894,5–1898,0 m; 1928,0–1952,0 m; 1972,0–1978,0 m i 2264,0–2267,0 m (tab. 5, fig. 10). Analizy chemiczne, wykonane metodą klasyczną na mokro, objęły oznaczenie zawartości Sr, SO₃, CO₂, MgO i części nierozpuszczalnych wraz z SiO₂ (tab. 5). Dla każdej próbki wyliczono średnią zawartość gipsu, anhydrytu, dolomitu, kalcytu i sumy węglanów. Analizę rentgenospektralną, dotyczącą oznaczenia zawartości strontu i baru, wykonano na rentgenowskim spektrometrze fluorescencyjnym, sekwencyjnym typ 3134 M2 firmy Rigaku-Denki w Pracowni rentgenowskiej Centralnego Laboratorium Chemicznego FIG w Warszawie w 1994 r.

ANHYDRYTY CYKLU PZI

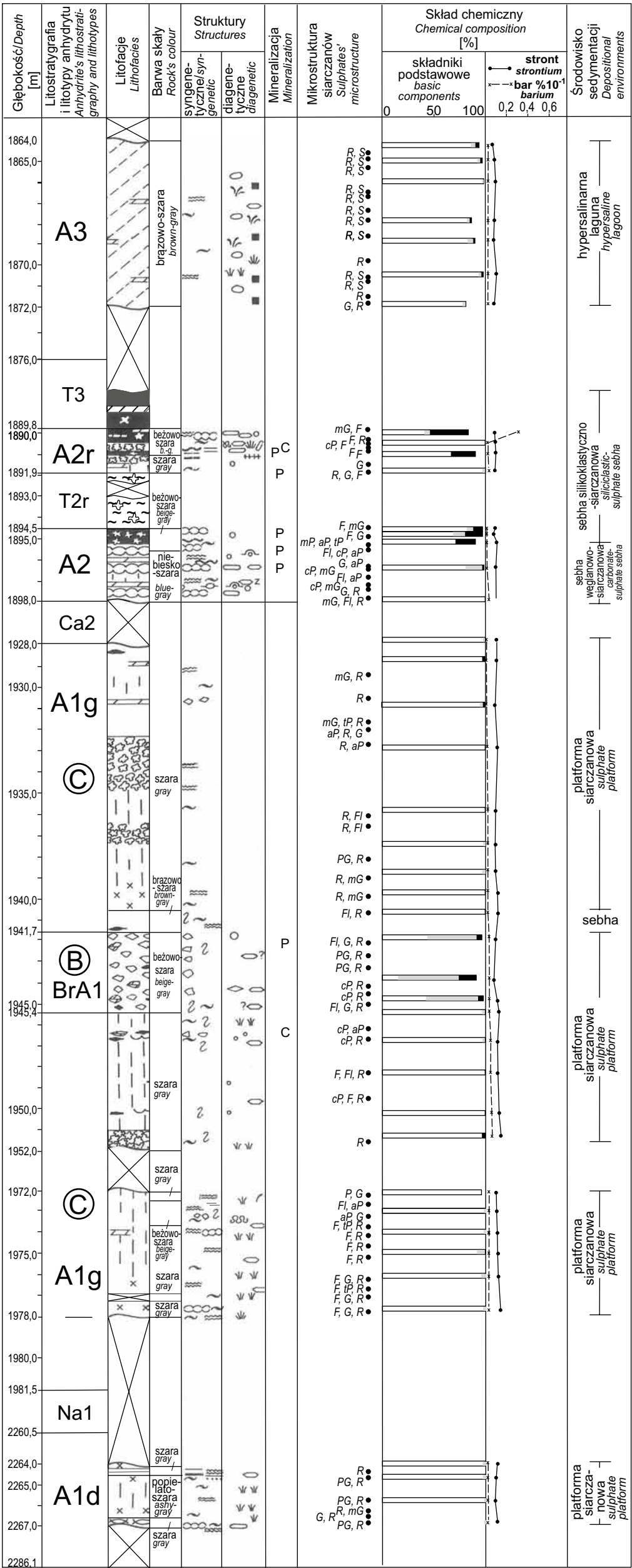
Anhydryt dolny (A1d)

Osady anhydrytu dolnego stwierdzono metodami geofizycznymi na głęb. 2260,5–2286,1 m (miąższość 25,6 m; fig. 4). Dostępny do badań 3-metrowy odcinek rdzeniowany (głęb. 2264,0–2267,0 m; fig. 10), jest zbudowany w dolnej części z anhydrytów soczewkowo-smużystych, miąż-

szości 50 cm i masywnych anhydrytów grubokrystalicznych. Środkową i górną część stanowią anhydryty mozaikowe, anhydryty warstwowane oraz anhydryty mozaikowe, o zaburzonej laminacji.

Litofacja anhydrytów soczewkowo-smużystych wyróżnia się wśród innych odmian anhydrytów obecnością nieciągłych pasemek, lamin i smug węglanowych lub pelitycznych, cienko laminowanych substancją organiczną, o nieregularnym lub falistym przebiegu (fig. 11A). Lamin i pasemka materiału niesiarczanowego, o grubości do 1 cm, rozdzielają poziomo lub skośnie wydłużone (do 6 cm), soczewkowe skupienia anhydrytowe, 1,5–4,0 cm grube, miejscami połączone w większe strefy i warstwy. Obrzeża soczewek anhydrytowych oraz pasma anhydrytowo-dolomitowe są silnie przekrystalizowane. Pierwotne struktury anhydrytów zazwyczaj są silnie zatarte na skutek rekrystalizacji. Jedynie strefowo zachowują się w obrębie soczewek relikty struktury mikrofasikularnej, a na ich obrzeżach – chaotycznie pryzmatycznej. Kryształy pryzmatyczne często są połamane, a poszczególne fragmenty przemieszczone przesuwem lub obrotowo. Charakterystycznymi składnikami z rekrystalizacji są płyty prostokątne, nakładające się na pozostałe składniki skały. Głównym składnikiem mineralnym jest tu anhydryt, któremu towarzyszą dolomit, kalcyt i minerały ilaste (tab. 5).

Litofacja masywnych anhydrytów grubokrystalicznych obejmuje skały silnie przekrystalizowane, zbudowane prawie wyłącznie z siarczanów (tab. 5). Cechą charaktery-



Mikrostruktura anhydrytu: aP – równoległe pryzmatyczna, cP – chaotycznie pryzmatyczna, tP – koncentrycznie pryzmatyczna (tangencjalna), FI – mikropryzmatyczna (spilśniona), F – fasikularna, G – ziarnista, mG – mikroziarnista, PG – mieszana (pryzmatyczno-ziarnista), R – rekrystalizacyjna
Microstructure of anhydrite: aP – pararellly prismatic, cP – chaotically prismatic, tP – concentrically prismatic, FI – micropismatic, F – fascicular, G – grained, mG – micrograined, PG – mixed (prismatic-grained), R – recrystallinic

Litofacie / Lithofacies:

- anhydryt chmurzasty claudy anhydrite
- anhydryt gruzłowy nodular anhydrite
- anhydryt gruzłowo-mozaikowy nodular-mosaic anhydrite
- anhydryt gruzłowo-mozaikowy warstwowany laminated nodular-mosaic anhydrite
- anhydryt laminowany laminated anhydrite
- anhydryt masywny massive anhydrite
- anhydryt masywny, grubokrystaliczny massive, coarse-crystalline anhydrite
- anhydryt mozaikowy mosaic anhydrite
- anhydryt soczewkowo-smużysty lenticular-banded anhydrite
- anhydryt szkieletowy skeletal anhydrite
- brekcja-zlepień anhydrytowy anhydrite breccia-conglomerate
- dolomit dolomite
- iłowiec z gruzłami i impregnacjami anhydrytowymi claystone with anhydrite nodules and impregnations
- mułowец z gruzłami anhydrytowymi mudstone with anhydrite nodules
- iłowiec claystone

Struktury/ Structures: syngenetyczne/ syngenetic:

- laminacja/ lamination:
- pozioma milimetrowa/ in mm scale
 - horizontal centymetrowa/ in cm scale
 - falista wavy
 - nieregularna irregular
 - gruzłowa nodular
 - smużysta banded
 - przekątna cross
 - biolaminacja biolamination
 - warstwowanie zaburzone disturbed lamination
 - uziarnienie frakcyjne fractional graining
 - struktury fenestralne fenestral structures
 - litoklasty lithoclasts
 - sinice cyanobacteria

diagenetyczne/ diagenetic:

- gruzy anhydrytowe: anhydrite nodules:
- izometryczne isometric
 - pionowo/skośnie wydłużone vertically/diagonally elongated
 - poziomo wydłużone horizontally elongated
 - deformacje enterolityczne enterolitic deformations
- pseudomorfozy po kryształach gipsu: pseudomorphs after gypsum crystals:
- poziomy selenitu typu murawy selenite horizons of the sward type
 - poziomy selenitu typu cavoli selenite horizons of the cavoli type
 - kryształy rozmieszczone chaotycznie chaotic distributed crystals
 - kryształy pryzmatyczne i ziarna prismatic crystals and grains
 - żyłki gipsu włóknistego small veins of fibrous gypsum
 - pory/kawerny z rozpuszczania kryształów pores/caverns after dissolved crystals
 - deformacje lamin przez gruzy anhydrytowe deformations of laminae by anhydrite nodules
 - foliacja foliation

Inne: Others:

- litotypy anhydrytu anhydrite lithotypes
- brak rdzenia core lack
- granica nieciągła discontinuous boundary

Mineralizacja/ Mineralization:

P - pirit/ pyrite
C - celestyn/ celestine

Skład mineralny/ Mineral composition:

- anhydryt anhydrite
- dolomit dolomite
- części nierozpuszczalne insoluble parts

Fig. 10. Profil poziomów anhydrytowych cechszynu w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1
Profiles of the Zechstein anhydrite horizons in the Nieświń PIG 1 borehole

Tabela 5

Wyniki analiz chemicznych i wyliczony z nich skład mineralny anhydrytów z otworu Nieświń PIG 1 [% wag.]

Results of chemical analyses and calculated from them mineral composition of anhydrites from the Nieświń PIG 1 borehole [% w/v]

Lit.	Głębokość Depth [m]	Sr	SO ₃	CO ₂	MgO	Nier. Insol.	Anhydryt Anhydrite	Gips Gypsum	Dolomit Dolomite	Kalcyt Calcite
A3	1864,30	0,07	50,92	0,68	0,22	0,68	86,41	0,10	1,01	0,45
	1865,00	0,07	55,77	0,35	0,23	0,26	94,65	0,10	0,73	0,00
	1866,00	0,08	55,57	0,52	0,35	0,28	94,30	0,10	1,09	0,00
	1867,90	0,06	48,55	0,86	0,34	0,45	82,39	0,10	1,56	0,27
	1868,90	0,06	47,72	2,89	1,70	0,63	80,94	0,14	6,05	0,00
	1870,50	0,09	54,32	1,05	0,55	0,40	92,16	0,10	2,20	0,00
	1871,90	0,07	45,52	1,22	0,60	0,84	77,15	0,19	2,56	0,00
A2r	1890,00	0,06	23,26	2,45	4,50	39,11	39,23	0,29	5,13	0,00
	1890,50	0,07	57,34	0,00	0,43	0,64	97,32	0,10	0,00	0,00
	1891,00	0,08	39,42	0,43	2,70	21,39	66,61	0,38	0,90	0,00
	1891,80	0,07	58,03	0,26	0,18	0,69	0,00	0,00	0,54	0,00
A2	1894,60	0,09	47,21	2,79	2,00	9,77	79,91	0,29	5,85	0,00
	1894,80	0,08	39,09	5,60	4,00	16,63	66,08	0,33	11,73	0,00
	1895,20	0,10	45,15	0,00	3,25	8,43	76,36	0,33	0,00	0,00
	1896,40	0,09	47,36	8,17	4,40	1,49	80,24	0,19	17,12	0,00
	1897,90	0,09	57,08	0,79	0,44	0,75	96,77	0,19	1,66	0,00
A1g	1928,00	0,08	57,45	0,61	0,22	0,79	97,46	0,14	1,01	0,30
	1929,00	0,80	57,73	0,35	0,12	0,92	97,86	0,24	0,55	0,20
	1931,10	0,07	57,0,8	0,52	0,43	0,99	96,84	0,14	1,09	0,00
	1933,10	0,09	58,39	0,18	0,06	0,14	99,08	0,10	0,27	0,10
	1936,00	0,08	58,63	0,09	0,02	0,10	99,50	0,10	0,09	0,11
	1937,60	0,08	58,35	0,00	0,02	0,09	98,99	0,14	0,00	0,00
	1938,90	0,07	56,80	1,30	0,03	0,15	96,40	0,10	0,14	2,81
	1939,90	0,09	58,52	0,00	0,02	0,07	99,30	0,10	0,00	0,00
	1940,90	0,09	58,22	0,17	0,07	0,35	98,64	0,29	0,32	0,03
	1942,10	0,06	26,65	22,73	11,00	4,38	45,15	0,10	47,63	0,00
	1944,00	0,03	9,46	29,65	14,25	14,72	15,89	0,19	62,12	0,00
	1945,00	0,06	25,59	24,49	12,25	2,96	43,31	0,14	51,31	0,00
	1945,60	0,08	57,53	0,26	0,10	0,87	97,55	0,19	0,46	0,09
	1947,00	0,08	57,87	0,26	0,09	0,10	98,17	0,14	0,41	0,14
	1948,50	0,08	58,11	0,00	0,15	0,21	98,58	0,14	0,00	0,00
	1950,40	0,08	57,67	0,17	0,15	1,41	97,72	0,29	0,36	0,00
	1951,50	0,09	57,94	0,17	0,10	0,47	98,27	0,14	0,36	0,00
	1972,10	0,08	57,43	0,17	0,08	0,20	97,42	0,14	0,36	0,00
	1973,00	0,08	57,77	0,53	0,32	0,23	98,00	0,14	1,11	0,00
	1974,00	0,09	56,72	1,03	0,68	0,26	96,24	0,10	2,16	0,00
	1975,00	0,09	54,56	2,85	1,50	0,97	92,45	0,24	5,97	0,00
	1976,10	0,10	55,91	1,91	0,83	0,55	94,73	0,24	3,80	0,21
	1977,70	0,12	56,35	1,39	0,83	0,53	95,49	0,19	2,91	0,00
A1d	2264,00	0,10	57,96	0,35	0,14	0,02	98,33	0,10	0,64	0,11
	2264,70	0,08	58,10	0,17	0,07	0,14	98,60	0,10	0,32	0,03
	2265,80	0,08	58,19	0,17	0,07	0,05	98,71	0,14	0,32	0,03
	2266,80	0,11	57,54	0,35	0,12	0,29	97,60	0,10	0,55	0,20

Lit. – Litostratygrafia/Lithostratigraphy, Nier. – części nierozpuszczalne i SiO₂, Insol. – Insoluble parts and SiO₂.

styczną jest obecność licznych pseudomorfoz, długości do 5 cm, po murawie selenitowej oraz kryształach selenitu rozmieszczonych chaotycznie. Pierwotna struktura jest tu prawie nieczytelna. Podstawowe składniki petrograficzne stanowią płyty i żyły rekrytalizacyjne.

Litofacja anhydrytów mozaikowych charakteryzuje się obecnością gruzłów anhydrytowych o średnicy kilku cm. Są one gęsto upakowane, ale wyraźne, poroździelane cienkimi, nieregularnymi laminami lub smugami materiału węglanowego lub pelitycznego barwy szarej (fig. 11B). Lokalnie występują nieregularne, zdeformowane warstwy gruzłowe, nadające skale strukturę mozaikową zaburzoną

(fig. 11D). Anhydryty mozaikowe zawierają pseudomorfozy po selenicie. Występuje w nich laminacja smużysta, nieregularna, gruzłowa oraz przerosty i skupienia materiału dolomitowego lub pelityczno-dolomitowego. Wykazują zróżnicowaną mikrostrukturę: mieszaną, pryzmatyczną lub ziarnistą, strefowo mikropryzmatyczną, mikroziarnistą i faskularną. Płyty nieciągłe i nieregularne oraz żyły poli-pryzmatyczne świadczą o intensywnej rekrytalizacji. Głównym składnikiem mineralnym jest anhydryt (tab. 5).

Litofacja anhydrytów warstwowych obejmuje skały zawierające ciemne laminy (grubości 1–3 mm) ilasto-dolomitowe, smugowane substancją organiczną oraz grubsze

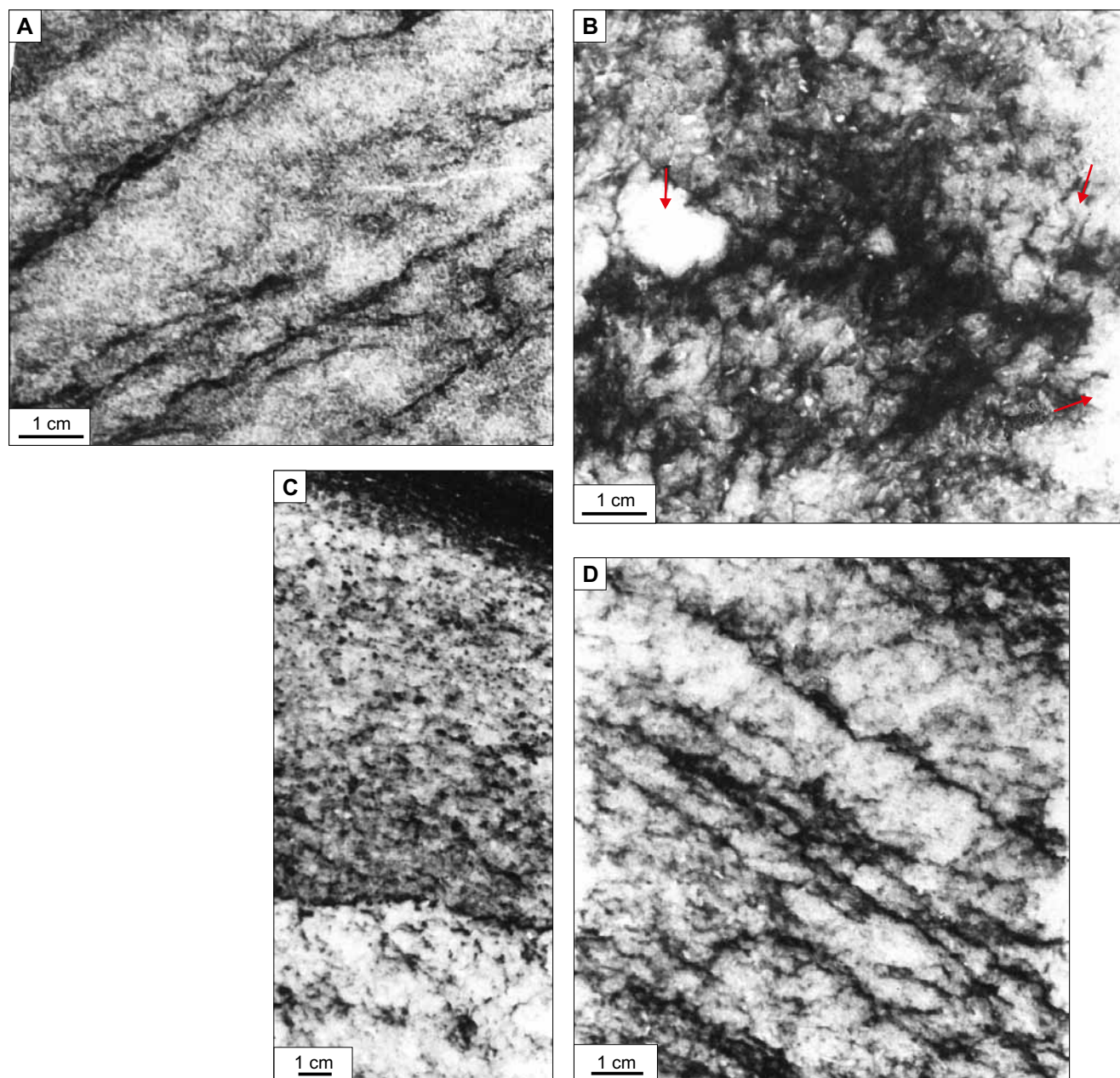


Fig. 11. Typy anhydrytu wyróżnione w obrębie anhydrytu dolnego (A1d) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

A. Anhydryt soczewkowo-smużysty. Ciemne smugi i nieciągłe laminy są zbudowane z węglanów i materii organicznej, głęb. 2266,9–2267,0 m. **B.** Anhydryt mozaikowy. Gruzły anhydrytowe, lokalnie o zarysach ostrokrawędzistych, podkreślonych przebiegiem smug węglanowo-organicznych (strzałki), przypominają pseudomorfozy po kryształach selenitowych, głęb. 2264,9–2265,0 m. **C.** Anhydryt warstwowany, w dolnej części wyraźnie graniczący z anhydrytem mozaikowym. Anhydryt smużkowany węglanami i materią organiczną wykazuje uziarnienie frakcyjne, głęb. 2264,35–2264,60 m. **D.** Anhydryt mozaikowy o zaburzonej laminacji. Nieregularne laminy węglanowo-organiczne (ciemne) rozdzielają gruzłowe warstwy anhydrytowe (jasne), głęb. 2264,17–2264,30 m

Types of anhydrite distinguished within the Lower Anhydrite in the Nieświń PIG 1 borehole

A. Lenticular-banded anhydrite. Darker and discontinuous laminae consist of carbonates and organic matter, depth 2266.9–2267.0 m. **B.** Mosaic anhydrite. Anhydrite nodules, locally sharp-edged, underlined by carbonate-organic flames (arrows), resemble the pseudomorphs after selenite crystals, depth 2264.9–2265.0 m. **C.** Laminated anhydrite, distinct boundary with mosaic anhydrite in the lower part. Anhydrite, thinly laminated with carbonates and organic matter, shows the fractional graining, depth 2264.35–2264.60 m. **D.** Mosaic anhydrite with disturbed lamination. Irregular, carbonate laminae (dark) separate nodular, anhydrite laminae (hell), depth 2264.17–2264.30 m

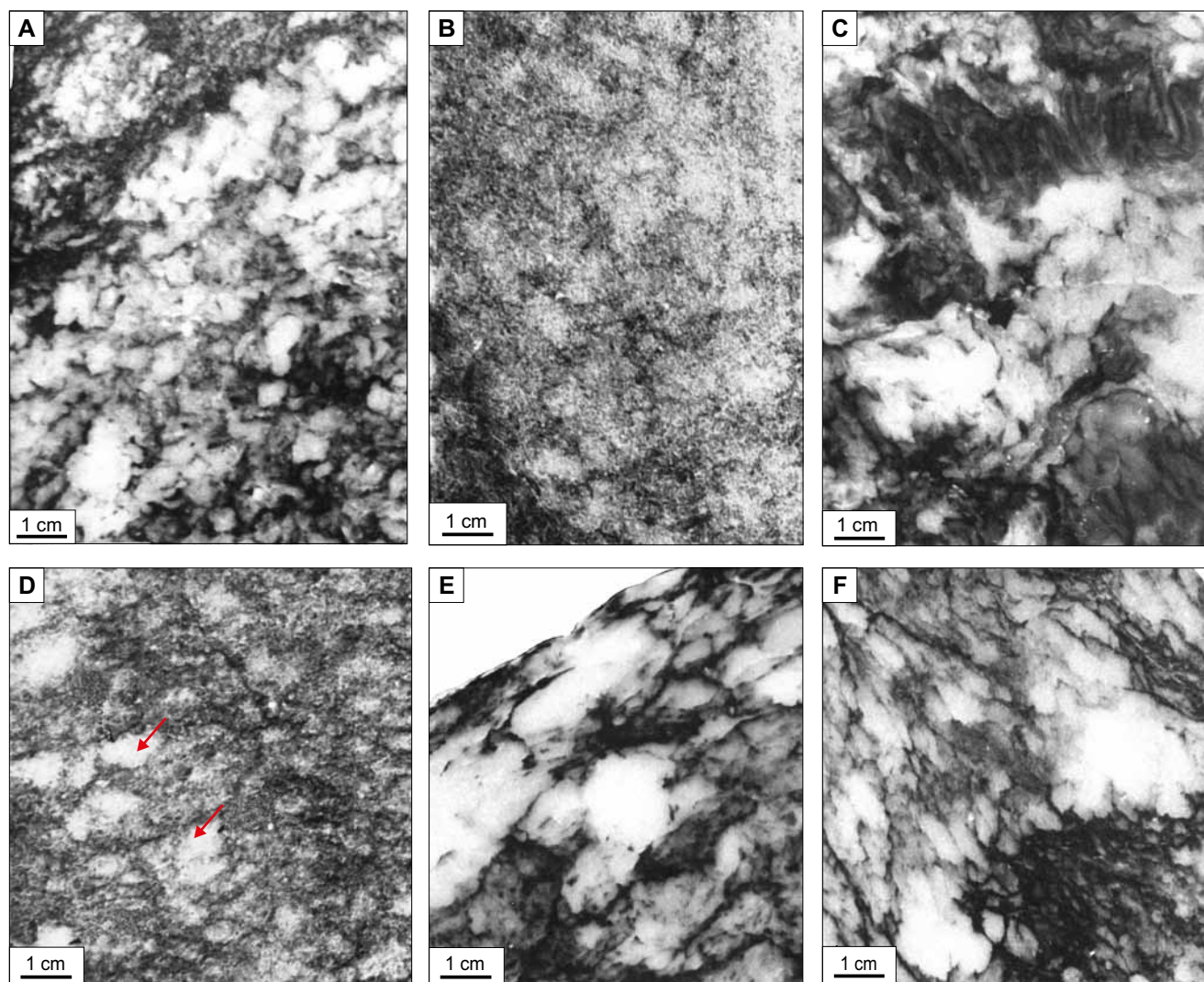


Fig. 12. Typy anhydrytu wyróżnione w obrębie anhydrytu górnego (A1g) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

A. Anhydryt gruzłowo-mozaikowy o węglanowym matriks zanieczyszczonym materią organiczną. Gruzły anhydrytowe o zarysach ostrokrawędzistych stanowią prawdopodobnie pseudomorfozy po kryształach selenitu. Litotyp C, głęb. 1976,65–1976,80 m. **B.** Anhydryt chmurzasty, głęb. 1975,60–1975,77 m. **C.** Anhydryt mozaikowy o zaburzonej laminacji. Warstwy zdeformowane enterolitycznie (struktury „trzewiowe”) ujawniają pod mikroskopem teksturę foliacyjną. Litotyp C, głęb. 1973,25–1973,40 m. **D.** Anhydryt mozaikowy z relikami ostrokrawędzistych gruzłów (strzałki), przypominających pseudomorfozy po kryształach selenitowych. Litotyp C, głęb. 1951,15–1951,30 m. **E, F.** Anhydryt mozaikowy o zaburzonej laminacji ze skupieniami i przemazami materiału dolomitowo-organicznego. Litotyp C, głęb.: E – 1950,5–1950,6 m; F – 1947,70–1947,83 m

Types of anhydrite distinguished within the Upper Anhydrite in the Nieświń PIG 1 borehole

A. Nodular-mosaic anhydrite with carbonate matrix contaminated with organic matter. Sharp-edged anhydrite nodules are probably the pseudomorphs after selenite crystals. Lithotype C, depth 1976.65–1976.80 m. **B.** Cloudy anhydrite, depth 1975.60–1975.77 m. **C.** Mosaic anhydrite with disturbed lamination. The enterolithically deformed laminae show foliation under microscope. Lithotype C, depth, 1973.25–1973.40 m. **D.** Mosaic anhydrite with the relicts after sharp-edged nodules (arrows), resembling pseudomorphs after selenite crystals. Lithotype C, depth 1951.15–1951.30 m. **E, F.** Mosaic anhydrite with disturbed lamination and dolomitic-organic fumes and agglomerations. Lithotype C, depth: E – 1950.5–1950.6 m; F – 1947.70–1947.83 m

(1–10 cm), laminowane pakiety anhydrytowo-ilasto-dolomitowe, miejscami wapniste. Pakiety te poprzedzielane są jasnymi warstwami siarczanowymi, o grubości do 12 cm, zanieczyszczonymi materiałem dolomitowo-ilastym rozproszonym lub tworzącym drobne, poziomo wydłużone smużki i płatki (fig. 11C). W obrębie tych warstw stwierdzono uziarnienie frakcyjne normalne, wyrażone grada-

cją wielkości kryształów anhydrytu oraz zmiennym udziałem materiału niesiarczanowego (fig. 10). Wydłużone składniki są zorientowane kierunkowo, równoległe do laminacji. Warstwy anhydrytu zazwyczaj są nierówne, miejscami zdeformowane, gruzłowate, zgrubiałe lub wycienione, ograniczone laminami ilastymi lub ilasto-organicznymi. Charakterystycznymi mikrostrukturami są ziarnista

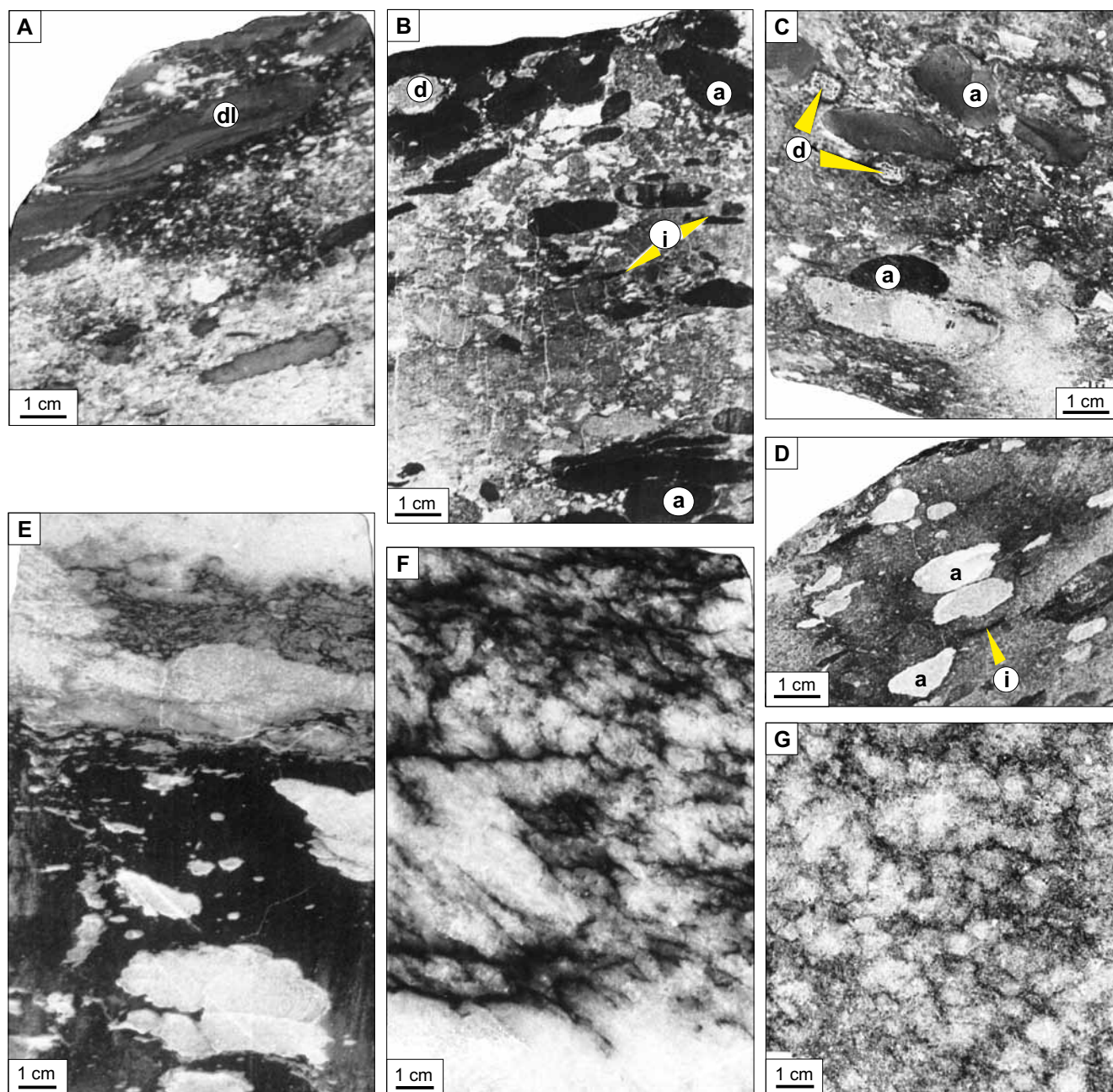


Fig. 13. Typy anhydrytu wyróżnione w obrębie anhydrytu górnego (A1g) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

A–D. Brekcje i zlepianie anhydrytowo-węglanowo-ilaste złożone z litoklastów dolomitów bezstrukturalnych (d), laminowanych biopelmikrosparytów (dl), anhydrytów (a) i ilowców (i), tkwiących w obfitym matriks dolomitowo-ilasto-anhydrytowym, zanieczyszczonym materią organiczną. Wydłużone ziarna wykazują jednokierunkową orientację. Okruchy dolomitów są miejscowo, głównie na obrzeżach, wapniste i porowate (fig. C, strzałki). Litotyp B, głęb.: A – 1944,3–1944,4 m, B – 1943,85–1944,00 m, C – 1943,4–1943,5 m, D – 1942,2 m. **E.** Kontakt anhydrytu gruzłowego o matriks dolomitowo-ilastym, impregnowanym anhydrytem (część dolna) z anhydrytem masywnym o zaburzonej smużystości, wykazującym cechy upłynnionego osadu. Litotyp C, głęb. 1941,5–1941,7 m. **F.** Anhydryt mozaikowy o zaburzonej laminacji. Litotyp C, głęb. 1940,6–1940,8 m. **G.** Anhydryt mozaikowy, strefowo silnie przekrystalizowany. Granice gruzłów są podkreślone przez smugi materiału dolomitowego. Litotyp C, głęb. 1937,30–1937,45 m

Types of anhydrite distinguished within the Upper Anhydrite in the Nieświń PIG 1 borehole

A–D. Anhydrite-clayey breccias and conglomerates, composed of the structureless dolomite (d), laminated biopelmicrosparite (dl), anhydrite (a) and claystone (i) lithoclasts, embedding in dolomitic-clayey-anhydritic matrix, contaminated with organic matter. Elongated grains show the unidirectional orientation. Dolomite crumbs are locally, mainly on margins, calcareous and porous (fig. 3, arrows). Lithotype B, depth: A – 1944.3–1944.4 m, B – 1943.85–1944.00 m, C – 1943.4–1943.5 m, D – 1942.2 m. **E.** Contact between nodular anhydrite with dolomitic-clayey matrix, impregnated with anhydrite (lower part) and massive anhydrite with disturbed lamination, showing the features of liquified sediment. Lithotype C, depth 1941.5–1941.7 m. **F.** Mosaic anhydrite with disturbed lamination. Lithotype C, depth 1940.6–1940.8 m. **G.** Mosaic anhydrite, zonally strongly recrystallized. Boundaries of nodules are underlined by flames of dolomitic material. Lithotype C, depth 1937.30–1937.45 m

i mikroziarnista, sporadycznie kierunkowo-pryzmatyczna. Wśród składników rekryształizacyjnych przeważają płaty, żyły oraz agregaty polipryzmatyczne. Pospolite są pseudomorfozy po pryzmatycznych kryształach gipsu, często kierunkowo wydłużone. Wśród składników mineralnych dominuje anhydryt.

Anhydryt górny (A1g)

Poziom anhydrytu górnego ma w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich najpełniejsze wykształcenie i największy zasięg (fig. 3). W otworze Nieświń występuje na głęb. 1928,0–1981,5 m i ma miąższość 53,5 m. W jego środkowej części wyróżniono, jako odrębną jednostkę litostratygraficzną, brekcję anhydrytu górnego (BrA1) (fig. 5, 10). Pozostałe skały anhydrytu górnym zaliczono do litotypu C (fig. 10). Obejmuje on głównie litofacje anhydrytów masywnych, mozaikowych (fig. 12D, 13G), także o zaburzonej laminacji (fig. 9C, E, F, 13F) i chmurzastych. Głównym składnikiem mineralnym jest anhydryt. Podrzędnie występują: gips, dolomit, kalcyt, kwarc, minerały ilaste, celestyn, moganit i piryty. Rzadziej spotyka się anhydryty warstwowane, gruzłowo-mozaikowe, gruzłowo-mozaikowe warstwowane lub gruzłowo-mozaikowe zaburzone. W dolnej części wydzielenia liczne są pseudomorfozy po poziomach selenitu typu murawy i pojedynczych kryształach pryzmatycznych (fig. 12A). Sporadycznie spotyka się pseudomorfozy po poziomach selenitu typu *cavioli sensu* Richter-Bernburg (1973) (fig. 10).

Litofacja anhydrytów chmurzastych obejmuje przekryształizowane dolomity, z przemazami i smugami dolomitycznymi lub ilasto-bitumicznymi, rozdzielającymi jaśniejsze strefy gruzłowe o rozmytych, przypominających kształtem chmury, zarysach (fig. 12B). Występuje tu laminacja smużysta, nieregularna oraz gruzłowa. Mikrostruktury są podobne do spotykanych w litofacji anhydrytu mozaikowego.

Litofacja anhydrytów gruzłowo-mozaikowych wyróżnia się obecnością sferycznych i elipsoidalnych gruzłów anhydrytowych o średnicy kilku cm (maksymalnie 8 cm) w obrębie matriksu pelityczno-węglanowego (fig. 12A). Udział gruzłów przekracza 25% objętości skały. Gruzły występują pojedynczo, jako formy izolowane, lub w skupieniach typu *chicken wire* w warstwach o grubości do 20 cm. Te ostatnie nadają skale strukturę gruzłowo-mozaikową warstwowaną. Pojedyncze gruzły i ich skupienia często są zdeformowane lub rozciągnięte nieregularnie poziomo wydłużone smugi. Pospolita jest także struktura entrolityczna („trzewiowa”), wyrażona zaburzonym układem warstw gruzłowych – anhydryty gruzłowo-mozaikowe zaburzone (fig. 14A–C). Przestrzeń międzygruzłową wypełnia dolomikrosparyt ilasty lub ilowiec pylasto-dolomityczny, zazwyczaj silnie impregnowany siarczanami, miejscami zanieczyszczony materią organiczną. W obrębie matriksu zaznacza się laminacja pozioma, falista lub nieregularna.

Wewnętrzna część gruzłów buduje anhydryt fasikularny, mikropryzmatyczny lub mikroziarnisty, otoczony aureolą kryształów pryzmatycznych anhydrytu strefowo przekryształizowanego. W obrębie matriksu pospolicie występują pseudomorfozy po soczewkowych kryształach gipsu, rozmieszczone chaotycznie lub kierunkowo, równoległe do laminacji. Laminacje podkreślają nieciągłe, gruzłowate skupienia, o grubości do 2 mm, anhydrytu mikropryzmatycznego wraz z porfiroblastami gipsu wtórnego. Głównym składnikiem mineralnym gruzłów jest anhydryt (tab. 5). W mniejszej ilości występuje gips i dolomit. W spoiwie stwierdzono minerały ilaste, łyszczyki, kwarc, kalcyt, związki żelaza, moganit i celestyn.

Brekcja anhydrytu górnego (BrA1).

Osady BrA1 występują na głęb. 1941,7–1945,4 m i mają miąższość 3,7 m. Reprezentują litotyp B (fig. 10) wykształcony jako brekcja i/lub zlepienie anhydrytowo-węglanowo-ilasty. Skałę budują litoklasty (o średnicy od kilku mm do kilku cm) anhydrytów i gipsów wtórnych, ilowców, mułowców i dolomitów (fig. 14A–D). Klasty są zazwyczaj poziomo rozciągnięte, niekiedy zdeformowane. Okruchy siarczanowe mają zarysy nieregularne, wyraźne lub rozmyte. Spoiwo jest pelityczne lub dolomitowo-ilasto-siarczanowe, często silnie impregnowane gipsem wtórnym porfiroblastycznym i smugowane materią organiczną. W obrębie spoiwa wydłużone składniki wykazują kierunkową orientację. Spoiwem brekcji jest dolomikrosparyt ilasto-siarczanowy lub ilowiec dolomityczny przetkany porfiroblastami gipsu wtórnego. Lokalnie, w obrębie matriksu występują pseudomorfozy po kryształach pryzmatycznych i soczewkowych oraz ziarnach gipsu. Klasty i gruzły anhydrytowe wykazują mikrostrukturę spłśnioną lub chaotycznie-pryzmatyczną, strefowo przekryształizowaną. Wśród klastów węglanowych pospolite są okruchy laminowanych biopelmikrosparytów, niekiedy wapnistych, z pseudomorfozami po kryształach gipsu. W spoiwie, poza minerałami ilastymi, stwierdzono: kwarc, moganit, łyszczyki, kalcyt, dolomit, celestyn i związki żelaza.

ANHYDRYTY CYKLU PZ2

Anhydryt podstawowy (A2)

Osady anhydrytu podstawowego występują na głęb. 1894,5–1898,0 m i mają miąższość 3,5 m (fig. 5, 10). Wykształcone są w litofacjach anhydrytu mozaikowego, gruzłowego i gruzłowo-mozaikowego o matriksie węglanowo-pelitycznym (fig. 14D–F). Charakterystycznymi strukturami są tu: nieregularna laminacja organiczna, fenestra, skalcyfikowane włókna sinic, struktury deformacyjne, poziomo wydłużone gruzły siarczanowe – pojedyncze lub po-

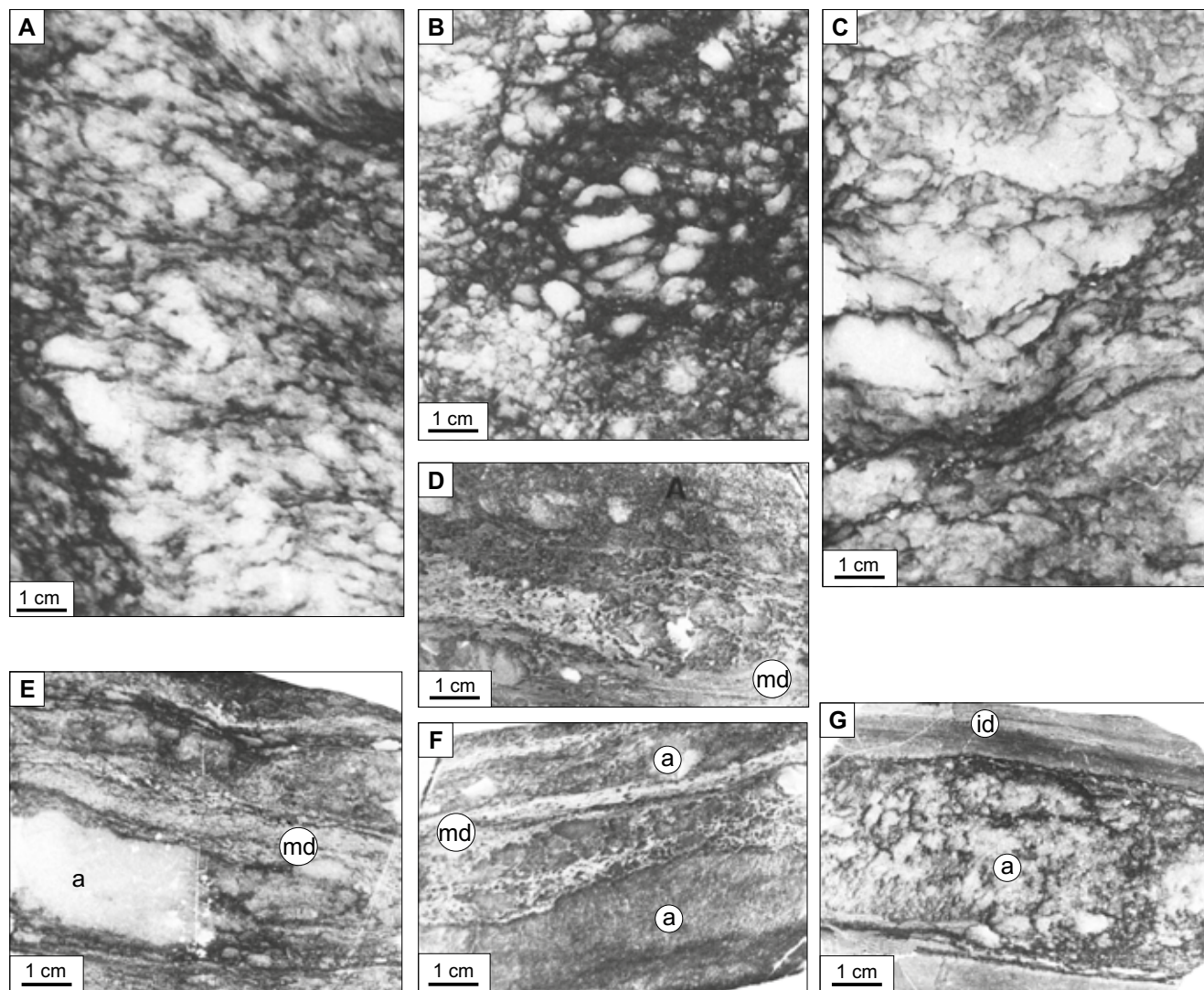


Fig. 14. Typy anhydrytu wyróżnione w anhydrycie górnym (A1g), podstawowym (A2) i kryjącym (A2r) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

A–C. Anhydryt gruzłowo-mozaikowy zaburzony. Gruzły strefowo, jednokierunkowo wydłużone, o zarysach nieregularnych i rozmytych, wykazują efekt częściowego upłynnienia i deformacji plastycznej. Anhydryt górny (A1g), Litotyp C, głęb.: A – 1935,4–1935,6 m, B – 1932,65–1932,79 m, C – 1931,6–1931,8 m. **D–F.** Anhydryt gruzłowo-mozaikowy. Gruzłowe warstwy dolomitowe są przedzielone mułowcem dolomitowym (md) z gruzłami i impregnacjami anhydrytu (a). Drobne gruzły o zarysach ostrokrawędzistych to pseudomorfozy po pryzmatycznych kryształach gipsu. Anhydryt podstawowy (A2); głęb.: D – 1894,65 m, E – 1895,9–1896,0 m, F – 1897,8 m. **G.** Warstwa anhydrytu mozaikowego w iłowcu dolomitycznym (id). Anhydryt kryjący (A2r), głęb. 1890,8–1890,9 m

Types of anhydrite distinguished within the Upper Anhydrite (A1g), Basal Anhydrite (A2) and Screening Anhydrite (A2r) in the Nieświń PIG 1 borehole

A–C. Nodular-mosaic anhydrite with disturbed lamination. Nodules are zonally, unidirectional elongated, with irregular, washy outline and show the features of partial fluidization and ductile deformation. Upper Anhydrite, lithotype C, depth: A – 1935.4–1935.6 m, B – 1932.65–1932.79 m, C – 1931.6–1931.8 m. **D–F.** Nodular-mosaic anhydrite. Nodular, anhydrite laminae are separated by dolomitic mudstone (md) with anhydrite nodules and impregnations (a). Small, sharp-edged nodules are the pseudomorphs after prismatic, gypsum crystals. Basal Anhydrite, depth: D – 1894.65 m; E – 1895.9–1896.0 m, F – 1897.8 m. **G.** Layer of mosaic anhydrite within dolomitic claystone (id). Screening Anhydrite, depth 1890.8–1890.9 m

łączone w warstwy. Gruzły siarczanowe wykazują cechy wzrostu wypierającego oraz mikrostrukturę fasikularną, mikropryzmatyczną i mikroziarnistą. W górnej części kompleksu występują iłowce beżowo-szare z gruzłami anhydrytowymi, przechodzące stopniowo ku stropowi w mułowce beżowe i brunatne z siarczanami terygenicznego recesywnego T2r (fig. 10).

Anhydryt kryjący (A2r)

Osady anhydrytu kryjącego występują na głęb. 1894,5–1898,0 m i mają miąższość 3,5 m (fig. 5, 10). Reprezentują litofacje anhydrytu mozaikowego, gruzowo-mozaikowego i gruzłowego o matriks pelitycznym. Skały te są nieregularnie laminowane i smugowane materia organiczną. Za-

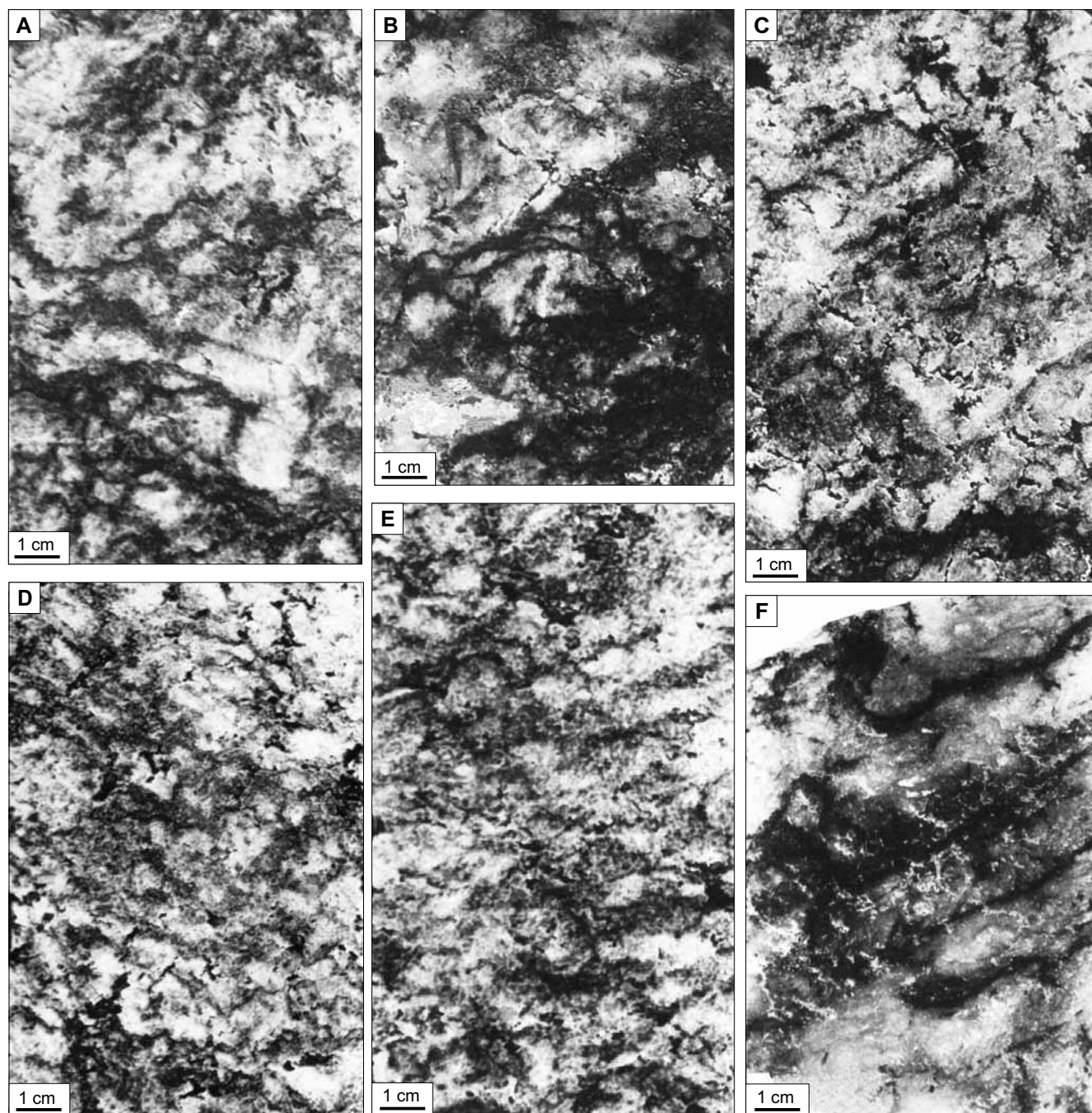


Fig. 15. Typy anhydrytu wyróżnione w anhydrycie głównym (A3) w otworze wiertniczym Nieświń PIG 1

A–E. Anhydryt szkieletowy. Zarysy pseudomorfoz po kryształach selenitu (jasne) rozmieszczone są chaotycznie i podkreślone smugami dolomikrosarytu zanieczyszczonego materią organiczną (ciemne). Liczne pory z rozpuszczania halitu; głęb.: A – 1869,4–1869,6 m, B – 1869,2–1869,3 m, C – 1868,40–1868,55 m, D – 1868,25–1868,40 m, E – 1866,2–1866,4 m. F. Anhydryt o zaburzonej laminacji, warstwowany materiałem dolomitowo-organicznym, silnie przekryształowany. W tle skały widoczne nieregularne, drobne pory z rozpuszczania, głęb. 1864,10–1864,25 m

Types of anhydrite distinguished within the Main Anhydrite in the Nieświń PIG 1 borehole

A–E. Skeletal anhydrite. Outlines of pseudomorphs after selenite crystals (hell) are chaotic deployed and underlined by dolomicrosparite flames contaminated with organic matter (dark). Numerous pores after dissolved halite, depth: A – 1869.4–1869.6 m, B – 1869.2–1869.3 m, C – 1868.40–1868.55 m, D – 1868.25–1868.40 m, E – 1866.2–1866.4 m. F. Anhydrite with disturbed lamination, bedded with dolomitico-organic material, strongly blastic. Small pores after dissolved crystals are irregularly deployed in groundmass, depth 1864.10–1864.25 m

wierają gruzły siarczanowe o średnicy od kilku mm do 1 cm, często silnie zdeformowane i połączone w warstwy (fig. 14G). Miejscami obserwuje się pseudomorfozy (o długości do 3 cm) po wiązkach kryształów selenitu i pryzmatycznych kryształach gipsu. Utwory te stopniowo przechodzą w mułowce dolomityczne szarego iłu solnego (T3).

ANHYDRYTY CYKLU PZ3

Anhydryt główny (A3)

Utwory anhydrytu głównego stwierdzono na głęb. 1845,0–1876,0 m (31,0 m miąższości), przy czym do badań był dostępny tylko ich sześciometrowy odcinek, z dolnej części kompleksu (fig. 5, 10). Wykształcony jest on w całości w litofacji anhydrytów szkieletowych, silnie przekryształizowanych z pseudomorfozami po kryształach selenitowych, z zaburzonym warstwowaniem w górnej części profilu (fig. 15F). Jako anhydryty szkieletowe określono anhydryty porowate i kawerniste z wtrąceniami halitu (fig. 15A–E). Kryształy halitu, zazwyczaj o średnicy do 2 cm, są przezroczyste i rozmieszczone nieregularnie lub pasmowo. Miejscami halit występuje w większych, kilkucentymetrowych agregatach. Pory są równoboczne lub nieregularne. Sferowo łączą się w większe strefy kawerniste, nadając skale charakterystyczny, szkieletowy wygląd. Stwierdzono tu pseudomorfozy po murawie selenitowej, wiązkach *cavioli* i kryształach selenitowych rozmieszczonych chaotycznie (fig. 10). Widoczna jest laminacja nieregularna i smużysta materiałem pelitycznym lub pelityczno-węglanowym oraz przerosty i skupienia dolomitu. Anhydryty szkieletowe wykazują reliktową mikrostrukturę sferolityczną, miejscami ziarnistą, zatartą wskutek rekryształizacji. Relikty sferolitów mają postać wachlarzowatych agregatów polikrystalicznych o średnicy do 3,6 mm, złożonych z pryzmatycznych kryształów anhydrytu, o zbliżonej orientacji optycznej i często szarych barwach interferencyjnych. Podstawowe składniki petrograficzne zrekrystalizowanych anhydrytów obejmują żyły, wielkie (średnicy do 6 mm) płyty polipryzmatyczne oraz kryształy prostokątne, kwadratowe lub nieregularnego, amebowatego kształtu. Smugi i laminy dolomikrosparytowo-organiczne,

o liniowym, zygzakowatym przebiegu, podkreślają zarysy pseudomorfoz po kryształach selenitowych oraz drobnych (0,10–0,45 mm), pryzmatycznych kryształach gipsu. Obrzeża i wierzchołki pseudomorfoz po wielkich selenitach budują żyły i płyty rekryształizacyjne. Poza anhydrytem, halitem i dolomitem, stanowiącymi główne składniki mineralne, w anhydrytach szkieletowych stwierdzono również kwarc, minerały ilaste, tlenki i wodorotlenki żelaza oraz polihalit.

UWAGI NA TEMAT SKŁADU CHEMICZNEGO ANHYDRYTÓW

Zawartość siarczanów (w przeliczeniu na sumę anhydrytu, gipsu i celestynu) jest zróżnicowana w poszczególnych litofacjach. Największą średnią zawartość wykazują anhydryty soczewkowo-smużyście (97,93% wag.) i mozaikowe (90,41% wag.). W pozostałych odmianach anhydrytu udział siarczanów nie przekracza 90% wag. Spośród poziomów anhydrytowych najwyższy udział siarczanów wykazuje anhydryt podstawowy (A2) (80,33% wag.). W miarę oddalania się od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wzrasta udział siarczanów i średnia zawartość anhydrytu (do 85,05% wag. w otworze Nieświń PIG 1), a maleje gipsu.

Średni udział węglanów w poziomach anhydrytowych w profilu Nieświń PIG 1 wynosi 3,18% wag., natomiast części nierozpuszczalnych – 3,13% wag. Podobnie jak w przypadku siarczanów, ilość węglanów i substancji nierozpuszczalnej maleje w poziomach anhydrytowych w miarę oddalania się od trzonu paleozoicznego.

Średnia zawartość strontu w poziomach anhydrytowych otworu Nieświń PIG 1 jest mała i wynosi 0,08%, przy czym obserwuje się spadek zawartości ku górze profilu (por. tab. 5; fig. 10). Dla porównania, w profilach położonych bliżej cokołu paleozoicznego średnia zawartość strontu dochodzi do 0,34%. Wyniki te potwierdzają wcześniejszą sugestię, że anhydryty wtórne – wczesno- lub późnodiagenetyczne – wykazują niską zawartość strontu (por. Kasprzyk, 1992). Średnia zawartość baru jest jeszcze niższa i wynosi w profilu Nieświń PIG 1 0,02% wag. (20 ppm). Nie wykazuje ona takiego zróżnicowania w poszczególnych poziomach anhydrytowych, jak zawartość strontu.

Ryszard WAGNER

PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYŃSKICH POZIOMÓW WĘGLANOWYCH W REJONIE WIERCENIA NIEŚWIŃ PIG 1 NA TLE REGIONALNYM

UWAGI WSTĘPNE

Góry Świętokrzyskie zamykają od południa bruzdę śródpolską, stanowiącą w permie obszar o maksymalnej

subsydencji (Wagner, 1994). Trzon paleozoiczny stanowił w cechsztyńskim obszar lądowy o urozmaiconej morfologii (Kowalczewski, Rup, 1989), w którego obniżenia wniknęło zatokami morze cechsztyńskie. Stanowił on półwysp rozle-

głego ładu, rozciągającego się na południe od Gór Świętokrzyskich (Wagner, 1998a).

W kierunku NW od trzonu paleozoicznego rozciągał się morski basen cechsztynu. W pobliżu trzonu paleozoicznego charakteryzował się słabą i umiarkowaną subsydencją o stosunkowo małych miąższościach cechsztynu i zredukowanym profilu stratygraficznym. Dalej, w kierunku NW, na obszarze położonym ok. 60 km od trzonu paleozoicznego subsydencja była bardzo silna, w której wyniku wzrosła miąższość cechsztynu, pojawiły się młodsze formacje stratygraficzne i zanikły osady terygeniczne. Na północnym obrzeżeniu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i w N części niecki Nidy rozwinęły się trzy cyklotemy węglanowo-ewaporatowe PZ1, PZ2 i PZ3, u podstawy których występują poziomy skał węglanowych: wapień cechsztyński (Ca1), dolomit główny (Ca2) i dolomit płytowy (Ca3).

Otwór wiertniczy Nieświń PIG 1 jest zlokalizowany na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w odległości ok. 35 km od trzonu paleozoicznego. W profilu cechsztynu występują wszystkie poziomy skał węglanowych (Kowalczewski i in., 1991b).

TRANSGRESJA CECHSZTYNU

Utwory cechsztynu w Górach Świętokrzyskich i na ich przedpolu występują nad kontynentalnymi osadami czerwonego spągowca u podstawy permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego, okrywającego stary, silnie sfałdowany kaledońsko-waryscyjski trzon paleozoiczny (Kowalczewski, Rup, 1989). Są one widoczne na powierzchni tylko fragmentarycznie, na peryferiach odsłoniętego trzonu paleozoicznego. Rozpoznano je ponadto w kilkudziesięciu otworach odwierconych na bliskim i dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich.

Po waryscyjskich ruchach tektonicznych, w czasie których zostały sfałdowane osady dewonu i karbonu, relief ładu świętokrzyskiego był gruntownie przekształcany, w wyniku intensywnej denudacji, w czasie późnego karbonu i wczesnego permu. Materiał terygeniczny był znoszony w kierunku NW i tworzył kontynentalną pokrywę osadową czerwonego spągowca.

W końcu czerwonego spągowca relief ładu świętokrzyskiego wszedł w stadium dojrzałe. Jedynie trzon paleozoiczny zbudowany z starszych, bardziej odpornych na erozję skał, zachował jeszcze wyraziste kształty morfologiczne. Bliskie przedpole Gór Świętokrzyskich, o pagórkowatym charakterze, stanowiło obszar denudacyjny, z którego był odprowadzany materiał terygeniczny do basenu górnego czerwonego spągowca. W podłożu bliskiego przedpola odsłoniła się powierzchnia zbudowana z drobnoklastycznych skał karbonu dolnego. Dalej, w kierunku NW, rozpościera-

ła się rozległa pustynna równina, w której obniżonym centrum rozciągały się okresowe, bezodpływowe, wysychające zbiorniki wodne. W okresach suchych tworzyły się wędrujące wydmy.

Na tak ukształtowaną powierzchnię wkroczyła transgresja morza cechsztyńskiego w wyniku silnego impulsu subsydencji tektonicznej (Wagner, 1994). Transgresja była szybka, wkraczała bowiem na prawie spenepienizowany obszar. Jej działalność wyznaczają płaty osadów transgresywnych Zp1, w postaci drobnootczakowych zlepieńców i piaskowców dość powszechnie występujących pod wapieniem cechsztyńskim, utworzonych z nieznacznie przerobionego podłoża. W niektórych, bardziej wyniesionych miejscach, osady węglanowe leżą bezpośrednio na utworach karbonu dolnego lub skałach starszych.

Basen cechsztyński rozszerzył zdecydowanie zasięg ku południowi, w stosunku do kontynentalnego basenu górnego czerwonego spągowca. Morze dotarło do trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, wkraczając w jego obręb wyerodowanymi dolinami, tworząc szereg płytkich zatok. Wybrzeże miało tu bardzo urozmaicony przebieg. Po obydwu stronach trzonu paleozoicznego utworzyły się rozległe zatoki, od wschodu zatoka Ostrowca Świętokrzyskiego, od zachodu zatoka Jędrzejowa (Wagner, 1998a). Trzon paleozoiczny miał charakter półwyspu. Morze cechsztyńskie „przerobiło” starsze, permskie rumosze zwietrzelinowe w dnach dolin i na ich zboczach, tworząc zlepieńce transgresyjne, podścielające i przewarstwiające osady Ca1. Zlepieńce mają bardzo zmienną miąższość, na ogół niedużą do 10 m, ale lokalnie osiągają kilkadziesiąt metrów.

Dalej od trzonu paleozoicznego, w kierunku NW i w północnej części Niecki Nidziańskiej, na dawnej równinie denudacyjnej czerwonego spągowca, utworzyła się rozległa platforma węglanowa wapienia cechsztyńskiego, o rozciągłości zbliżonej do równoleżnikowej, i łagodnie opadającym stoku ku centralnej części basenu. Bardziej głębokowodna strefa basenowa utworzyła się na miejscu kontynentalnego basenu czerwonego spągowca.

Ponad transgresywnymi osadami zlepieńca podstawowego PZ1 występuje łupek miedzionośny (T1). Są to szaroczarne łupki wapniste z cienkimi przewarstwieniami wapieni z bogatą organiką (łupki bitumiczne) o przeciętnej miąższości 30–60 cm. Łupki miedzionośne reprezentują dojrzałe stadium transgresji cechsztyńskiej i mają szeroki zasięg. W kierunku brzegu przechodzą lateralnie w osady węglanowe lub klastyczne, w odległości od 10 do 60 km od interpretowanej strefy brzegu basenu.

Występująca przy spągu cechsztynu, w profilu Nieświń PIG 1, cienka warstwa piaskowców zlepieńcowatych (powtórzona tektonicznie) reprezentuje transgresywny zlepieniec podstawowy Zp1, leżący na lekko zmetamorfizowanych i sfałdowanych osadach karbonu.

WAPIEŃ CECHSZTYŃSKI (Ca1)

Podczas sedymentacji łupku miedzionośnego transgresja osiągnęła maksimum zasięgu, tworząc basen morski o urozmaiconej linii brzegowej. Morze wapienia cechsztyńskiego było płytkowodnym (maksymalna głębokość nie przekraczała 100 m), subtropikalnym zbiornikiem o normalno-morskim zasoleniu i bogatej faunie. Miąższość Ca1 waha się w szerokich granicach od kilkudziesięciu cm do ponad 130 m. Osady węglanowe tworzą sekwencję regresywną. W dolnej części profilu występują osady głębokowodne, przechodząc stopniowo ku górze w skrajnie płytkowodne, a nawet subaeralne. Było to wydarzenie regresywne w skali całego basenu sedymentacyjnego. W końcu sedymentacji Ca1 osady uległy wynurzeniu w prawie całym basenie, nie wyłączając strefy basenowej. Tylko w nielicznych zagłębieniach tej strefy przetrwało morze (Peryt, 1984; Wagner, 1994).

W morzu wapienia cechsztyńskiego wyróżniono trzy główne strefy paleogeograficzne (Wagner, 1994, 1998a): brzeżną platformę węglanową, stok platformy węglanowej i równię basenową. Każda z tych stref charakteryzowała się odmiennymi miąższościami i typem osadów.

Przeważająca część osadów węglanowych tworzyła się na platformie węglanowej, a wapień cechsztyński osiągał tu maksymalne miąższości. Sprzyjała temu obfitość organizmów produkujących materiał węglanowy oraz subsydenca kompensowana sedymentacją, umożliwiającą akumulację dużych miąższości węglanów przy zachowaniu warunków płytkowodnych. W strefie przybrzeżnej istotny był dopływ materiału terygenicznego, mający wpływ na zmniejszenie tempa sedymentacji węglanów.

Stoki platformy węglanowej obejmowały strefę między zewnętrzną krawędzią platformy a równią basenową. Charakterystycznymi cechami tej strefy były: niższa aktywność hydrodynamiczna niż na platformie węglanowej (przewaga mułów węglanowych), redepozycja materiału węglanowego pochodzącego z platformy, miejscami ruchy masowe osadów i warstwowania frakcjonalne. Miąższość Ca1 wynosi tu od kilkunastu do 40 m, ale sporadycznie może osiągnąć 120 m. Stoki były najczęściej łagodne o niewielkim kącie nachylenia, a szerokość ich waha się od kilku do kilkudziesięciu kilometrów.

Równia basenowa zajmowała rozległe obszary centralnego basenu sedymentacyjnego. Miąższość Ca1 wynosi tu przeciętnie 5–10 m. W dolnej części profilu dominowały zailone mikryty utworzone w spokojnych warunkach sedymentacji, w górnej natomiast były to mikryty z przewarstwieniami onkolitów i stromatolitów. Zmiany warunków sedymentacji w centralnym basenie były wynikiem postępującego spływania.

Ogólne prawidłowości, dotyczące rozwoju wapienia cechsztyńskiego i ewolucji basenu, w którym powstawał, znajdują odzwierciedlenie także na omawianym obszarze. Na przedpolu, odmłodzonych w epoce waryscyjskiej, Gór Świętokrzyskich i w północnej części niecki Nidy utworzyła się rozległa platforma węglanowa tzw. platforma świętokrzyska (Wagner, 1994, 1998a) wraz ze stokiem przechodzącym ku północnemu-zachodowi w równię basenową (fig. 16).

Platforma węglanowa

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich tworzył w czasie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego półwysp o urozmaiconej linii brzegowej (Wagner, 1994). Morze wnikało w trzon licznymi, płytkimi zatokami: kajetanowską, gałęzicko-bolechowską i piekoszowską. Wapień cechsztyński jest rozpoznany w licznych odsłonięciach i płytkich wierceniach. Miąższość Ca1 wynosi tu od kilku metrów na trzonie paleozoicznym do 40 metrów w pewnym oddaleniu od niego. Układ izopachyt powtarzający ukształtowanie reliefu podłoża, zwiększa się do 30–40 m w osiach zatok i wydatnie zmniejsza się na wypiętrzonych blokach podłoża. Bezpośrednio przy trzonie paleozoicznym dominują zlepieńce, a skały węglanowe Ca1 występują w postaci przewarstwień. W pewnym oddaleniu od trzonu zlepieńce zanikają, występując tylko w spągu i w stropie Ca1.

W strefie brzegowej wapień cechsztyński jest zróżnicowany litologicznie. Zdecydowanie dominują tu utwory płytkowodne z poziomami stromatolitów, oolitów i onkolitów, z licznymi skamieniałościami małżów, ślimaków i ramienionogów. Obficie występuje także detryt fauny, w którym dominują rozkruszone szkielety mszywiolów. W obrębie skał węglanowych liczne są przewarstwienia skał terygeniczych – oprócz wspomnianych wyżej zlepieńców, także piaskowce i mułowce. Pewnym wyjątkiem jest obszar zatoki kajetanowskiej, gdzie, przy samym brzegu, powstawały mikrytowe, zailone i bitumiczne wapienie z licznymi ramienionogami. Była to spokojna laguna o niewielkiej dostawie materiału terygenicznego.

Dalej od trzonu paleozoicznego, w kierunku północno-zachodnim, występuje strefa dużych miąższości wapienia cechsztyńskiego (Łopuszno 1, Radwanów IG 1 i Radoszyce 3; Wagner i in., 1989). Są to wapienie z przewarstwieniami dolomitów, głównie mikrytowe, silnie zailone (zwłaszcza w dolnej części profilu), laminowane i przewarstwiane materiałem terygenicznym, głównie frakcji piaszczystej, miejscami przechodzące nawet w piaskowce węglanowe. Materiał terygeniczny był dostarczany z trzonu paleozoicznego i wyniesienia Włoszczowej. Cały profil z Łopuszna IG 1 składa się z takich skał. W profilach z Radwanowa IG 1 (Jurkiewicz, 1980) i Radoszyce 3, wyższa część profilu jest zdecydowanie mniej piaszczysta i zawiera nieco liczniejsze, choć ubogie, fragmenty mikrofauny, sporadycznie ramienionogi, małże i mszywioly. Najwyższy odcinek jest silnie przekrystalizowany bez widocznych ziaren szkieletowych. Geneza tak dużych miąższości jest związana z wypełnianiem obniżeń dna zbiornika mułem węglanowym, znoszonym z płytszych stref razem z materiałem terygenicznym. Być może tylko najwyższa część profilu tworzyła się *in situ* z organizmów produkujących węglan wapnia.

Na północ od tej strefy, a także na NW i SE rozciąga się nierozpoznany obszar domniemanych barier na krawędzi platformy węglanowej. Istnienie takich barier, jak na przykład na sąsiedniej platformie śląskiej (Wagner, 1998a), jest bardzo prawdopodobne. Do ich rozwoju wystarczy nieduży próg morfologiczny na obszarze granicznym między platformą a równią basenową, aby w czasie fazy regresywnej,

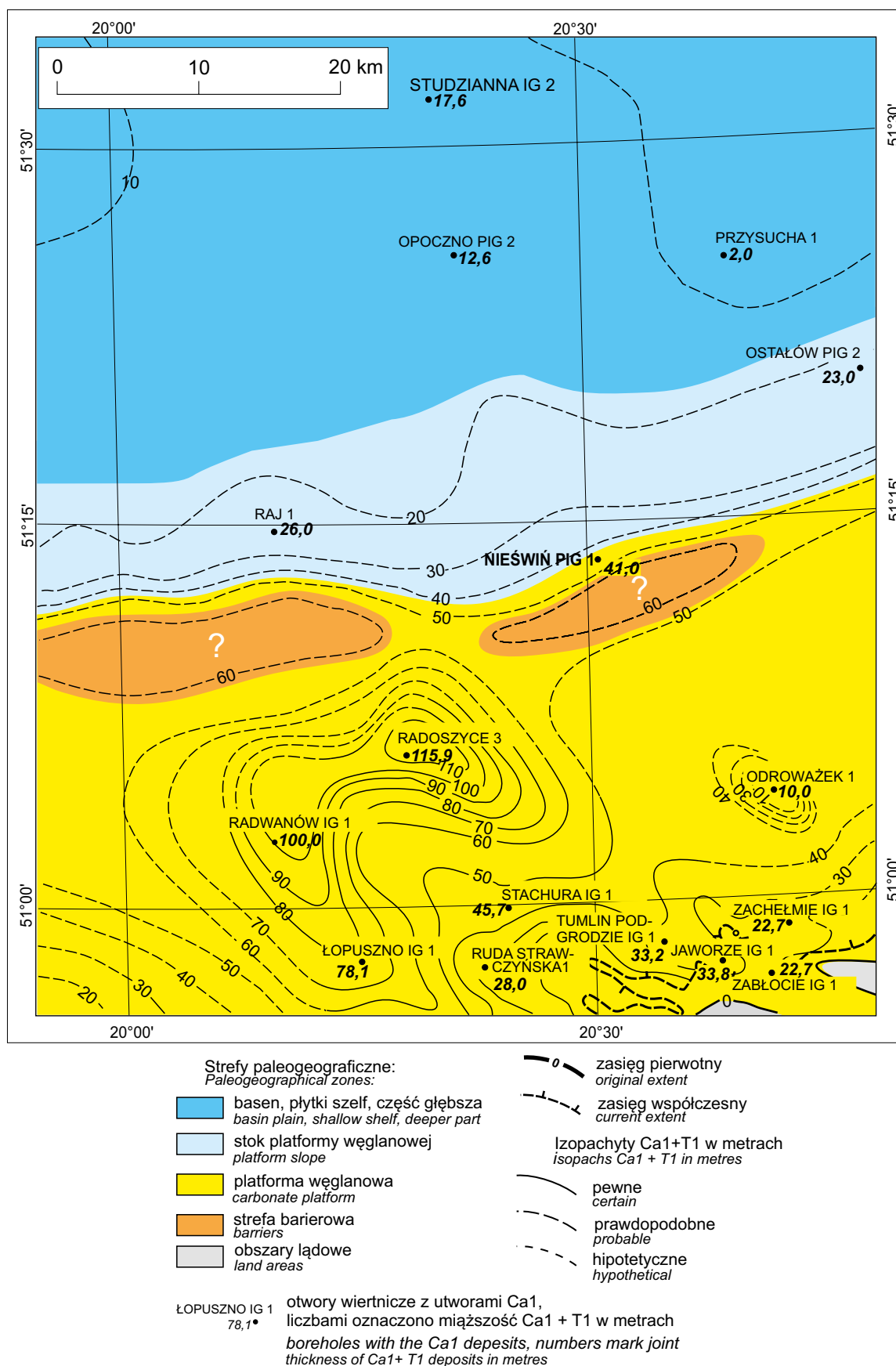


Fig. 16. Paleogeografia wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i północnej części niecki Nidy
Paleogeography of the Zechstein Limestone in the NW margin of the Holy Cross Mts. and northern part of the Nida Basin

przy obniżeniu wód w basenie, mogły powstać płycizny z poziomami onkolitów, stromatolitów i mszywiolów. Jeżeli nie ma takiego progu, a dno basenu obniża się łagodnie i stopniowo w kierunku równi basenowej, bariera nie powstanie. Na podstawie dzisiejszego stopnia rozpoznania oba warianty są jednakowo prawdopodobne.

Stok platformy węglanowej

Stok świętokrzyskiej platformy węglanowej jest dość słabo rozpoznany dwoma otworami wiertniczymi – Nieświń PIG 1 i Ostałów PIG 2 (fig. 16)⁶. Na podstawie braku struktur spływów grawitacyjnych można jedynie przypuszczać, że nachylenie stoku było niewielkie.

Sekwencja osadów wapienia cechsztyńskiego w otworze Nieświń PIG 1 (41,0 m miąższości), wykształconego jako monotonna, dość homogeniczna seria dolomitów o małym zróżnicowaniu mikrofacjalnym, świadczy o usytuowaniu profilu w górnej części stoku, najbliższej domniemanej bariery. Depozycję rozpoczęły laminowane, silnie zailone madstony z nielicznymi skamieniałościami, przelawicane madstonami nielaminowanymi z bioklastami i materiałem terygenicznym, posiadające cechy osadu płytkowodnego. Pojawienie się laminarnych struktur stromatolitowych może wskazywać na okresowe spłyceńia, po których następowały powroty do warunków otwartej platformy (zailone osady mułowe bez domieszki terygenicznej). Widoczne liczne warstwowania przekątne dowodzą znacznej aktywności hydrodynamicznej. Były to aktywne piaski węglanowe poddane falowaniu i okresowo stabilizowane poziomami mat stromatolitowych. Ponowne spłyceńie pod koniec sedymentacji wapienia cechsztyńskiego (seria biolaminitowa) doprowadziła do całkowitego wynurzenia i częściowej erozji.

Osady wapienia cechsztyńskiego w otworze Ostałów PIG 2 o miąższości 23,0 m (Kowalczewski, 2006b) są bardziej zróżnicowane mikrofacjalnie, zwłaszcza w dolnym odcinku profilu. Po depozycji madstonów/wakstonów z bioklastami nastąpiło wyraźne spłyceńie, na co wskazuje znaczna domieszka składników terygenicznych, laminy ziarniste i zlepniłowate oraz niewielkie powierzchnie rozmęć. Następny pakiet osadów, w najwyższym odcinku dolnej części profilu, wskazuje na okresowe pogłębienie zbiornika, a następnie ponowne spłyceńie (pojawiają się osady o cechach stromatolitu). Wydaje się, że depozycja osadów w Ostałowie PIG 2 odbywała się na obszarze zewnętrznego skłonu bariery węglanowej, gdzie następowały częste zmiany głębokości morza.

Równia basenowa

Profile mikrofacjalne analizowanych osadów są na ogół typowe dla utworów powstałych w przybrzeżnej, płytkiej strefie basenowej. Z wyjątkiem otworów Studzianna IG 2 (17,6 m; Jurkiewicz, 1988), Opoczno PIG 2 (12,6 m; Kowalczewski, 2006a) i Budziszewice IG 1 (14,0 m; Wagner i in.,

1989) miąższość analizowanych osadów wynosi mniej niż 10 m, co wiąże się ze znaczną kondensacją i zwolnieniem tempa sedymentacji.

Następstwo mikrofacjalne badanych osadów w strefie basenowej ma charakter transgresywno-regresywny z sekwencją spływającą się ku górze profilu. Decydujący wpływ na rozwój sedymentacji osadów wapienia cechsztyńskiego w tym rejonie miały wzajemne relacje czynników hydrodynamicznych, hydrochemicznych (zasolenie) i batymetria.

Madstony laminowane, należące do poziomu łupka miedzionośnego (T1), zalegające w spągu profili badanych otworów, mają stosunkowo niewielkie miąższości (0,5–1,5 m) i przewarstwiają się lub przechodzą w sposób ciągły w madstony nielaminowane. Madstony laminowane zawierają znaczne ilości składników terygenicznych (kwarc, muskowit, hydrołysczyki), napławione przez prądy bioklasty muszlowej fauny małżowej i mikrofauny otwornicowo-małżoraczkowej. Występuje tam dodatkowo glaukonit, apatyt, piryt oraz materiał organiczny (saproelowo-humusowy), co wskazuje na depozycję osadów w strefie głębszej zbiornika, w warunkach słabo natlenionych o stosunkowo niskim reżimie przepływu prądów dennych.

Madstony nielaminowane są zubożone w bioklasty, brak w nich ziarnistych składników stref płytkowodnych, zawierają natomiast liczne smugi i pasemka ilasto-organiczne oraz węglisto-bitumiczne, rozproszony kwarc frakcji pyłowej; czasami obserwuje się wyraźne kontury masywnych, inkrustacyjnych mszywiolów (Studzianna IG 1; Wagner i in., 1989). Wskazuje to na warunki spokojnej sedymentacji w obszarze chronionym od płytkowodnej depozycji prądowej.

Lokalnie (Studzianna IG 1) sedymentacja mikrytowych osadów węglanowych była przerywana przez klastyczną (mułowcową) ze składnikami nieodpornymi na transport i wietrzenie (łysczyki), co wskazywałoby na bliskość obszaru alimentacji. Wzrost miąższości w profilach Studzianej IG 2 (por. Jurkiewicz, 1988) i Budziszewice IG 1 (Wagner i in., 1989) był spowodowany podwyższoną miąższością madstonów. Niewykluczone, że w pobliżu mógł istnieć wypiętrzony blok podłoża, na którym rozwinęły się biohermy glonowo-cyjanobakteryjno-mszywiolowe, np. w pobliżu otworu Opoczno PIG 2, w którym miąższość wapienia cechsztyńskiego wynosi 12,6 m (por. Kowalczewski, 2006a).

Wzrastająca ku górze profilu aktywność reżimu hydrodynamicznego zapoczątkowała sukcesję osadów ziarnistych i peloidalno-bioklastycznych (mszywiolowych). Osady ooidowo-onkoidowe reprezentują fazę spływania zbiornika i wzrastającą, ale zmienną w czasie, turbulencję wód. Ziarna obleczone są różnej wielkości (0,04–3,00 mm), mają zróżnicowany charakter: prosty – wielopowłokowy (o rytmicznie narastających koncentrycznych laminach) lub powierzchniowy, gdzie powłok brak, a ziarno jest koncentrycznie obleczone przez cyjanobakteryjne obrosty. Częste

⁶ Brak jest danych z otworu Raj 1, a profil z otworu Żerechowa 1 nie został zbadany mikrofacjalnie.

fluktuacje wód oraz okresowo zasilające prądy dennie spowodowały dopływ materiału terygenicznego i uwęglonej substancji organicznej (sapropelowej i prawdopodobnie humusowej). Obecność ziaren z powłokami cyjanobakteryjnymi (pozbawione komponentów ilastych) i lokalne wzbogacenie w elementy mikrobialne (peloidy), świadczy o niewielkich zmianach zasolenia w obrębie deponowanego osadu, umożliwiając zasiedlenie go przez glony i cyjanobakterie (sinice).

W górnych partiach omawianych profili nastąpiło zastąpienie kompleksów ooidowo-mszywiolowych przez zubożony inwentarz fauny małżowej i mikrofauny otwornicowo-małżoraczkowej, otwornice płożące, organizmy tolerancyjne na zmiany zasolenia wód. Nastąpiło wyraźne spłylenie i rozwój form stromalitowych (kolumniennych i sferycznych) oraz mat mikrobialnych (cyjanobakteryjnych). Obserwowane obecnie mikrostruktury sedimentacyjne powstały w wyniku działalności życiowej glonów i cyjanobakterii. W strefie tej mogły istnieć warunki zbliżone do morskiego środowiska wadycznego, typowego dla końcowej fazy sedimentacji wapienia cechsztyńskiego w facji basenowej (Wagner, 1994).

Powszechne spłylenie w tym czasie spowodowało wynurzenie i zapewne niedużą erozję na platformie węglanowej Ca1 oraz uruchomienie sedimentacji osadów terygenicznego recesywnej serii terygenicznego T1r na obszarze platformy węglanowej, w pobliżu trzonu paleozoicznego. Procesy te nie były intensywne z uwagi na postępujący wzrost suchości klimatu, a w rezultacie przerwały i zakończyły sedimentację skał węglanowych wapienia cechsztyńskiego.

DOLOMIT GŁÓWNY (Ca2)

Dolomit główny powstał w wyniku ingresji świeżych wód morskich, która przerwała sedimentację ewaporatów cyklotemu PZ1 i spowodowała nawrót sedimentacji węglanowej (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1998). Ingresja postępowała powoli, stopniowo rozrzedzając stężenie soli w wodach basenu cechsztyńskiego i podniosła ich poziom. Z tego powodu obserwuje się kontakty przejściowe w strefie basenowej, na granicy dolomitu głównego z niżej leżącym anhydrytem górnym cyklotemu PZ1, natomiast ostre na stoku platformy, a często również na samej platformie. Także często występuje w najwyższej części anhydrytu górnego cienka (0,2–0,5 m) warstwa dolomitu, świadcząca o oscylacyjnym charakterze zmian reżimów sedimentacyjnych. Kontakty erozyjne występują głównie na szczytowych częściach elewacji grzbietów anhydrytowych cyklotemu PZ1, które w momencie ingresji były wynurzone.

Zasięg basenu dolomitu głównego był jednak znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1, przeciętnie o 15–30 km, maksymalnie do 200 km. W północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zasięg sedimentacji węglanów dolomitu głównego, w stosunku do wapienia cechsztyńskiego, zmniejszył

się od 50 do 140 km. Cały południowy brzeg basenu dolomitu głównego był urozmaicony morfologicznie, prawdopodobnie o reliefie pagórkowym. Ówczesny, ekstremalnie suchy klimat łagodził wpływ pobliskiego Morza Tetydy i mogła rozwijać się szata roślinna (por. Fijałkowska, 1992b). Wzrost wilgotności skutkował zwiększoną sedimentacją osadów terygeniczych.

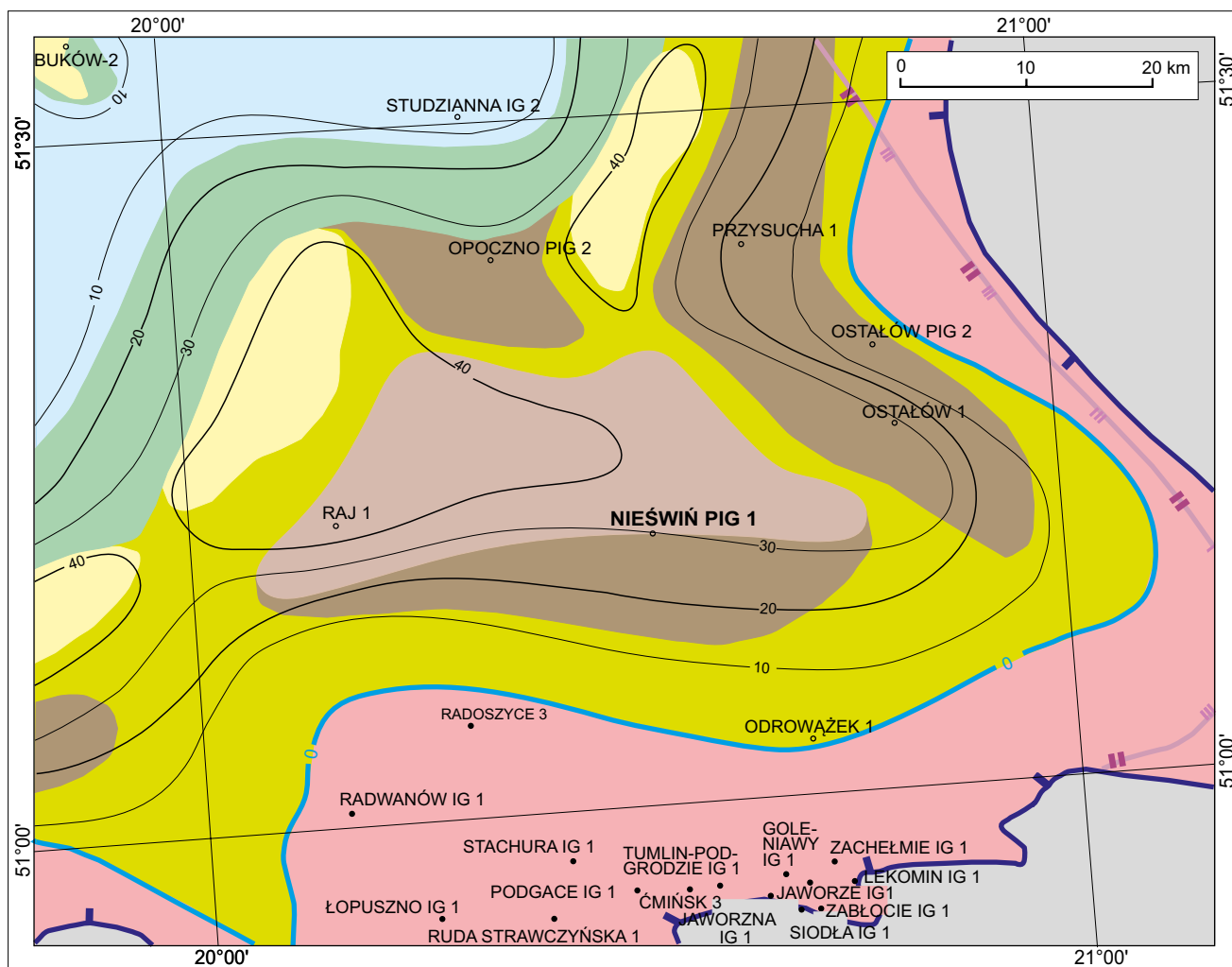
Sedimentacja osadów dolomitu głównego miała ogólnie charakter transgresyjno-regresyjny, ale w poszczególnych częściach basenu model ten ulegał istotnym zmianom i należy go rozpatrywać oddzielnie, w zależności od paleogeografii. Paleogeografia dolomitu głównego była ściśle powiązana z rozwojem bezpośredniego podłoża, czyli anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Rozwój platform anhydrytowych anhydrytu górnego decydował o szerokości i pochyleniu stoków platformy węglanowej dolomitu głównego, a strefa basenowa cyklotemu PZ1 kontynuowała się w dolomicie głównym.

W obrazie paleogeograficznym basenu dolomitu głównego, podobnie jak w zbiorniku Ca1, wyróżniają się trzy zasadnicze strefy (Wagner, 1994, 1998b, 2012; Jaworowski, Mikołajewski, 2007), którym odpowiadają odrębne systemy depozycyjne: platformy węglanowe, stoki platform węglanowych i równia basenowa. Przestrzenny układ tych systemów depozycyjnych wraz z ich zróżnicowaniem oraz paleomiąższością przedstawiono na mapie paleogeograficznej dolomitu głównego (fig. 17).

Platforma węglanowa

Platformy węglanowe dolomitu głównego w Polsce tworzą rozległe tarasy sedimentacji płytkowodnej, występujące w całej brzeżnej części basenu sedimentacyjnego (Wagner, 1994, 1998b). Szerokość platform była wyraźnie zróżnicowana i wynosiła od kilkunastu do 150 km. Morfologia poszczególnych platform zmieniała się od bardzo płaskich do silnie zróżnicowanych. Było to uzależnione od budowy geologicznej podłoża i istniejącego w nim paleoreliefu. Miąższość dolomitu głównego na platformach wynosiła przeciętnie 30–40 m, osiągając lokalnie w kulminacjach 60–100 m. Reżim sedimentacyjny był generalnie płytkowodny z przewagą osadów wysokoenergetycznych. Osady platformowe Ca2 charakteryzują się największym, w tym poziomie, zróżnicowaniem środowisk sedimentacyjnych i mikrofacji. Na platformie można wyróżnić cztery główne strefy facjalne: barierową, równi platformowej, saliny i subarealnej części platformy.

Strefa barierowa rozciągała się na zewnętrznej krawędzi platform, od strony otwartego morza. Bariery tworzyły się stopniowo, w miarę rozwoju sedimentacji węglanowej, aż zaczynały pełnić rolę przeszkody morfologicznej i oddzieliły obszar otwartego morza od pozostałej części platformy. Są one powszechne, aczkolwiek nie wszędzie wyraźnie rozwinięte (Wagner, 2012). Najczęściej występują w sąsiedztwie stref o stromym nachyleniu stoku platformy.



Obszar lądowy:

Land area:

ład o reliefie pagórkowatym
hill land

Równia basenowa (głębszy szelf):

Basinal plain (deeper shelf):

część płytsza
shallower part

Subarealna część platformy węglanowej:

Subaerial part of carbonate platform:

sebh siarczanowo-silikoklastyczna
sulphate-siliciclastic sebh

0 pierwotny zasięg Ca2
original extent of Ca2

pierwotny zasięg cyklotemu Pz2
original extent of Pz2 cyclothem

zasięg całkowitej erozji Ca2 i Pz2
extent of total erosion of Ca2 and Pz2

zasięg częściowej erozji Ca2
extent of partial erosion of Ca2

Platforma/izolowana platforma węglanowa (płytki szelf):

Carbonate platform/ isolated carbonate platform (shallow shelf):

równia platformowa
platform plain

przykrawędziowa bariera oolitowo-onkolitowa:
marginal oolitic-oncolitic barrier:

równia platformowa wysokoenergetyczna
high-energy platform plain

równia platformowa niskoenergetyczna
low-energy platform plain

Stok platformy/izolowanej platformy węglanowej:

Platform slope/isolated carbonate platform slope:

stok łagodny
gentle slope

otwór wiertniczy z przewierconym dolomitem głównym
boreholes with the Main Dolomite pierced

otwory wiertnicze poza zasięgiem dolomitu głównego
boreholes beyond the extent of the Main Dolomite

paleoizopachy w metrach
paleoisopachs in metres

Fig. 17. Paleogeografia dolomitu głównego (Ca 2) w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i północnej części niecki Nidy (wg Wagnera, 2012)

Paleogeography of the Main Dolomite in the NW margin of the Holy Cross Mts. and northern part of the Nida Basin (after Wagner, 2012)

Głównym budulcem barier były pery- do sublitoralnych piaski węglanowe, warstwowane poziomo i przekątnie, utworzone w systemie płyczn, ponad podstawą falowania, stabilizowane biolaminami, przerostami lub warstwami (w różnych proporcjach) mikrobialnymi (maty mikrobialne). Często występują budowle mikrobialne, typu stromatolitów i trombolitów (np. w profilu Buszewo 5; Wagner, 2012). Piaski węglanowe były zbudowane głównie z ooidów i onkoidów (często wielokrotnych), pizoidów i licznych intraklastów skał ziarnistych.

Równia platformowa rozciągała się za strefą barierową. Zajmowała bardzo duży obszar, stanowiąc pod tym względem największą jednostkę paleogeograficzną w obrębie platformy węglanowej. Była też bardzo zróżnicowana mikrofałownie i batymetrycznie. Różnice w morfologii nie były duże, tym niemniej, w środowisku płytkowodnym, stosunkowo niewielkie różnice w batymetrii powodowały zmiany reżimów sedymentacyjnych.

W obrębie równi platformowej wyróżniono dwie główne strefy: wysoko- i niskoenergetyczną. Strefami wysokoenergetycznymi były obszary równi platformowej o dużej aktywności hydrodynamicznej, spowodowanej głównie falowaniem. Strefy te powstawały na lokalnych elewacjach i strefach płyczn na zapleczu barier i obszarach przybrzeżnych. Osady węglanowe tworzyły liczne lokalne bariery (mówimy również o barierach wewnętrznych) i mielizny zbudowane głównie z warstwowanych poziomo i przekątnie greinstonów i pakstonów ooidowo-onkoidowych i peloidowych. Mielizny te i wewnętrzne bariery różnicowały dodatkowo strefę równi platformowej na małe baseny.

Strefy niskoenergetyczne natomiast występowały na zapleczu barier i mielizn oolitowo-onkolitowych oraz na rozległych często obniżeniach równi platformowej. W strefach spokojniejszych powstawały madstony i wakstony często regularnie laminowane i wzbogacone w substancję organiczną pochodzenia mikrobialnego, tworzącego biolaminy, stabilizujące materiał mułowy. Osady tego typu tworzyły się również na rozległych równiach mułowych, ze znacznym udziałem utworów mikrobialnych. Najczęściej zawierają one domieszki lub przewarstwienia wakstonów, pakstonów jako domieszki redeponowanego materiału ziarnistego, sporadycznie greinstonów oolitowo-onkolitowych lub peloidowych. Strefy niskoenergetyczne były szeroko rozprzestrzenione na równiach platformowych.

Saliny stanowiły płytkowodne fragmenty równi platformowej, ograniczone barierami piasków węglanowych. Charakteryzowały się bardzo silnym zasoleniem wód, powodującym okresową precypitację soli kamiennych.

W strefie przybrzeżnej subaeralnej części platformy rozwinęły się powszechnie facje sebhyy. Jej powstaniu sprzyjało płytkowodne środowisko, podwyższone zasole-

nie wód oraz gorący i skrajnie suchy klimat. W zależności od występowania różnych, głównych składników litologicznych wyróżniono trzy rodzaje sebhyy: siarczanową, siarczanowo-silikoklastyczną i silkoklastyczną.

Na dalekim przedpolu lądu Gór Świętokrzyskich rozwinęła się, na osadach siarczanowych cyklotemu PZ1, rozległa platforma węglanowa dolomitu głównego (tzw. platforma świętokrzyska) o szerokości od 50 do 140 km. Bliskie przedpole zajmowała szeroka strefa osadów klastycznych, reprezentowana przez pstre mułowce i iłowce, miejscami piaszczyste z nielicznymi konkrecjami anhydrytu o miąższości od 5 do 20 m. Bliżej trzonu paleozoicznego towarzyszyły im brekcje sedymentacyjne. Było to środowisko sebhyy silkoklastycznej. Nie stwierdzono tu środowiska saliny.

Przeważającą część świętokrzyskiej platformy węglanowej tworzyła równia platformowa wysoko- i niskoenergetyczna. Nie stwierdzono tu występowanie strefy barierowej, pomimo wykonania w tym celu kilku wierceń. Nieciągłą strefę barier zlokalizowano na zachodzie, w północnej części niecki Nidy, w rejonie wierceń Gomunice i na północnym wschodzie w rejonie Szwejk (Wagner, 2012).

Najlepiej, kilkoma otworami wiertniczymi, została rozpoznana równia platformowa niskoenergetyczna (Opoczno PIG 2, Przysucha 1, Ostalów PIG 2, Ostalów 1 (Kowalczewski i in., 1992) oraz Nieświń PIG 1). Szczególnie interesujący jest 30-metrowy profil dolomitu głównego z otworu Nieświń PIG 1, usytuowanego na pograniczu wysoko- i niskoenergetycznej równi platformowej. Jego dolną część (12,8 m) budują masywne madstony, reprezentujące spokojne środowisko poniżej podstawy falowania. W najniższej części profilu występuje cienka (2,4 m) warstwa zbudowana z madstonów prądowych z matą mikrobialną, wskazująca na wyższą aktywność hydrodynamiczną. Górną część profilu (15,0 m) budują wakstony z przewarstwieniami pakstonów z intraklastami i detrytem fauny małżowej, warstwowane równolegle i przekątnie. W najwyższej części są widoczne budowle mikrobialne – trombolity. Było to środowisko wysokiej aktywności hydrodynamicznej, przeważnie powyżej podstawy falowania.

Inne profile wymienione wyżej, reprezentujące środowisko niskoenergetycznej równi platformowej, są zbudowane z masywnych madstonów z fauną małżową. W górnej części profilu z Opoczna PIG 2 występuje warstwa wakstonów z pokruszonymi, prawdopodobnie napławionymi, szczątkami fauny małżowej oraz z laminami i kłębami mikrobialnymi. Dominowała tu spokojna sedymentacja, poniżej podstawy falowania. Innym przykładem niskoenergetycznej równi platformowej jest dobrze zbadany profil z Ostalowa PIG 2. Miąższość Ca₂ wynosi tu zaledwie 5,8 m. Są to madstony nieregularnie, poziomo laminowane mikrobialnie z nagromadzeniami małży napławionych sztormowo, utworzone w środowisku poniżej podstawy falowania. W najniższej części jest osuwisko grawitacyjne

z okruskami skały onkolitowej oraz fragmentami mat i budowli mikobialnych. W najwyższej części profilu występuje rytm dolomitowo-anhydritowy, charakterystyczny dla środowiska sebhya anhydritowej.

Stok platformy węglanowej

Stoki platform węglanowych są nierozdzielnie związane z platformami, ale reprezentują całkowicie różne środowiska sedimentacji. Systemy depozycyjne stoków są uzależnione od oddziaływania dwóch przeciwstawnych środowisk sedimentacji: płytkowodnej, wysokoenergetycznej zewnętrznej krawędzi bariery i względnie głębokowodnej, niskoenergetycznej strefy równi basenowej. Ogromne zróżnicowanie miąższości i facji osadów stokowych wynika głównie z morfologii krawędzi platformy węglanowej, kąta nachylenia stoku oraz prądów morskich przemieszczających się równolegle do stoku platform.

Miażdżość osadów stoku była kontrastowo zróżnicowana, najbardziej w całym basenie sedimentacyjnym, od kilku metrów do ponad 200 m w zależności od konfiguracji przebiegu bariery i kąta nachylenia stoku. W związku z tym wyróżniono dwa podstawowe rodzaje stoków: łagodny i stromy. Stok stromy występował przy zwiększonym kącie nachylenia dna basenu. Charakterystyczną jego cechą są małe miąższości osadów, rzędu kilkunastu metrów, niekiedy poniżej 10 m. Często występują tu brekcje i silne kontrasty facjalne np. greinstony ooidowe – madstony laminowane. Generalnie była to wąska strefa „wymiatania” osadów przez prądy zawieszinowe i trakcyjne, a także grawitacyjne spływy niezłityfikowanych lub częściowo złityfikowanych osadów. Poniżej tej strefy tworzyły się nasypy redeponowanych osadów węglanowych, składające się z materiału węglanowego, pochodzącego z platform węglanowych, transportowanych po stoku przez prądy zawieszinowe i spływy grawitacyjne. Charakterystyczna jest tu obecność pakstonów, wakstonów oraz zlepieńców i brekcji węglanowych – flotstonów i rudstonów z dość licznymi biolaminami sinicowymi stabilizującymi osady. Utwory te zazębiają się z rytmitami charakterystycznymi dla równi platformowej. Dolomit główny w strefie nasypów osiąga blisko 60 m miąższości.

Stok łagodny charakteryzuje się niewielkim pochylem dna basenu. W nachyleniu stoku występowały stosunkowo nieduże różnice w skali basenu, ale wpływały one w zasadniczy sposób na miąższość skał węglanowych i ich wykształcenie. Przy bardzo łagodnym, płaskim zapadaniu dna basenu zacierają się granice między równią platformową, stokiem i równią basenową.

Stok platformy świętokrzyskiej jest całkowicie nierozpoznany. Sądząc po zdecydowanej dominacji madstonów w tym systemie depozycyjnym w rejonie Gomunic, może się spodziewać jego łagodnego wykształcenia.

Równia basenowa

Równia basenowa dolomitu głównego rozwinęła się na obszarze centralnej bruzdy sedimentacyjnej, odziedziczonej po cykloteście PZ1 i usytuowanej na platformie paleozoicznej między strefą tektoniczną TESZ⁷ i frontem fałdowań waryscyjskich. Występuje także w osiowych częściach zatok nadbałtyckiej i podlaskiej na obszarze platformy prekambryjskiej. System depozycyjny osadów równi basenowej charakteryzuje się kondensacją i niskoenergetycznym środowiskiem sedimentacji, poniżej podstawy fałdowania. Miażdżość osadów węglanowych jest z reguły poniżej 10 m, a bardzo często nie przekracza 5 m. W obrębie równi basenowej można wyróżnić część głębszą i część płytszą z zatokami. Głębsza część była kontynuacją rozwoju depocentrum cyklotemu PZ1 w fazie sedimentacji ewaporatów. W dolomicie głównym tworzyły się tu ciemnoszarej barwy mikryty (madstony) laminowane – rytmy, wapienne i dolomitowe, o małej miąższości (najczęściej poniżej 10 m). Laminacja jest gęsta i występuje w odstępach milimetrycznych, a ciemnoszare, prawie czarne laminy były zbudowane z substancji ilastej i substancji organicznej. Substancja organiczna pochodzi prawdopodobnie z opadu szczątków martwego fitoplanktonu. Osady te powstały w głębokim basenie sedimentacyjnym na obszarze bruzdy centralnej, stanowiącej depocentrum cyklotemu PZ2, którego maksymalna głębokość mogła dochodzić do 300–400 m, a sedimentacja odbywała się w warunkach redukcyjnych. Głębsza część równi basenowej na przedpolu Gór Świętokrzyskich nie została rozpoznana.

Płytsza część równi basenowej występowała na obrzeżach części głębszej. Tworzyły się tu głównie dolomity, a przewarstwienia madstonów warstwowanych, występują w odstępach centymetrycznych. W strefach najpłytszych pojawiają się cienkie przewarstwienia wakstonów i niekiedy pakstonów utworzonych w wyniku działania dennych prądów trakcyjnych lub prądów zawieszinowych. Muły węglanowe są miejscami stabilizowane mikrobialnie. Przerosty i cienkie przewarstwienia mikrobialne mogły powstać przez zasiedlenie dna przez sinice bentoniczne, w płytszym etapie rozwoju basenu lub przez opad szczątków fitoplanktonu. Na dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich występuje słabo rozpoznany system płytszej równi basenowej. Są to madstony, miejscami laminowane o miąższości 8,0 m w otworze Studzianna IG 2.

W obrębie równi basenowej występowały miejscami izolowane mikroplatformy węglanowe, utworzone na wypiętrzeniach morfologicznych dna basenu. Poznano ich kilkanaście. Powierzchnia tych mikroplatform wahała się od kilku do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych (Peryt, Dyjaczynski, 1991; Wagner, 1994, 1998b, 2012). Litofacjalnie profile dolomitu są bardzo urozmaicone w zależności od wielkości mikroplatform. Większe z nich miały budowę

⁷ [ang.] *Trans-European Suture Zone*, zwana też strefą Teisseyre’a–Tornquista (T-T).

zbliżoną do dzisiejszych atoli z onkolitowo-oolitowymi barierami, otaczającymi spokojniejszą lagunę. Generalnie sedymentacja odbywała się tu w warunkach wysokiej energii hydrodynamicznej oraz świeżych (o mniejszym zasoleniu) wód morskich. Stoki mikroplatform były z reguły dość strome i często występowały tu brekcje i spływy grawitacyjne osadów oraz osady prądów zawieszinowych.

Na dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich istniała nieduża mikroplatforma Bukowa, utworzona na lokalnej elewacji podłoża cechsztynu. W profilu otworu Bukowie 2, w dolomicie głównym o miąższości 18,8 m, występują w dolnej części brekcje osuwiskowe, typowe dla stromego stoku, w górnej – pakstony onkolitowe utworzone w środowisku wysokoenergetycznym strefy barierowej i zewnętrznego, górnego stoku.

DOLOMIT PŁYTOWY (Ca3) I SZARY IŁ SOLNY (T3)

Silna transgresja morska, która zapoczątkowała sedymentację cyklotemu PZ3, wkroczyła na wyrównaną powierzchnię, wysychającego basenu salinarnego PZ2. Zasięg transgresji był bardzo szeroki, zwłaszcza na platformie paleozoicznej, porównywalny, a lokalnie nawet szerszy, niż zasięg Ca1. W stosunku do cyklotemu PZ2 linia brzegowa przesunęła się o 20–60 km, miejscami dalej.

Pierwszymi osadami transgresywnymi były skały terygeniczne szarego iłu solnego (T3), tworzące ciągłą pokrywę o niewielkiej miąższości (0,5–3,0 m) w centrum basenu do kilkunastu metrów w strefie brzegowej. Charakterystyczną ich cechą są przewarstwienia piaskowców w dominujących litologicznie mułowcach i iłowcach, nawet w depocentrum. Wynika z faktu, że transgresji towarzyszyło znaczne zwilgotnienie klimatu i rozwój sieci rzecznej. Osady te tworzyły się w płytkim basenie morskim.

W rejonie Gór Świętokrzyskich transgresja przekraczając przykryła osady cyklotemu PZ2 i dotarła do trzonu paleozoicznego, wkraczając w jego obręb zatokami. Na całym przedpolu Gór Świętokrzyskich szary ił solny ma większe niż w sąsiednich regionach miąższości i wyższy udział piaskowców w profilach. W pobliżu trzonu paleozoicznego występują nawet niedużej miąższości zlepieńce. Na dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich, w otworze Nieświń PIG 1 osady T3 mają miąższość 9,1 m. W dalej na północ położonym otworze Opoczno PIG 2 poziom T3 ma,

łącznie z dolomitem płytowym, 3,9 m miąższości, ale w otworze Przysucha 1 (o zbliżonym położeniu paleogeograficznym) – 14,5 m. W bliskim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miąższość T3 waha się w szerokich granicach od 1,0 do 7,5 m.

Basen dolomitu płytowego (Ca3) był rozległy i ogólnie płytki, z wyjątkiem depocentrum, w osiowych częściach bruzdy śródpolskiej. W strefie basenowej powstawały głównie laminowane madstony dolomitowe (z udziałem magnezytu) ze skamieniałościami małży, o miąższości 2–4 m. W brzeżnej części basenu utworzyła się nieciągła platforma węglanowa, miejscami rozcięta wąskimi przesmykami (Wagner, 1994), na której osadziły się utwory o przeciętnych miąższościach 20–40 m (Wagner, 1998c). Jej fragment stanowiła platforma świętokrzyska. Największą miąższość Ca3, w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, stwierdzono w otworze Raj 1 (ok. 25 m) i, jak wynika z karotażu, jest on wykształcony w postaci marglistych dolomitów. Na pozostałym obszarze platformy świętokrzyskiej miąższości Ca3 nie przekraczały 15 m. W otworze Przysucha 1, łącznie z T3, miąższość wynosi 16 m. Na dalekim przedpolu Gór Świętokrzyskich są to margliste dolomity o miąższości do 7 m. W profilu Nieświń PIG 1 miąższość Ca3 wynosi 4,5 m, ale poziom ten nie był rdzeniowany.

W bliskim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich miąższości Ca3 są również nieduże, od 0,4 do 11,0 m, a w pobliżu trzonu paleozoicznego – 2–4 m. Osady wykazują małe zróżnicowanie mikrofacjalne. W dolnej części występują maty mikrobialne z przewarstwieniami wakstonów muszlowych, miejscami piaszczyste, w górnej madstony laminowane (Jaworzna IG 1, Siodła IG 1), miejscami greinstony oolito-wo-onkolitowe (Radwanów IG 1). W obrębie obniżeń w trzonie paleozoicznym spotyka się cienkie poziomy węglanowe, zbudowane głównie z mat i budowli mikrobialnych (Sitkówka 1, Gałęzice 6). Osady te powstawały w płytkim zbiorniku morskim o niewysokiej aktywności hydrodynamicznej. Należy zwrócić uwagę, że w bliskim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osady Ca3 są przykryte głównie osadami teryogenicznymi stropowej serii terygeniczej (PZt) (Kuleta, Rup, 1980), a więc występuje tu luka stratygraficzna. Osady Ca3 były prawdopodobnie poddane procesom erozyjnym, przed sedymentacją utworów dolnego permu piaskowca. Ten czynnik zapewne tłumaczy małą miąższość osadów Ca3 i brak wyższych części profili.

Alicja KASPRZYK

PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYŃSKICH POZIOMÓW ANHYDRYTOWYCH W NW OBRZEŻENIU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

UWAGI WSTĘPNE

Zróżnicowanie litofacjalne oraz bogaty inwentarz struktur sedimentacyjnych utworów siarczanowych wskazuje na zmienne warunki sedimentacji w peryferycznej części zbiornika cechsztyńskiego. Warunki te, zrekonstruowane na podstawie podobieństwa do dobrze poznanych, pod względem facjalnym, współczesnych i kopalnych środowisk ewaporacyjnych, reprezentują środowiska zarówno subakwalne (względnie głębokowodne do skrajnie płytkowodnych), jak i subaeralne.

W strefie brzeżnej (perylitoralnej *sensu* Peryt, 1984) utwory siarczanowe tworzyły się w środowisku sebhyy. Facja sebhyy to zróżnicowany litologicznie kompleks utworów silikoklastycznych (pelitycznych i pelityczno-piaszczystych), węglanowych i siarczanowych, z charakterystycznym zespołem struktur sedimentacyjnych: laminacją biolaminoidów i stromatolitów, strukturami gruzłowymi i enterolitycznymi („trzewiowymi”), powierzchniami erozyjnymi oraz szczelinami z wysychania. Utwory te powstały na drodze akrecji fizycznej, produktywności biogenicznej, a także wytrącania chemicznego na obszarze przybrzeżnej równi akumulacyjnej i w skrajnie płytkowodnych, epizodycznych zbiornikach hypersalinarnych, o bardzo zmienionych granicach. Typowy dla kompleksu sebhyy rozkład facji obejmuje utwory silikoklastyczne, w wewnętrznej strefie równi, oraz utwory węglanowe – często mikrobialne – po stronie domorskiej. Jest prawdopodobne, że w środowiskach tych, poza gipsami, tworzyły się również anhydryty o charakterystycznych gruzłowych teksturach (por. Gavish, 1980).

W warunkach subakwalnych, w wodach płytkich, spokojnych, gęstościowo rozwarstwionych i o wysokim zasoleniu, charakteryzujących środowisko przybrzeżnych lagun – salin, powstawały gipsy selenitowe. Ich wzrost był okresowo przerywany lub hamowany w wyniku zwiększonego dopływu świeżych wód oraz wahań halkoliny (Arakel, 1980; Dronkert, 1985). Charakterystyczne struktury gipsów selenitowych to: poziomy typu murawy lub *cavoli*, zrosty krystaliczne, kryształy szablaste chaotycznie rozmieszczone, struktury obciążeniowe, powierzchnie rozpuszczania i/lub erozji. W okresach zwiększonej dynamiki wód lub wynurzenia gipsy selenitowe były erodowane i/lub częściowo rozpuszczane. Klastyczny osad gipsowy, remobilizowany i redeponowany w warunkach płytkowodnych, wykazuje takie struktury sedimentacyjne, jak warstwowanie przekatne, zmarszczkowe i uziarnienie frakcjonalne (Arakel, 1980). Okresowa niestabilność, najczęściej wywołana ruchami tektonicznymi, uaktywniała grawitacyjne ru-

chy masowe o charakterze osuwisk, spływów rumoszowych czy prądów zawieszinowych, które powodowały redystrybucję klastycznego osadu gipsowego z obszarów płytkowodnych do głębszych części zbiornika.

Procesy diagenetyczne, obejmujące zastępowanie, rozpuszczanie i rekrytalizację, prowadziły do częściowego lub całkowitego zatarcia pierwotnych struktur skał. W cechsztyńskich utworach siarczanowych procesy te zaznaczyły się w efekcie dehydratacji związanej z pograżeniem, a następnie – w warunkach zwiększonej migracji wód meteorycznych, zainicjowanej tektoniczną przebudową i/lub lokalnymi wynurzeniami – anhydryty uległy częściowej lub całkowitej hydratacji i zastąpieniu przez gips wtórny. Zarówno w anhydrytach, jak i gipsach wtórnych są obserwowane struktury pierwotnych skał gipsowych, pozwalające na interpretację warunków sedimentacji w peryferycznej części zbiornika ewaporacyjnego.

W obrazie paleogeograficznym cechsztynu NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wyraźnie zaznaczyły się trzy elementy: trzon paleozoiczny – łąd świętokrzyski, elewacja Włoszczowej i wyniesienie Radom–Kraśnik, oddzielające zatokę podlaską od tarasu świętokrzyskiego (Wagner, 1988). W trakcie sedimentacji osadów cechsztyńskich wokół tych elementów rozwinął się system rozległych platform i przyległych basenów. Relief podłoża podpermskiego miał istotny wpływ na sedimentację najstarszych poziomów anhydrytowych.

ANHYDRYT DOLNY (A1d)

Pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego nastąpiło obniżenie poziomu morza (Peryt, 1984; Peryt, Antonowicz, 1990), w wyniku czego znaczna część strefy brzeżnej została wynurzona i poddana intensywnej denudacji. W początkowym stadium sedimentacji salinarnej, w peryferycznej części zbiornika cechsztyńskiego uformował się system rozległych, przybrzeżnych równi akumulacyjnych typu sebhyy. Na obszarze tym powstawały skały klastyczne i węglanowe z siarczanami – typowe utwory anhydrytu dolnego, reprezentujące wzajemnie się zalegające facje sebhyy siarczanowej (otw. Stachura IG 1), węglanowo-siarczanowej (otw. Tumlin-Podgrodzie IG 1) i silikoklastyczno-siarczanowej (otw. Jaworze IG 1; [fig. 18A](#)).

Sedimentacja litofacji gruzłowych anhydrytu dolnego zachodziła w środowisku płytkowodnych, połączonych lagun/salin, tworzących system platformy siarczanowej. Jej rozwój, oparty o platformę węglanową, manifestuje się na obszarze dalekiego obrzeżenia (otw. Nieświń PIG 1), po-

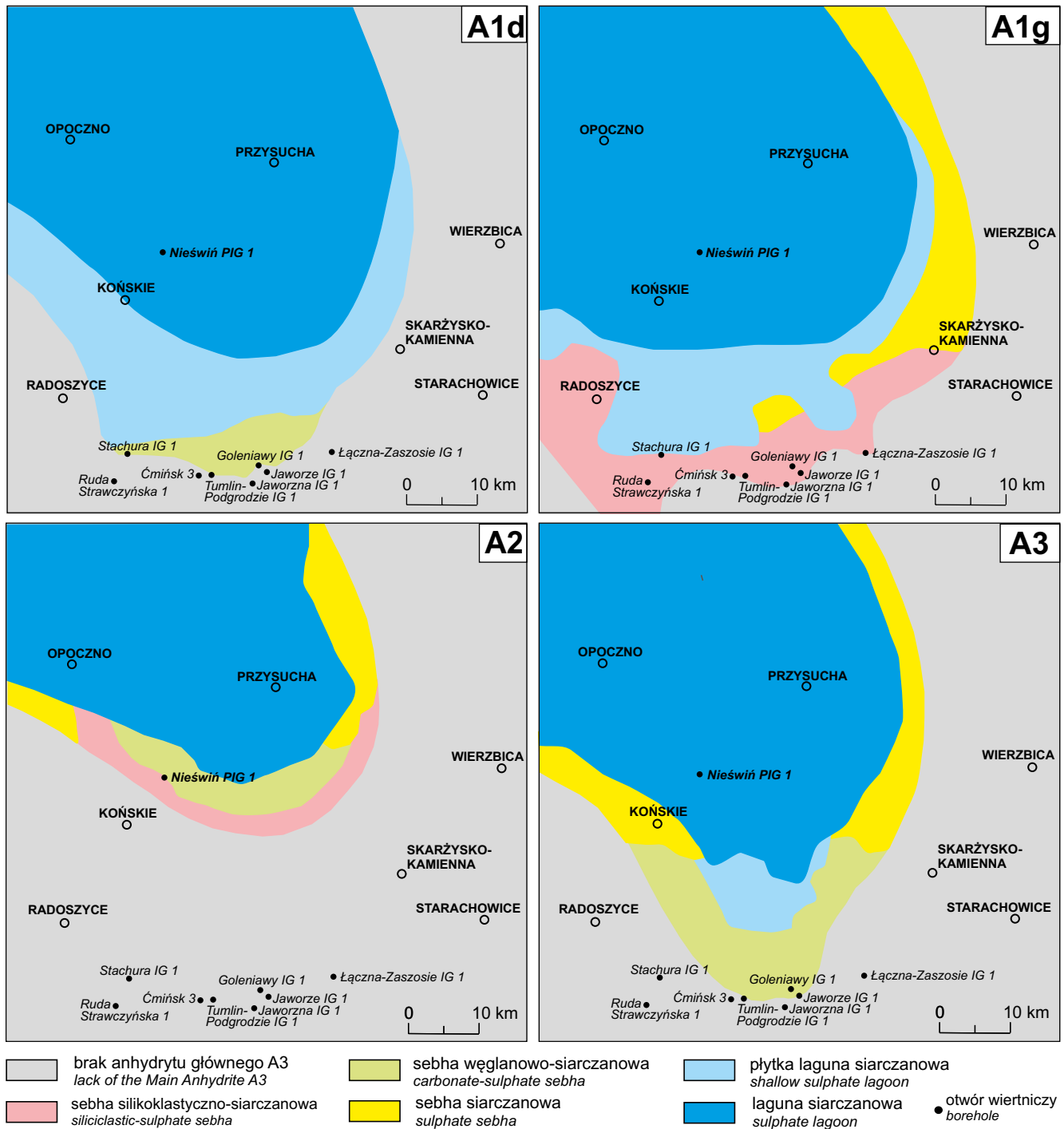


Fig. 18. Facje i paleogeografia poziomów anhydrytowych cechsztynu w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

Facies and paleogeography of the Zechstein anhydrite horizons in NW margin of the Holy Cross Mountains

wstaniem grubego kompleksu anhydrytów mozaikowych i masywnych z pseudorfozami po selenitach. Anhydryty soczewkowo-smużyste i pasmowe z uziarnieniem frakcyjnym są typowymi osadami redeponowanymi skłonu platformy (por. Orti i in., 1988; Kasprzyk, 1992). Reprezentują one facje strefy głębszej zbiornika. Jednocześnie z progradacją osadów platformy siarczanowej, w przyległym

basenie o silnej subsydencji (zatoka Studziannej), rozpoczęła się depozycja utworów chlorkowych cyklu PZ1, być może w wyniku stratyfikacji gęstościowej wód.

Obniżenie poziomu morza zahamowało rozwój platformy ewaporatowej. Strefa brzeżna, obejmująca obszar bliższego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, została wynurzona i poddana intensywniej denudacji. Ruchy wznoszące za-

znaczyły się na tym obszarze pod koniec cyklu PZ1 a ich rezultatem było epizodyczne wynurzenie części obszaru (np. rejon Tumlina) i przerwy sedimentacji (Kowalczewski, Lenartowicz, 1975). Zwiększona dostawa materiału terygenicznego, być może związana ze spływem fluwialnym obciążonym reziduum z rozpuszczania utworów siarczanowych, umożliwiła rozwój grubego kompleksu osadów klastycznych, podrzędnie z siarczanami, przykrywających utwory anhydrytu dolnego, a lokalnie, występujących bezpośrednio nad utworami wapienia cechsztyńskiego.

ANHYDRYT GÓRNY (A1g)

Ponowna transgresja zaznaczyła się powstaniem, na większej części obszaru bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, rozległej równi akumulacyjnej typu sebhzy z sedimentacją ewaporatów. Jedynie w części najbardziej południowej trwała nadal depozycja osadów klastycznych i podrzędnie węglanowych (Rup, 1985). Zróżnicowanie facjalne anhydrytu górnego pozwala na wyróżnienie następujących stref facjalnych: sebhzy silikoklastyczno-siarczanowej, węglanowo-siarczanowej, siarczanowej, płytkich salin kompleksu sebhzy oraz lagun siarczanowych stanowiących system połączonych, płytkich, w różnym stopniu izolowanych, zbiorników ewaporacyjnych (fig. 18B).

Na obszarze sebhzy silikoklastyczno-węglanowej, uformowanej w skrajnie peryferycznej części równi akumulacyjnej, utworzyły się iłowce i mułowce, niekiedy piaszczyste, z gruzłami impregnacjami siarczanowymi, brekcje anhydrytowo-ilaste oraz anhydryty gruzłowe i gruzłowo-mozaikowe o matriks silikoklastycznym.

Sebha węglanowo-siarczanowa powstała lokalnie (otw. Ćmińsk 3, Tumlin-Podgrodzie IG 1, Jaworzna IG 1; fig. 18B) po domorskiej stronie równi przybrzeżnej. Na tym obszarze tworzyły się utwory węglanowe z siarczanami oraz anhydryty gruzłowe o spoiwie węglanowym.

Sebha siarczanowa, wraz z płytkimi zbiornikami hypersalinarnymi – salinami stanowiła strefę przejściową między obszarem równi przybrzeżnej a lagunami, stanowiącymi system, w różnym stopniu izolowanych zbiorników ewaporatowych, łączących się, przez strefę szelfu zewnętrznego, z otwartym basenem (fig. 18B). Typowe osady sebhzy to litofacje gruzłowe i stromatolitowe, lokalnie z poziomami selenitów. Relikty pierwotnych struktur skał gipsowych są lokalnie obserwowane w anhydrytach w postaci pseudomorfoz.

Sekwencja anhydrytu górnego w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich ma charakter transgresyjno-regresyjny (Kasprzyk, 1992; Kasprzyk i in., 1997). W czasie rozwoju brekcji i utworów silikoklastyczno-węglanowych, na północ od paralicznej sebhzy zaczęła się tworzyć platforma siarczanowa. Panowały na niej względnie ustabilizowane warunki sedimentacji subakwalnej, odzwierciedlone rozwojem grubego (kilkadziesiąt metrów miąższości) kom-

pleksu masywnych anhydrytów z pseudomorfozami po selenitach (np. otwór Nieświń PIG 1).

Brekcja anhydrytu górnego (BrA1g)

Geneza brekcji anhydrytu górnego BrA1g, powszechnie występujących w strefie peryferyjnej zbiornika cechsztyńskiego, budzi wiele kontrowersji. Niektórzy autorzy (por. Lorenc, 1978; Peryt, Antonowicz, 1990) wiążą powstanie tych utworów z transgresją morską. Zdaniem autorki (Kasprzyk, 1992), brekcje o podobnym wykształceniu mogły tworzyć się zarówno w czasie transgresji (*storm wave action* wg Hardie, Euster, 1971), jak i regresji morza (*evaporitic cannibalism* wg Vai, Lucchi, 1977). Takie cechy brekcji anhydrytu górnego jak: występowanie litoklastów skał węglanowych i klastycznych – typowych osadów strefy brzeżnej zbiornika ewaporacyjnego, różna pozycja stratygraficzna w sekwencji anhydrytu górnego, przejścia facjalne brekcji w utwory klastyczne z poziomami zbrekcowania (ku brzeżnej części zbiornika) i w anhydryty gruzłowe o zaburzonych teksturach (w kierunku centrum zbiornika), wskazują, że możliwość sugerowana przez autorkę jest bardziej prawdopodobna. Przyjmując tą interpretację, głównym budulcem brekcji anhydrytowo-ilastych jest przerobiony materiał klastyczny, powstały w wyniku denudacji osadów strefy brzeżnej w okresach zwiększonej agitacji wód i redeponowany w głębszą część zbiornika.

Grube warstwy brekcji, w górnej części sekwencji platformowych anhydrytu górnego (otw. Nieświń PIG 1), powstały w wyniku częściowego rozpuszczenia i/lub erozji anhydrytów wskutek dopływu do zbiornika świeżych wód morskich albo fluwialnych, towarzyszących ingresjom morza (por. Lorenc, 1978; Kasprzyk, 1992). Klasty silnie zdeformowane i poziomo rozciągnięte, często podobne litologicznie do skał anhydrytowych występujących wyżej w profilu dowodzą, że brekcowanie zachodziło w stanie częściowej fluidyzacji (upłynnienia) osadu a materiał klastyczny był częściowo redeponowany w warunkach subakwalnych. Istnieje jednak alternatywne wytłumaczenie, że częściowe upłynnienie osadu klastycznego (pierwotnie gipsowego) było efektem dehydratacji w czasie późniejszej diagenety.

ANHYDRYT PODSTAWOWY (A2) I ANHYDRYT KRYJĄCY (A2r)

Osady anhydrytu podstawowego, interpretowane jako reliktowe facje stopniowo wycofującego się ku północy morza dolomitu głównego (Peryt, Kasprzyk, 1992), rozwinęły się jedynie na obszarze dalekiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Strefa brzeżna, obejmująca obszar bliskiego przedpola, w czasie sedimentacji cyklu PZ2 była

wynurzona i poddana intensywnej denudacji. Anhydryty gruzłowo-mozaikowe A2, w otworze Nieświń PIG 1, powstały na terenie przybrzeżnej równi typu sebhy (fig. 18C), w warunkach skrajnie płytkowodnych do subaeralnych, sprzyjających rozwojowi selenitów oraz frakcji gruzłowych i mikrobialnych. Dalej na północ, w kierunku otwartego basenu, facje równi aluwialnych zazębiały się z facją hypersalinarnych lagun, tworzących platformę siarczanową na obszarze dalekiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (otw. Ostalów PIG 2, Opoczno PIG 2, Studzianna IG 1).

Epizodyczne obniżenie poziomu morza spowodowało wynurzenie znacznego obszaru peryferyjnej części zbiornika cechsztyńskiego. Analiza sekwencji litofacji cyklu PZ2 w profilu Nieświń PIG 1 dowodzi, że utwory siarczanowe A2r, występujące powyżej osadów serii terygeniczej T2r, odzwierciedlają inicjalny, transgresyjny charakter sedymentacji cyklotemu PZ3.

ANHYDRYT GŁÓWNY (A3)

Utwory siarczanowe anhydrytu głównego na obszarze bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich spotykane są jedynie lokalnie. Być może sedymentacja salinarna objęła tu większe obszary, ale późniejsze procesy denudacji całkowicie usunęły osady. Charakterystycznymi strukturami sedymentacyjnymi utworów A3 są: uziarnienie frakcjonalne, laminacja przekątna, poziomy mułowców i powierzchnie erozyjne. Cechy te wskazują na duży wpływ akrecji fizycznej materiału klastycznego. Na pozostałym obszarze istniały warunki sprzyjające rozwojowi facji mikrobialnych i gruzłowych (otw. Tumlin-Podgrodzie IG 1, Goleniawy IG 1, Jaworze IG 1), charakteryzujących środowiska skrajnie płytkowodne do subaeralnych systemu sebhy węglanowo-siarczanowej (fig. 18D).

W dalekim obrzeżeniu (Nieświń PIG 1, Ostalów PIG 2), w płytkim zbiorniku hypersalinarnym typu laguny, rozwijały się w tym czasie gipsy selenitowe, których charakterystyczne struktury krystaliczne są doskonale zachowane

w formie pseudomorfoz. W głębszej części basenu (Opoczno PIG 2, Studzianna PIG 2) stopniowo doszło do wytrącania się halitu, przy jednoczesnej sedymentacji siarczanów.

Pod koniec sedymentacji utworów siarczanowych nastąpiło obniżenie poziomu morza cechsztyńskiego. Zaznaczyło się ono intensywną dostawą materiału detrytycznego i powstaniem grubego kompleksu osadów stropowej serii terygeniczej (PZt), zamykającego sekwencję górnego permu na omawianym obszarze.

Rzecz sedymentacji utworów salinarnych w basenie cechsztyńskim był warunkowany głównie czynnikami tektonicznymi i klimatycznymi (por. Peryt, 1984; Wagner, 1988; Kowalczewski, Rup, 1989). Sedymentacja utworów siarczanowych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zachodziła w warunkach niewielkich, ale wyraźnie zaznaczających się w zapisie litologicznym zmian poziomu morza, które mogły być spowodowane następującymi czynnikami: subsydencją, ruchami tektonicznymi i/lub eustatycznymi, obniżeniem ewaporatowym (*evaporitic drawdown*). W przedstawionej rekonstrukcji historii sedymentacji utworów siarczanowych nacisk położono głównie na wpływ zmian tektonicznych i/lub eustatycznych, które determinowały charakter i sekwencję osadów. Niepokój tektoniczny, wyrażony synsedymentacyjnymi pulsami wznoszącymi i obniżającymi bloków tektonicznych podłoża, zaznaczał się na omawianym obszarze przez cały czas sedymentacji utworów cechsztyńskich (Kowalczewski i in., 1990).

Szczegółowa analiza litofacyjna i korelacja sukcesji stwierdzonych procesów dowodzą, że sedymentacja utworów ewaporatowych w peryferyjnej części zbiornika miała charakter diachroniczny. Podczas sedymentacji utworów cechsztyńskich w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich poziom morza ulegał co najmniej czterokrotnie obniżeniu. Wahanom poziomu morza towarzyszyły zmiany reżimu sedymentacji, głównie zasolenia i dynamiki wód, a być może także zmiany klimatu (por. Peryt, 1984). Zjawiska te były głównymi przyczynami cykliczności sedymentacji w cechsztyńskim basenie ewaporatowym.

Joachim SZULC

ZAPIS HISTORII SEDYMENTACJI CECHSZTYŃSKIEJ W PROFILU OTWORU NIEŚWIŃ PIG 1

W późnym permie rejon otworu Nieświń PIG 1 znajdował się w południowo-wschodniej, brzeżnej strefie basenu cechsztyńskiego, formowanej przez paleoelewację Gór Świętokrzyskich i był oddalony ok. 30 km na NW od ładu świętokrzyskiego. Taka marginalna, proksymalna pozycja paleogeograficzna implikuje ograniczenie kompletności zapisu historii sedymentacji.

SUKCESJA LITOFACJI CECHSZTYNU

Profil litologiczny utworów cechsztynu w profilu Nieświń PIG 1, miąższości 564,3 m, wykazuje cechy umożliwiające wiarygodną rekonstrukcję historii ewolucji basenu, rozumianej w kontekście, eustatycznie kontrolowanych, cykli transgresywno-regresywnych.

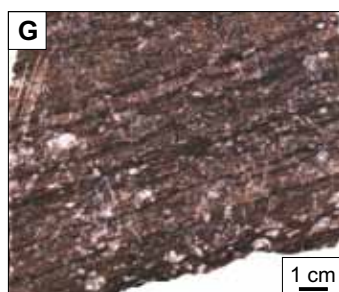
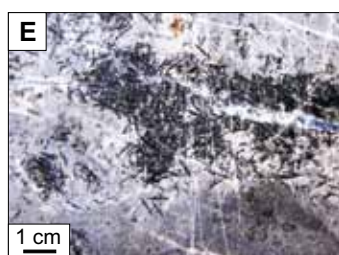
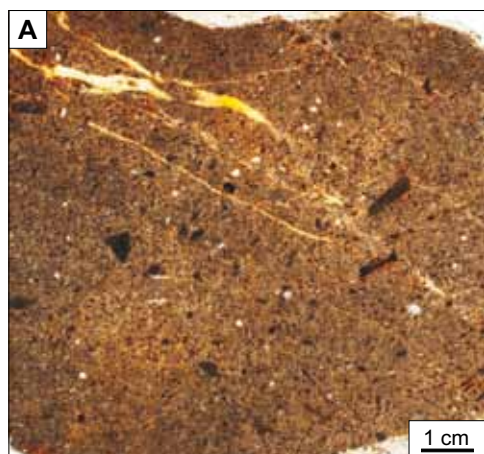
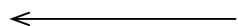


Fig. 19. Osady zlepieńca podstawowego (Zp1) i wapienia cechsztyńskiego (Ca1)

A. Piaskowce (Zp1) złożone z detrytusu wietrzeniowego skał kulmu, głęb. 2329,0 m. **B.** Dolomity bitumiczne, laminowane, głęb. 2326,0 m. **C.** Dolomity faliście laminowane z soczewkami gipsu, głęb. 2307,0 m. **D.** Biolaminy dolomityczne z kryształami igiełkowatego gipsu, głęb. 2301,7 m. **E.** Detal z fig. 1D. **F, H.** Biolaminy dolomityczne, alternowane dolosiltami tempestytowymi, głęb. F – 2300,0 m, H – 2288,1 m. **G.** Biolaminy z jasnymi wrostkami gipsu, głęb. 2286,3 m. **I.** Dolosilty z wrostkami gipsu, głęb. 2287,3 m. **J.** Biolaminy z wrostkami gipsu, erozyjnie ścięte i przykryte dolosiltami burzowej genezy, głęb. 2286,6 m

Sediments of the Basal Conglomerate (Zp1) and Zechstein Limestone (Ca1)

A. Sandstones (Zp1) composed of debris of weathered Lower Carboniferous rocks, depth 2329,0 m. **B.** Bituminous, laminated dolomites, depth 2326.0 m. **C.** Flaser – bedded dolomites with gypsum lenses, depth 2307.0 m. **D.** Microbially laminated dolomites with displacive, gypsum needles, depth 2301.7 m. **E.** Details from Fig. 1D. **F, H.** Microbially laminated dolomites with tempestite laminae. Depth resp. 2300.0 and 2288.1 m. **G.** Microbially laminated fenestral dolomites with displacive gypsum, depth 2286.3 m. **I.** Dolosiltites with bluish gypsum lenses, depth 2287.3. Fenestral, gypsiferous dolomites eroded and covered by tempestitic dolosiltites, depth 2286.6 m



Według powszechnie przyjętego schematu cyklostratygraficznego cechsztynu, profil otworu Nieświń PIG 1 (Kuleta, Zbroja, 2006) obejmuje następujące – od najstarszych poczynając – nieformalne jednostki litostratygraficzne, wchodzące w skład pierwszego cyklotemu (PZ1): zlepienie podstawowe (Zp1), wapień cechsztyński (Ca1), anhydryt dolny (A1d), najstarszą sól kamienną (Na1), anhydryt górny (A1g), rozdzielony na 2 interwały brekcją anhydrytu górnego (BrA1).

Następny cyklotem PZ2 jest złożony z czterech ogniów: dolomitu głównego (Ca2), anhydrytu podstawowego (A2), serii recesywnej (T2r) oraz anhydrytu kryjącego (A2r).

Trzeci cyklotem cechsztynu (Pz3) jest reprezentowany przez: szary ił solny (T3), dolomit płytowy (Ca3) i anhydryt główny (A3).

Najmłodszą wydzieloną w otworze jednostką litostratygraficzną jest stropowa seria terygeniczna (PZt), odpowiadająca czwartemu cyklotemowi.

Należy podkreślić, że istotnym ograniczeniem korelacji chronostratygraficznej osadów cechsztynu z różnych części basenu, jest ubóstwo skamieniałości indeksowych. W takiej sytuacji, w celu wiarygodnej korelacji osadów permu górnego otworu Nieświń PIG 1 z ogólnym schematem sukcesji litologicznej osadów basenu cechsztynu, niezbędnym było zastosowanie metody stratygrafii sekwencji depozycyjnych trzeciego rzędu jako kryterium najbardziej obiektywnego.

STRATYGRAFIA SEKWENCJI DEPOZYCYJNYCH OSADÓW CECHSZTYNU W OBSZARZE NIEŚWINIA

1. sekwencja depozycyjna (Z1) (2286,1–2329,3 m)

Granice sekwencji stanowi niezgodność kątowna między skałami karbonu dolnego a osadami klastycznymi spągu

cechsztynu (fig. 19A). Jak wynika z następstwa litofacji, pierwsza transgresja późnopermska miała bardzo szybki przebieg, prowadząc do powstania warunków euksynicznych, dokumentowanych depozycją czarnych, bitumicznych dolomitów ilastych, stanowiących odpowiednik łupka miedzionośnego (T1), które jednocześnie wyznaczają poziom maksimum transgresji (mfs). Po szybkiej transgresji (TST) nastąpiła faza stabilizacji poziomu morza (HST) egzemplifikowana depozycją osadów węglanowych Ca1 (fig. 19B–F, H).

W efekcie ustabilizowanego procesu wypełniania basenu depozycyjnego (HST), doszło do jego wypłycenia, czego dowodzą międzypyłowe i nadpyłowe osady, np. stromatolity i siarczany anhydrytu dolnego (fig. 19G, I, J), które definiują granicę następnej sekwencji depozycyjnej.

2. sekwencja depozycyjna (Z2) (1941,7–2286,1 m)

Po emersji, kończącej pierwszą sekwencję depozycyjną cechsztynu, nastąpiła faza najsilniejszej transgresji późnopermskiej w basenie polskim. Początek transgresji jest zapisany zastąpieniem osadów międzypyłowych (np. stromatolitów) facją osadów basenowych, w tym głębokomorskich anhydrytów (fig. 20, 21) i osadów najstarszej soli kamienną (Na 1), wyznaczających maksymalny zasięg transgresji (mfs) cechsztynu na poziomie ok. 2020 m w profilu Nieświń PIG 1. Następujący potem stan stabilizacji poziomu morza (HST) zapisał się pojawieniem się osadów siarczanowych A1g, a dalej klastycznych. Zwieńczeniem trendu emersyjnego jest kilkumetrowy pakiet osadów klastycznych brekcji anhydrytu górnego (BrA1), który w profilu Nieświń PIG 1 występuje na głęb. 1941,7–1945,4 m (fig. 22), ewidentnie dowodzących pluwializacji warunków klimatycznych, zapisanej w wielu profilach cechsztynu świętokrzyskiego. Ten poziom należy uznać za granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej.

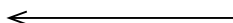


Fig. 20. Osady anhydrytu dolnego (A1d)

A, B. Droбноziarniste, warstwowane anhydryty z horyzontami i porami wypełnionymi bituminami. Głębokości 2264,5 i 2266,9 m. **C, D.** Anhydryty gruzłowe z rozproszonymi bituminami. Głębokość 2265,5 i 2265,0 m

Sediments of Lower Anhydrite (A1d)

A, B. Fine-grained, laminated anhydrites with bituminous seams and nests. Depth resp. 2264.5 and 2266.9 m. **C, D.** Nodular anhydrite with dispersed bituminous matter. Depth resp. 2265.5 and 2265.0 m



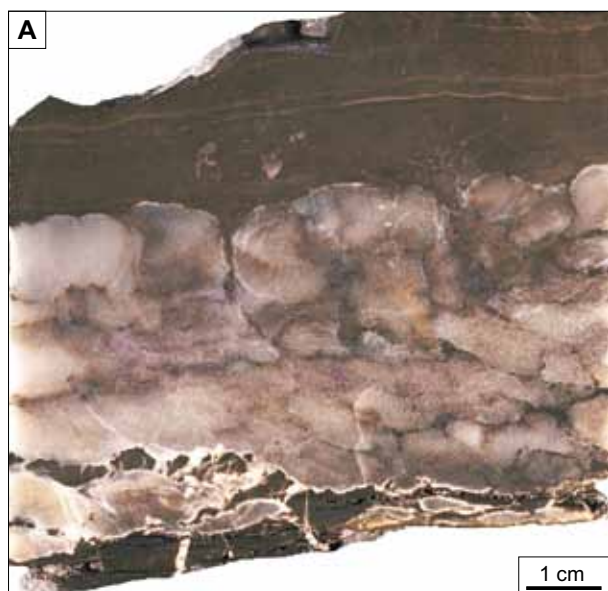
3. sekwencja depozycyjna (Z3) (1891,9–1941,7 m)

Trzecią sekwencję otwiera pakiet osadów typu „red beds” tj. osadów sebhzy z ewaporatami (fig. 23), przechodzącymi stopniowo w osady wysokoenergetycznej platformy węglanowej, zdominowanej przez procesy sztormowe (TST) (fig. 23–25), a następnie przez niskoenergetycznie środowiska sebhzy (HST) (fig. 26), aż po fazę emersji udokumentowanej horyzontem gleb kopalnych (1886 m) (fig. 27) wyznaczającym granicę sekwencji.

4. sekwencja depozycyjna (Z4) (1765,0–1891,9 m)

Ostatnia permska sekwencja depozycyjna jest zdominowana przez osady aluwialne i osady playi (fig. 28, 29), deponowane w warunkach klimatu podzwrotnikowego. Przeważają wśród nich skały klastyczne – pstre iłowce i mułowce z udziałem siarczanów i dolomitów oraz z częstymi horyzontami gleb kopalnych typu *caliche*.

Utwory te kontynuują się także wyżej w profilu, co najmniej do głębokości 1735 m (fig. 30). Dlatego, w sytuacji braku skamieniałości przewodnich, wyznaczenie górnej granicy 4. sekwencji permskiej pozostaje kwestią otwartą, podobnie jak ustalenie granicy chronostratygraficznej między skałami permu i triasu.

**Fig. 21. Osady anhydrytu górnego (A1g), część dolna**

A. Anhydryt enterolityczny, głęb. 1974,0 m. **B.** Anhydryt enterolityczny z koncentracją materii bitumicznej przy spągu, przykryty warstwą laminowanego dololutytu, głęb. 1951,0 m

Sediments of Lower Anhydrite (A1g), lower part

A. Enterolithic anhydrite, depth 1974.0 m. **B.** Enterolithic anhydrite with bituminous accumulation at the base and covered by laminated dololutes, depth 1951.0 m

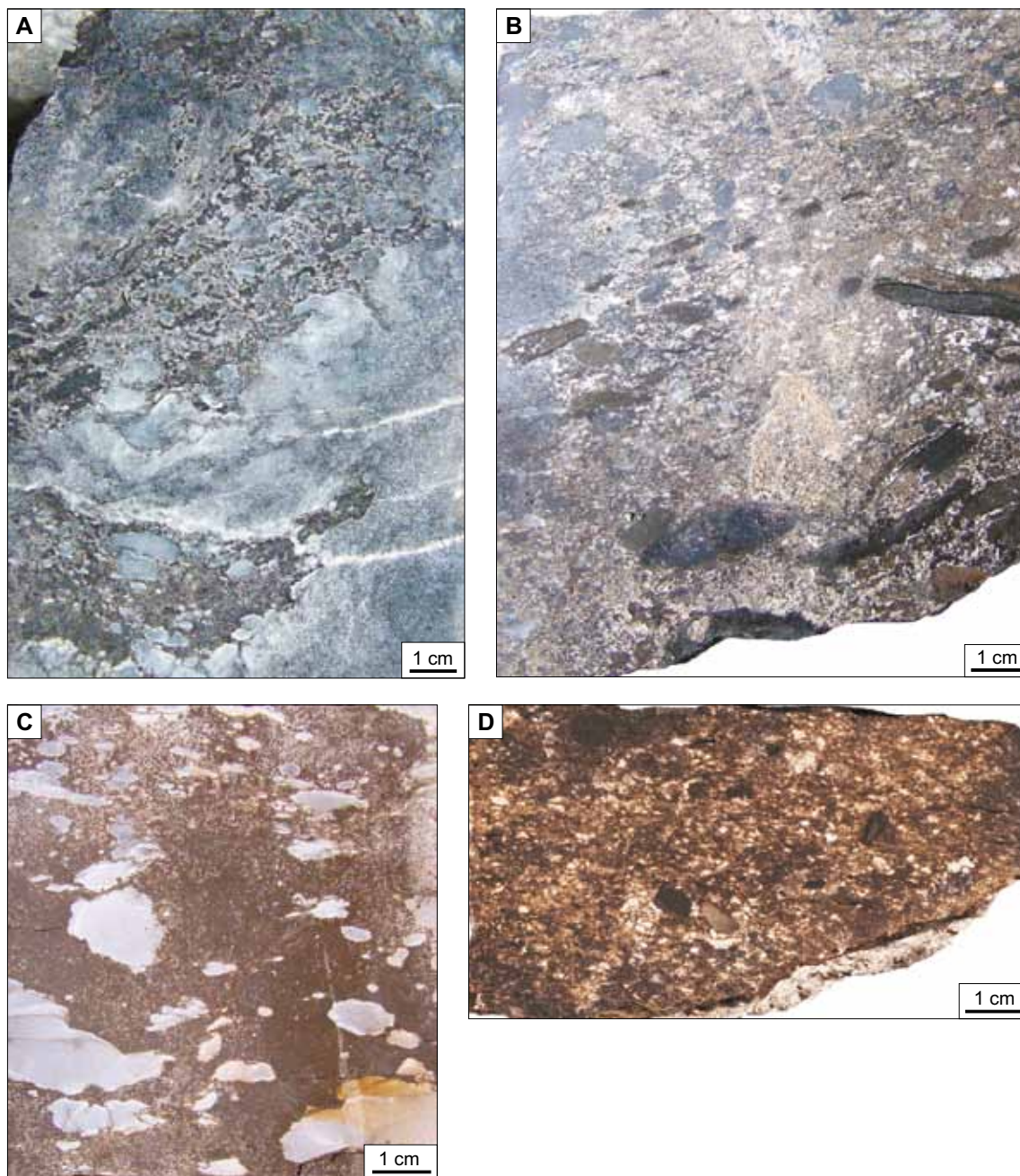


Fig. 22. Brekcja anhydrytu górnego (BrA1)

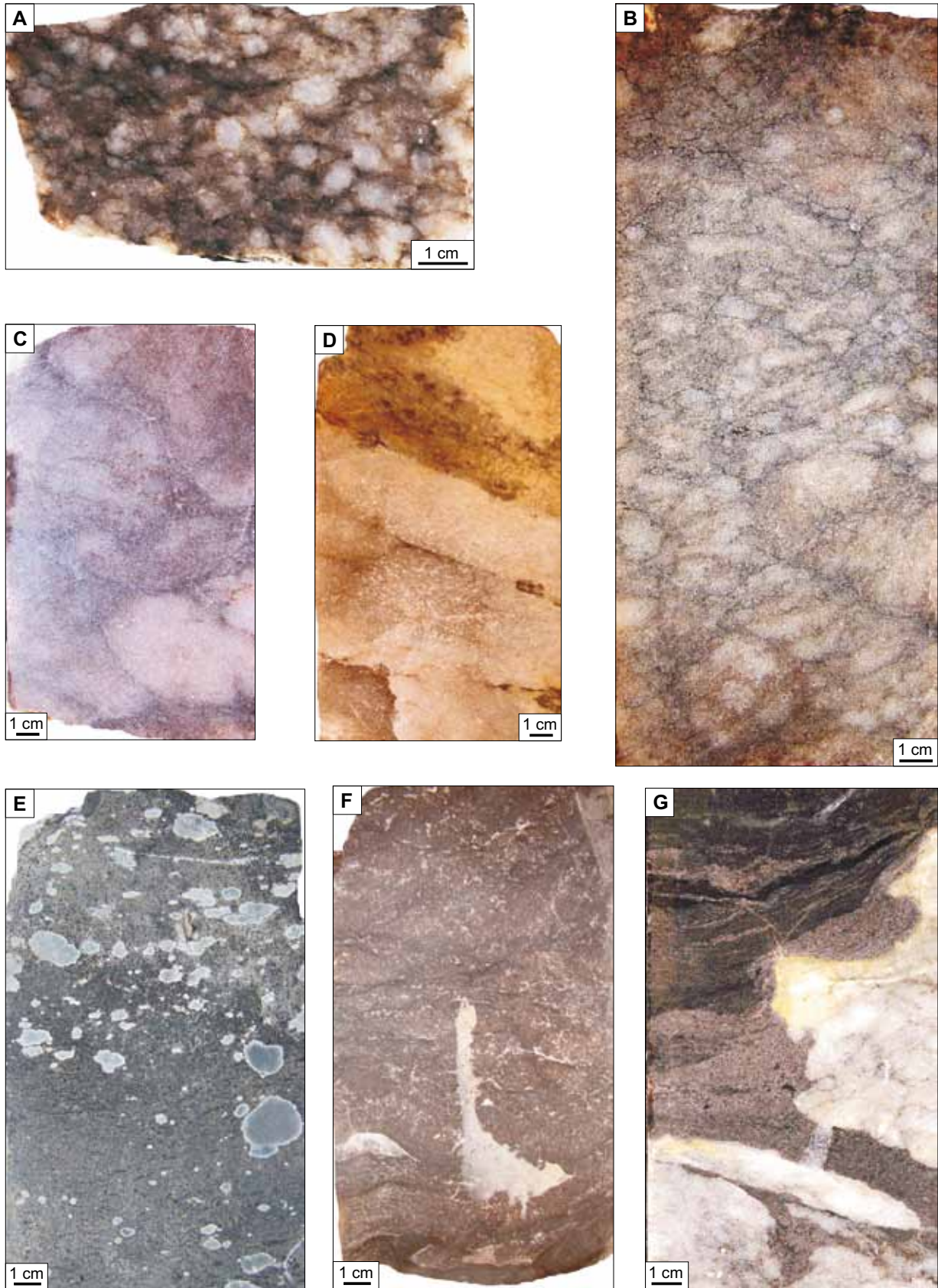
A. Anhydryt z wtórnymi porami i próżniami z rozpuszczania, wypełnionymi osadem rezydualnym, głęb. 1945,1 m. **B, C.** Przemyte brekcje rezydualne z klastami iłowców, dolomitu oraz siarczanów. Głębokości odpowiednio 1943,2 i 1944,1 m. **D.** Mułowce dolomityczne z nodulami anhydrytu, głęb. 1941,8 m

Anhydrite Breccia (BrA1)

A. Anhydrite with dissolution cavities filled by residua matter, depth 1945.1 m. **B, C.** Reworked residual debris composed of claystone, dolostone and sulfate clasts. Depth resp. 1943.2 and 1944.1 m. **D.** Dolomitic mudstones with displacive gypsum nodules, depth 1941.8 m

Fig. 23. Osady anhydrytu górnego (A1g), część górna

A. Anhydryt gruzłowy z matriks ilasto-bitumicznym, głęb. 1938,4 m. **B.** Anhydryt gruzłowy ze śladami rozpuszczania w części stropowej, głęb. 1936,2 m. **C.** Masywny anhydryt gruzłowy z małą ilością domieszek ilastych, głęb. 1936,8 m. **D.** Poziom żółtego, węglanowego naskorupienia powstałego w wyniku kalcyfikacji anhydrytu, głęb. 1933,0 m. **E.** Tempestyt dolomityczny z otoczkami redeponowanego, zwiędzłego anhydrytu, głęb. 1932,5 m. **F.** Stromatolit dolomityczno-siarczanowy z próżniami z rozpuszczania, głęb. 1930,5 m. **G.** Biolaminity dolomityczne zdeformowane w wyniku śródformacyjnej krystalizacji gipsu, 1930,0 m



Sediments of Upper Anhydrite, (A1g), upper part

A. Nodular mosaic anhydrite with bituminous-clayey seams, depth 1938.4 m. **B.** Nodular mosaic anhydrite with dissolution fabrics at the top, depth 1936.2 m. **C.** Massive, nodular anhydrite with subordinate clay matrix, depth 1936.8 m. **D.** Carbonate cap formed by anhydrite weathering, depth 1933.0 m. **E.** Dolomitic tempestite with reworked anhydrite clasts, depth 1932.5 m. **F.** Dolomitic-sulfate stromatolite with dissolution cavities, depth 1930.5 m. **G.** Dolomitic microbial mat deformed by intraformational gypsum growth, depth 1930.0 m



Fig. 24. Osady dolomitu głównego (Ca2)

A, B. Dololutyty i dolosiltyty warstwowane poziomo i smużyście. Grubiejziarniste laminy są złożone z drobnych bioklastów i otwornic. Głębokości odpowiednio 1928,0 i 1927,5 m. **C.** Dystalny tempestyt dolomityczny, bogaty w bituminy, głęb. 1926,3 m. **D.** Tempestyt dolomityczno-siarczanowy z brekcjami z rozpuszczania, głęb. 1918,3 m

Sediments of Main Dolomite (Ca2)

A, B. Dololutes and dolosiltites displaying parallel and flaser lamination. Coarser grained laminae are composed by bioclasts and forams. Depth resp. 1928.0 and 1927.5 m. **C.** Distal dolomitic tempestite sediments rich in bituminous matter, depth 1926.3 m. **D.** Dolomitic-sulfate tempestite with solution breccia, depth 1918.3 m

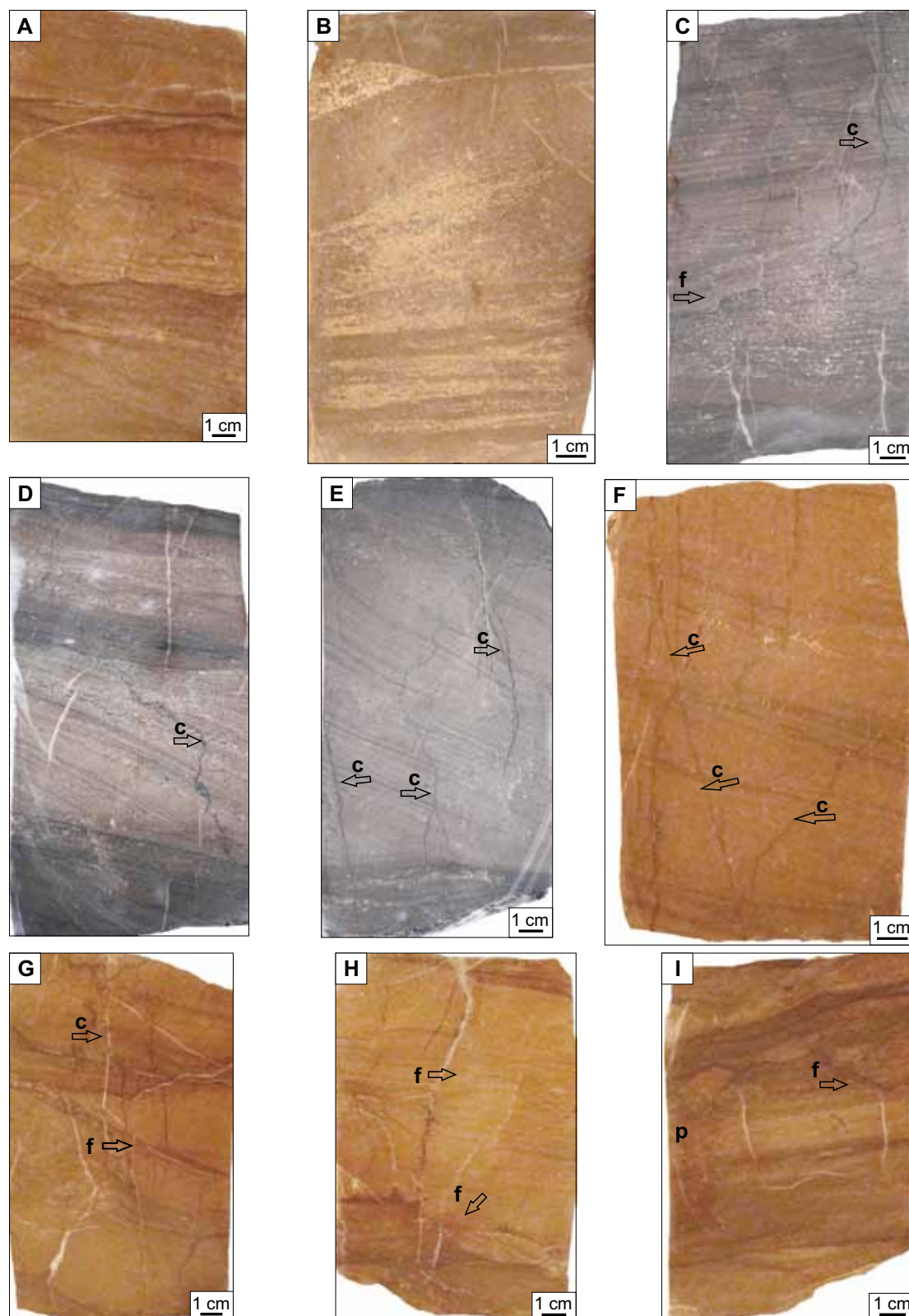


Fig. 25. Pakiet osadów tempestytowych dolomitu głównego (Ca2) z głębokości 1913,0–1907,5 m

Osady te wykazują dominację warstwowania przekątnego, kopułowego, typowego dla falowania sztormowego. Uwagę zwraca także obecność syndepozycyjnych, drobnych uskoków (f), dylatacji (c) i plastycznych zaburzeń osadu (p), dowodzących syndepozycyjnej aktywności sejsmicznej w basenie

Tempestie-dominated interval of the Main Dolomite (Ca2) sediments, depth from 1913.0–1907.5 m

The deposits display dominating HCS. Note also common fabrics related to syndepositional seismic activity – small faults (f), dilatation cracks (c) and plastic deformations (p)

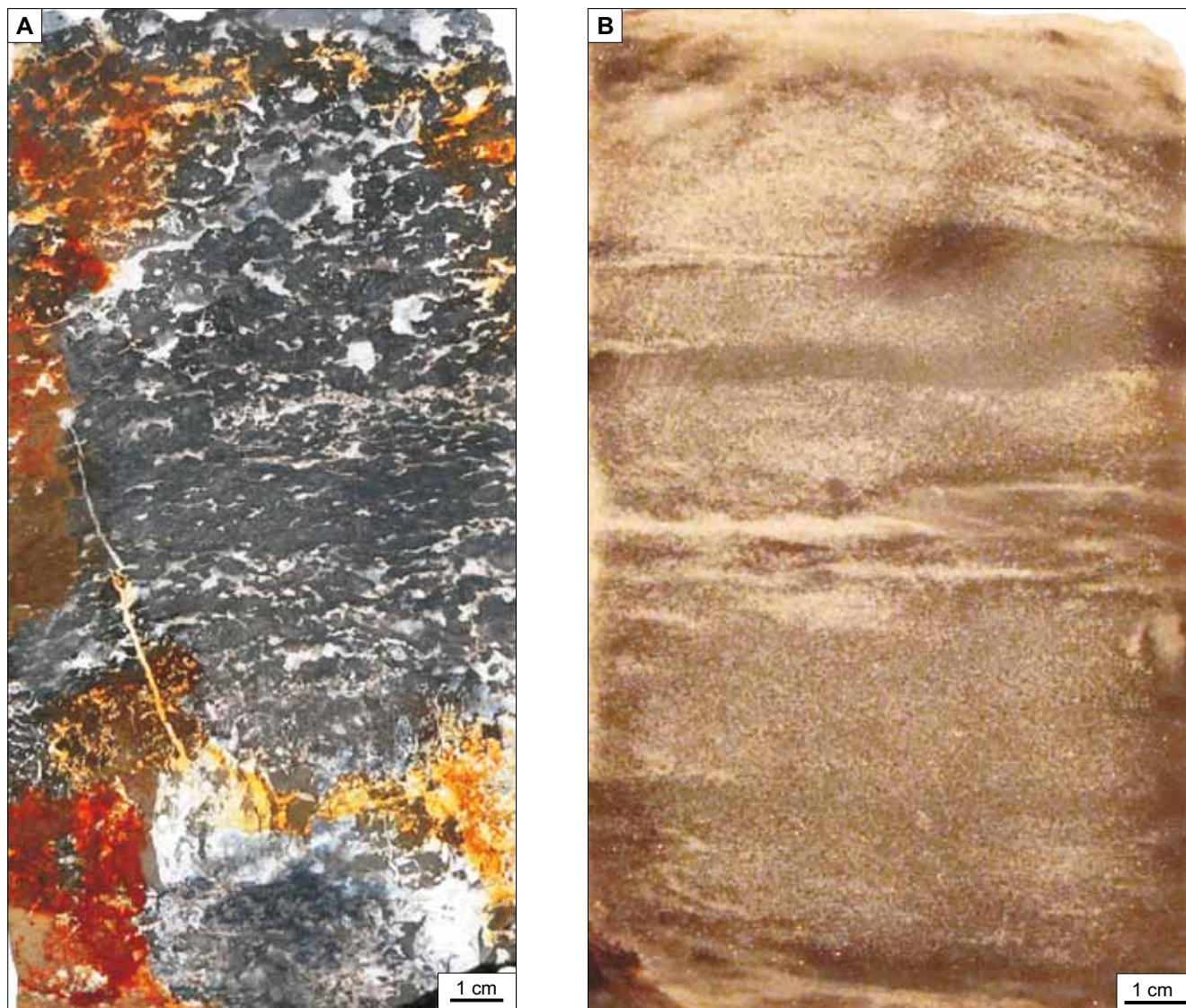


Fig. 26. Osady anhydrytu podstawowego (A2)

A. Dolomity oczkowe z śródformacyjnymi siarczanami w fenestrach, głęb. 1897,5 m. **B.** Gipsarenity o niskokątowym warstwowaniu przekątnym, głęb. 1892,7 m

Sediments of Basal Dolomite (Ca2)

A. Fenestral dolomites with displacive sulfate crystals, depth 1897.5 m. **B.** Gypsarenite displaying low angle cross-stratification, depth 1892.7 m

Fig. 27. Osady serii recesywnej T2r

A–D. Przejawy subarealnych zmian diagenetycznych (wietrzenie i kalicyfikacja) anhydrytów w środowisku sebhy (głęb. pakietu 1893,0–1894,0 m); **A** – faza inicjalna (strzałka). **B** – faza zaawansowana (strzałki), **C** – kompletny neomorfizm siarczanów, **D** – gipsyfikacja (białe obwódki) redeponowanych nodul anhydrytowych. **E, F.** Nodule gipsu intraformacyjnego w mułowcach sebhy. Głębokość odpowiednio 1893,2 m i 1892,0 m

Sediments of the Recessive Series (T2r)

A–D. Diagenetic fabrics formed due to subaerial weathering and calichification of the sabkha anhydrites (interval from 1893.0 to 1894.0 m depth); **A** – incipient phase (arrow), **B** – advanced stage (arrows), **C** – totally neomorphed rocks, **D** – gypsification of the reworked anhydrite clasts (whitish rims). **E, F.** Displacive gypsum growth within sabkha muds. Depth resp. 1893.2 m and 1892.0 m

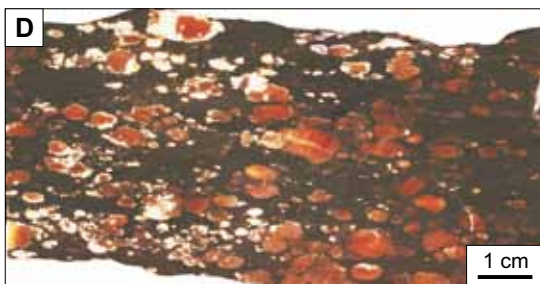
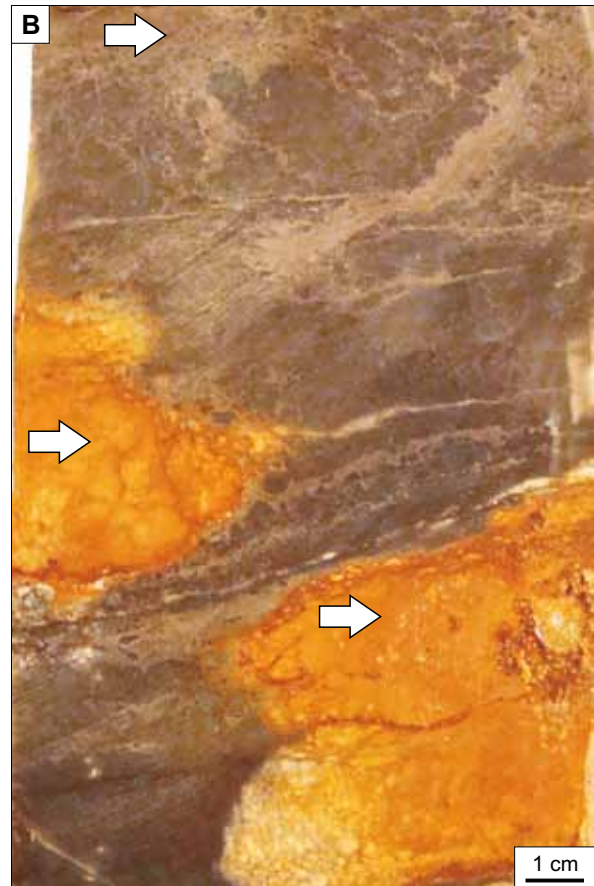
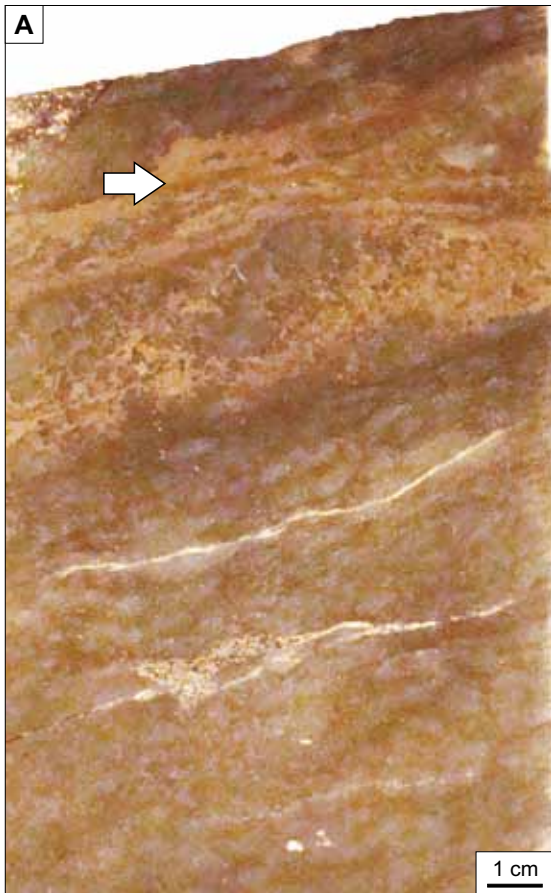




Fig. 28. Osady szarego ilu solnego (T3)

A. Mułowce warstwowane smużyście, głęb. 1882,0 m. **B.** Mułowce i drobnoziarniste piaskowce strefy sebhyy z horyzontem intraformacyjnych nodularnych gipsów, głęb. 1885,8 m. **C.** Inicjalna gleba typu *calcisol*, rozwinięta w mułowcach strefy sebhyy, głęb. 1885,5 m. **D.** Regolit ilasty rozwinięty w warunkach subaeralnej ekspozycji anhydrytów, głęb. 1881,5 m

Sediments of Grey Pelite (T3)

A. Flaser-bedded sabkha mudstones, depth 1882.0 m. **B.** Sabkha cycle composed of mudstone deposits overlain by gypsum-bearing layer, depth 1885.8 m. **C.** Incipient *calcisol* developed within sabkha mudstones, depth 1885.5 m. **D.** Clayey, residual regolith formed during subaerial exposure of anhydrite, depth 1881.5 m

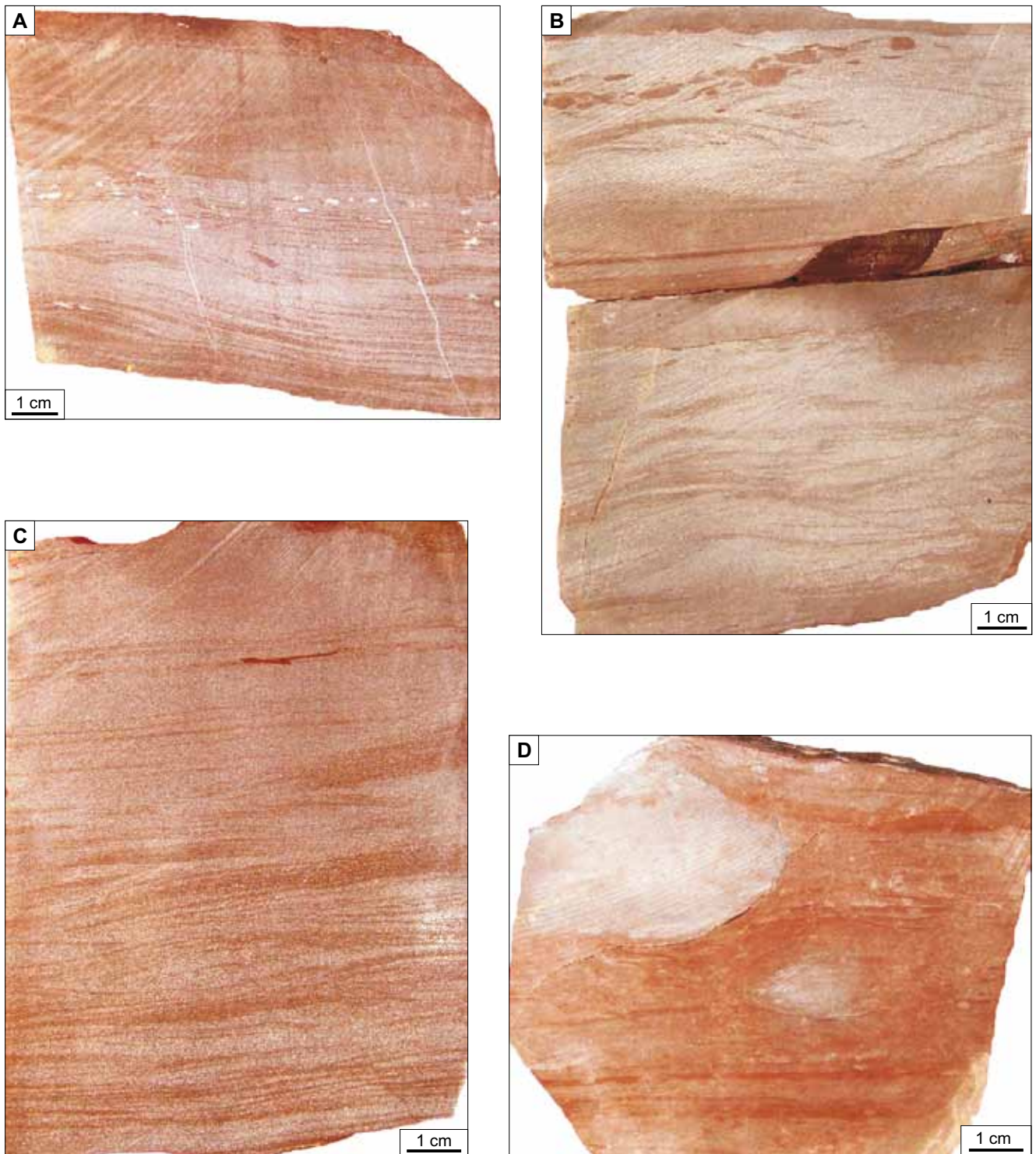


Fig. 29. Osady stropowej serii terygeniczej (PZt)

Osady sebhya. **A–D.** Smużyście laminowane mułowce pstre z intraklastami gipsu (A) i ilowców (B) oraz gruzłami glebowymi (D). Głębokość: A – 1840,0 m; B – 1838,5 m; C – 1839,5 m; D – 1789,0 m

Sediments of the Upper Terrigenous Series (PZt)

Sabkha redbed sediments. **A–D.** Flaser-bedded mudstones with gypsum intraclasts (A), claystone flakes (B) and pedogenic carbonate nodules (D). Depth resp. A – 1840.0 m; B – 1838.5 m; C – 1839.5 m; D – 1789.0 m

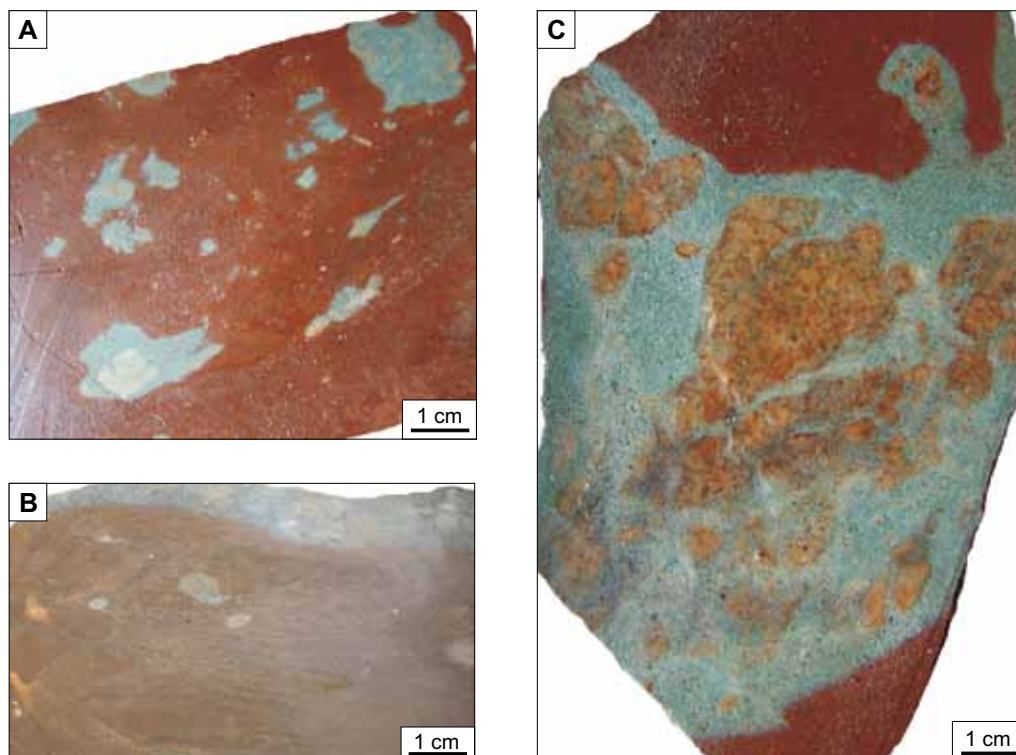


Fig. 30. Osady zony granicznej perm/trias (wg autora). Głębokość pakietu 1735–1738 m

Pstre osady lądowe typu redbeds (A, B) z dobrze rozwiniętymi poziomami gleb węglanowych (C).

Sediments of the Permian/Triassic transition interval (1738–1735 m) (according to author)

Mottled continental mudstones (A, B) with caliche nodular soils (C)

TRIAS

TRIAS DOLNY

PSTRY PIASKOWIEC

Maria KULETA

Pstry piaskowiec środkowy

Formacja z Samsonowa

Profil triasu dolnego w otworze Nieświń PIG 1, wyróżniony w interwale głęb. 1351,3–1765,0 m (miąższość 413,7 m), należy do górnej części środkowego pstrego piaskowca (fig. 31). Reprezentuje on formację z Samsonowa, wyróżnianą w regionie świętokrzyskim (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), która jest korelowana z formacją półczyńską w Polsce centralnej i północnej (Szyperko-Teller, 1997).

Podstawą wydzielenia formacji z Samsonowa było wykształcenie litologiczne, interpretowane często na podstawie profilu geofizycznego, z powodu niewielkiego zakresu rdzeniowania otworu (ok. 8%). Dokumentację biostratygraficzną, opartą na wynikach oznaczeń sporowo-pyłkowych,

określającą wiek osadów na wyższą część środkowego pstrego piaskowca, uzyskano tylko w jednej próbce z głębokości 1531,3 m.

Z analizy zreinterpretowanych wyników karotażu geofizycznego i profili sejsmicznych (fig. 4) oraz danych zawartych w innych opracowaniach (Dziwińska i in., 2001, 2004a, b; Malec i in., 2004) wynika, że otwór Nieświń PIG 1 był zlokalizowany w strefie dyslokacyjnej. Na podstawie wykształcenia i następstwa osadów w profilach ościennych otworów wiertniczych (m.in. Studzianna IG 2, Opoczno PIG 2 i Ostalów PIG 2, Radoszyce 3), zlokalizowanych w obrębie badanego obszaru, uznano, że przyczyny braku niższej części profilu triasu mogą być różne. Jedną z nich zakłada redukcję tektoniczną. Nie wyklucza ona istnienia w tym czasie luki sedimentacyjnej, związanej z synsedymencyjnymi ruchami wznoszącymi i erozją. Redukcji uległ cały profil dolnego pstrego piaskowca oraz niższa część środkowego. Wyeliminowane zostały, charakterystyczne dla tych odcinków profilu litostratygraficznego w Górach Świętokrzyskich, grube (200–400 m) pakiety piaskowców i wapieni piaszczystych. Możliwe, że znaczna

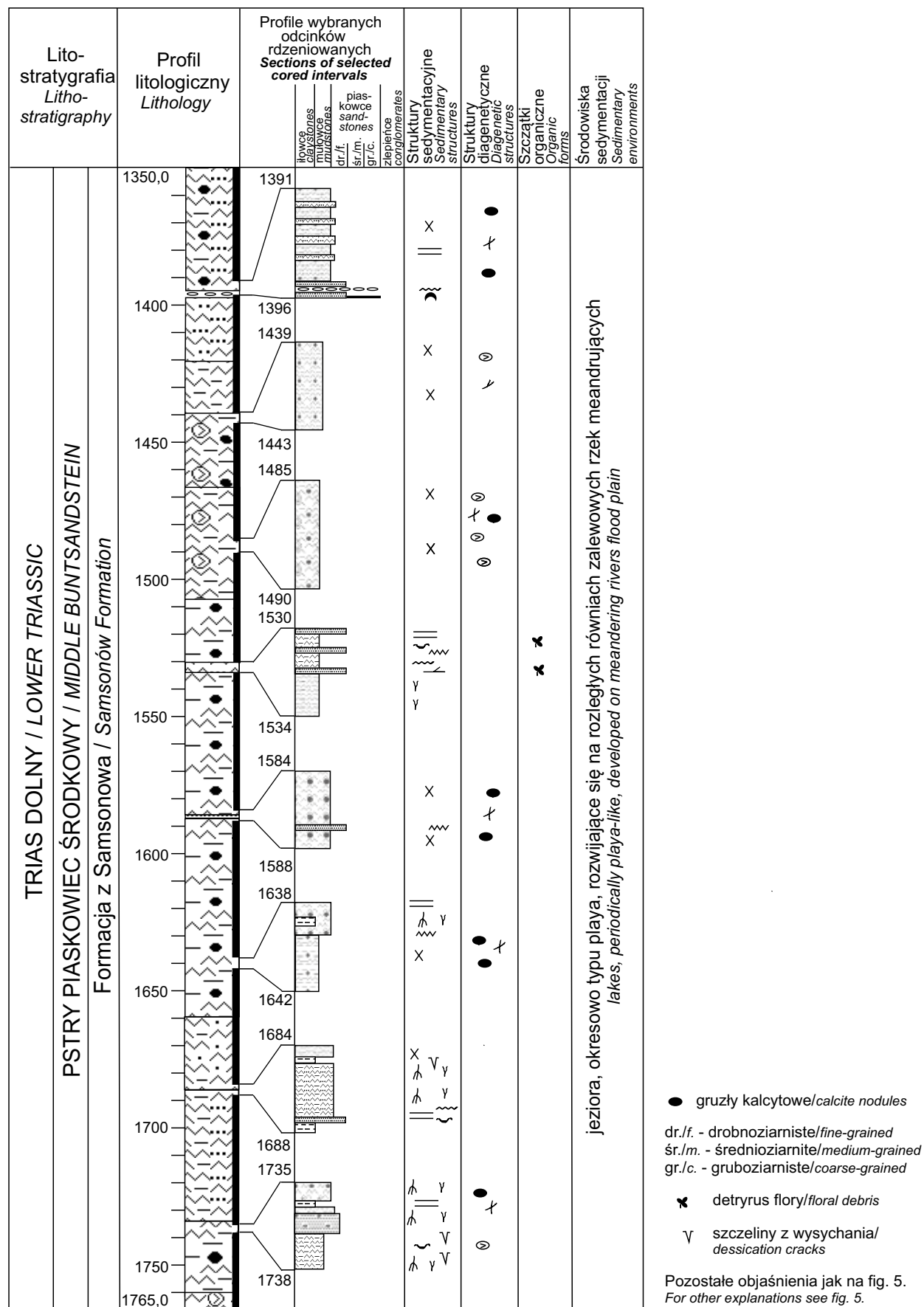


Fig. 31. Szczegółowy profil litologiczno-sedymentologiczny osadów środkowego pstrego piaskowca w otworze Nieświń PIG 1

Detailed lithological-sedimentological section of the Middle Buntsandstein deposits in the Nieświń PIG 1 borehole

miąższość uzyskanej jednostki (powyżej 400 m) jest modyfikowana tektonicznie. Granicę spągową formacji z Samsonowa wyznacza kontakt tektoniczny z leżącymi niżej osadami cechsztynu, bardzo wyraźnie zaznaczony na krzywych karotażu geofizycznego (fig. 4). Strop formacji i ostry kontakt z utworami retu może być odzwierciedleniem luki erozyjnej rejestrowanej w tym czasie w całym regionie świętokrzyskim.

Profil formacji z Samsonowa jest wykształcony w typowej dla najwyższego pstrego piaskowca środkowego litofacji brunatnych mułowców i iłowców z gruzłami kalcytowymi i siarczanowymi oraz wkładkami piaskowców typu arenitów, wak, a także zlepieńców tzw. „pseudoolitów”, od których wzięły nazwę warstwy we wcześniejszym podziale litostratygraficznym H. Senkowiczowej (1970). Osady są w przeważającej części profilu „bezstrukturalne”, a ponadto silnie zbrylone i rozsypliwie. Tylko we wkładkach piaszczystych zaznacza się laminacja przekątna małoskalowa lub pozioma. Gruzły węglanowe i siarczanowe rozmieszczone są w profilu luźno i nieregularnie w ilości od pojedynczych do około 10–20% objętości skały. Partiami gruzły siarczanowe i węglanowe występują razem lub spotykane są oddzielnie. Średnie ich wielkości to 0,5–10,0 mm, rzadko są większe do 30 mm. Występują wtedy w plamistych skupieniach, wokół których powstają zielono-szare odbarwienia. Odbarwienia owalno-plamiste są spotykane w całym profilu, nie zawsze wykazując związek z gruzłami.

Gruzły siarczanowe występują samodzielnie w partii silniej ilastej na głęb. 1420–1480 m i razem z nodułami kalcytowymi na odcinku 1480–1525 m. W pozostałej części kompleksu są obserwowane przede wszystkim skupienia kalcytowe, najliczniejsze w niższej części bardziej mułowcowej. Mułowce i iłowce, w których tkwią gruzły, tworzy, w zmiennych proporcjach, silnie żelazista masa illitowa oraz pyłowe ziarna kwarcu, rzadziej drobnych łyszczyków. Często jest również domieszka frakcji drobnopiaszczystej – ziarn kwarcu, okruchów skał kwarcowo-ilastych, biotytu i muskowitu (tab. 6). Składniki tła są rozmieszczone najczęściej nieregularnie lub skoncentrowane w smugach. Miejscami tworzą one koncentryczne obwódki wokół gruzłów węglanowych i siarczanowych. Ziarna kwarcu zarówno frakcji pyłowej, jak i psamitowej, są ostrokrawędziste i półobtoczone, kuliste i wydłużone. Szaro-zielone i seledynowe odbarwienia tła o owalnych, wydłużonych i nieregularnych kształtach różnią się od pozostałej masy skalnej brakiem tlenków żelaza. Mogą stanowić one ślady po korzeniach roślin.

Gruzły kalcytowe są zbudowane z różnokrystalicznego sparytu, silnie pigmentowanego wodorotlenkami żelaza. Rozmieszczenie i wzrost kryształów jest najczęściej bezładny. Czasem zaznacza się pewne strefowe, nieregularne współśrodkowe lub/i promieniste ich uporządkowanie. Zawierają również relikty tła, w którym występują. Skupienia siarczanowe są wypełnione włóknisto-tabliczkowymi kryształami anhydrytu, rzadziej gipsu.

Wkładki piaskowców tworzą samodzielne, kilku- i kilkunastocentymetrowe warstwy w obrębie mułowców lub występują w różnej grubości pakietach, rytmicznie prze-

warstwianych mułowcami. Towarzyszą także zlepieńcom obecnym w górnej części wydzielienia. Największej miąższości interwał, z udziałem pakietów piaskowcowo-mułowcowych, występuje w środkowej części profilu na głęb. 1526–1560 m, gdzie został rozpoznany 3,5 m fragmentem rdzenia. Występują tu mułowce i piaskowce drobnoziarniste w barwach szarych i brunatnych, o dobrze wykształconych strukturach depozycyjnych. W piaskowcach widoczne jest to warstwowanie przekątne małej skali typu zmarszczkowego oraz poziome i faliste. Mułowce są drobno, poziomo laminowane, wykazując przy tym dobrą oddzielność płytkową oraz smużyasto-faliście. Zarówno w piaskowcach, jak i mułowcach występują izolowane, nieciągłe laminy złożone z substancji węglistej. Laminacje deformują nieliczne bioturbacje.

Skład piaskowców, określony w płytkach cienkich, odpowiada arenitom kwarcowym i sublitycznym przy zawartości odpowiednio: kwarcu 70–73%, skaleni 0,5–2,0%, okruchów skał 3–10%, łyszczyków 1–2%, spoiwa kwarcowego 1–5%, siarczanowego 0,1–1,0% i matriksowego 8,5–10,0% (tab. 6). Litoklasty są reprezentowane przez, odkształcone w procesach kompaktacji, okruchy iłowcowe oraz lepiej zachowane, mikrokrystaliczne, ilasto-krzemionkowe i kwarcowe. Są to piaskowce drobnoziarniste dobrze i średnio wysortowane – d_{max} kwarcu 0,15–0,25 mm, d_{mf} 0,12–0,15 mm. Ziarna kwarcu są dobrze i średnio obtoczone, kuliste, rzadziej wydłużone. Laminacja jest bardzo dobrze widoczna również w mikroskali, powodowana zróżnicowaniem zawartości ziaren i spoiwa.

Mikrolaminacja jest zaznaczona również w mułowcach, głównie przez większą i mniejszą ilość łyszczyków. Łyszczyki wraz z kwarcem stanowią pyłowy składnik mułowców – 50%. Pozostałą część zajmuje illit, wodorotlenki żelaza oraz chloryt. Ten ostatni powstały w wyniku degradacji struktury biotytów.

W przyspągowej części profilu są obecne, w obrębie mułowców z gruzłami kalcytowymi, drobne, kilkudziesięciocentymetrowe pakiety piaskowcowo-mułowcowe o cechach heterolitu, rozpoznane rdzeniem na głęb. 1735–1738 i 1684–1688 m. Charakterystyczna jest tu silna deformacja struktur depozycyjnych głównie przez bioturbacje, a także pogąrzy, rozmycia itp. Wśród szczegółowo zachowanych warstwowań można rozpoznać laminację poziomą w partiach bardziej ilastych oraz poziomą i przekątną – w piaszczystych. Bardzo rzadko, i tylko przy spągu wyższego odcinka rdzenia, zarejestrowano laminację falisto-smużyastą. Obecne są tu również pakiety mułowców pozbawione struktur sedimentacyjnych, zawierające gruzły kalcytowe wielkości 0,5–1,0 cm. Gruzły występują również w piaskowcach. Przybierają tu wydłużone kształty, prostopadłe lub skośne do laminacji i, jak się wydaje, są wypełnieniami śladów organicznych – korzeni roślin.

Określony w płytkach cienkich skład piaskowców odpowiada głównie wakom litycznym. Tylko w jednej próbce rozpoznano arenit kwarcowy (tab. 6). Wysortowanie składników w wakach jest słabe – d_{max} kwarcu 0,8 mm, d_{mf} 0,12 mm, przy jednocześnie dobrym i bardzo dobrym obtoczeniu i kulistości ziaren największych i znacznie gorszym

Tabela 6

Uziarnienie i skład petrograficzny skał pstrego piaskowca w otworze Nieświń PIG 1 [% vol.]
Grain size and petrographic composition of the Bundsandstein rocks in Nieświń PIG 1 borehole [% vol.]

Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Wymiary ziarn kwarcu Size of quartz grains		Składniki terygeniczne Terrigenous components						Składniki allochemiczne Allogene components			Inne Others	Rodzaj skały Rock type
				ziarna/grains 2–0,06 mm				matriks/matrix ≤0,06 mm						
		d _{max} [mm]	d _{mf} [mm]	kwarc quartz and others	skalenie feldspars	okruchy skały rocks' crumbs	łyśczyki micas	pyłowy dusty	ilasty argillic	sparyt sparite	siarczany sulfates	kwarc aut. autigenic quartz		
57	1392,1	0,30	0,12	41	3	15	1	36		2	1	1	mc.	waka lityczna drobnoziarnista
58	1392,1	0,20	0,10	28	1	10	1	25	35	1				mułowiec piaszczysty
59	1395,1	0,28				86		10		1	2			zlepieńiec drobnoziarnisty
60	1395,95	0,30	0,10	3		84		10		2	1			zlepieńiec drobnoziarnisty
61	1439,2	0,08	0,02	2				10	88					iłowiec
62	1439,2										100			anhydryt
63	1485,5	0,07	0,02					15	65	20				iłowiec z gruzłem kalcytowym
64	1488,3	0,07	0,02					10	65	25				iłowiec z gruzłem kalcytowym
65	1530,5	0,10	0,12	70	2	3	1	10		5	1	8	mc.	arenit lityczny drobnoziarnisty
66	1531,6	0,25	0,15	73	0,5	10	2	8,5		1		6	mc.	arenit sublityczny drobnoziarnisty
67	1533,2	0,05	0,02					50	50					mułowiec
68	1585,5	0,18	0,02	20		10	5	30	35					mułowiec piaszczysty
69	1595,5	0,06	0,02					30	70					iłowiec
70	1639,3	0,10	0,03	18		4	8	28	22	20				mułowiec z gruzłem kalcytowym
71	1639,7	0,05	0,02	5				25	65	15				iłowiec z gruzłem kalcytowym
72	1641,6	0,15	0,02	8		1	1	28	32	30			mc.	mułowiec z gruzłem kalcytowym
73	1686,6	0,15	0,07	55	2	9	2	30		1		1	mc.	waka lityczna drobnoziarnista
74	1686,6	0,05	0,02					45	55					mułowiec
75	1687,0	0,30	0,80	85	1	3	1	2		1		7	mc.	arenit kwarcowy drobnoziarnisty
76	1735,7	0,60	0,15	55	1,5	8	0,5	24		10		1	mc.	waka lityczna drobnoziarnista
77	1736,4	0,80	0,12	52	4	15	1	20		3		5	mc.	waka lityczna drobnoziarnista
78	1737,7	0,12	0,05	5				73	20			2		pyłowiec
79	1737,7	0,06	0,03					55	45					mułowiec
80	1737,8	0,05	0,02					30	70					iłowiec

Skład określono na podstawie wzorców wizualnych./Composition based on visual standards.

aut. – autigeniczny; mc. – minerały ciężkie/heavy minerals

–ziaren mniejszych. Uśredniony skład piaskowców jest następujący: kwarc – 53%, skalenie – 3%, okruchy skał – 12%, łyśczyki – 1%, spoiwo kwarcowe – 3%, kalcytowe – 6%, matriksowe – 20%. Na uwagę zasługuje znaczna ilość litoklastów, wśród których przeważają ilasto-krzemionkowo-kwarcowe nad czysto krzemionkowymi krypto- i mikrokrystalicznymi i kwarcowo-łyśczykowymi. Skalenie (potasowe) są często silnie zmienione. Tekstura piaskowców jest bezładna bądź kierunkowa, mikrolaminacyjna. Laminacja jest spowodowana zróżnicowaniem jakości i ilości spoiwa, zawartości największych ziaren kwarcu i okruchów skał.

W arenitach kwarcowych, wchodzących w skład pakietu falisto- i smużyto-laminowanego, obok kwarcu (85%), występują pojedyncze ziarna skalenia i łyśczyków przy 3%

zawartości okruchów skał kwarcowo-krzemionkowych. Spoiwo jest kwarcowe, regeneracyjne (7%) przy niewielkim udziale ilastego matriksu – 2%. Ziarna kwarcu, o najczęstszych wymiarach 0,18 mm, największych – 0,3 mm, są dobrze i bardzo dobrze obtoczone, kuliste, rzadko wydłużone. Ich pierwotne zarysy, mimo regeneracji, są bardzo dobrze widoczne, dzięki żelazisto-ilastej otoczce. Mikrotekstura skały jest kierunkowa, niewyraźnie laminowana, podkreślona ułożeniem i zawartością łyśczyków. W osadach mułowcowo-iłowcowych, przewarstwiających się z piaskowcami, ujawnia się w obrazie mikroskopowym subtelna laminacja, powodowana selektywnym rozdziałem frakcji pyłowej i ilastej. Laminy grubości 0,5–2,0 mm odpowiadają składem pyłowcom, iłowcom oraz mułowcom. Frakcja pyłowa

(ok. 45%) jest złożona z kwarcu oraz drobnych łyszczyków, ilasta – z illitu zmieszanego z tlenkami żelaza (ok. 55%).

Zlepieńce „pseudoolitowe” zarejestrowano w rdzeniu, w interwale głęb. 1390,5–1396,0 m. Występują w dwóch pakietach grubości 40 i 5 cm, przedzielonych mułowcami i piaskowcami drobnoziarnistymi. Są to ortozlepieńce monoskładnikowe, drobnookruchowe, zbudowane z różnie obtoczonych litoklastów węglanowych. Ich kształty są kuliste i lekko wydłużone, a wymiary 1–5 mm, najczęściej 3–4 mm. Są to zazwyczaj fragmenty zniszczonych gruzłów kalcytowych, opisanych wyżej, ale także mogą to być okruchy z poziomów dojrzałych kalkretów. Niektóre okruchy wykazują charakterystyczną, nieregularną, koncentryczno-promienistą i mikrolaminacyjną budowę (por. Esteban, Clappa, 1983; Peryt 1984). Obecne są również pojedyncze litoklasty mułowców i iłowców. Spoiwem jest ilasto-żelazisty i pyłowy matriks z domieszką ziaren piaszczystych.

Powstanie wyżej opisanych osadów można wiązać ze środowiskiem aluwialnym, a ściślej – rozległym systemem rzek meandrujących, z szeroką strefą jeziorzyskową na równi zalewowej. Wysychające zbiorniki były porastane roślinnością, a fluktuacja poziomu wód gruntowych sprzyjała procesom glebowym oraz powstawaniu gruzłowych koncentracji węglanu wapnia i poziomów kalkretów. W skrajnie suchych warunkach tworzyły się gruzły siarczanowe. Rozmywanie osadów równi zalewowej podczas powodzi prowadziło do powstania zlepieńców typu „pseudoolitów”.

Marta ROMANEK, Maria KULETA

Formacja retu

Wykształcenie osadów retu (1176,0–1351,3 m; miąższość 175,3 m) jest niejednolite i wskazuje, że obszar Nieświnia należał w czasie jego sedimentacji do dwu regionów litofacyjnych, wydzielanych przez H. Senkowiczową (1966, 1970). Początkowo była to litofacja piaszczysto-ilasto-marglista, reprezentowana przez warstwy z Radoszyc, a następnie wapienno-marglisto-siarczanowa – przez dolne warstwy gipsowe i warstwy międzygipsowe, ale nietypowo wykształcone. W stropie sekwencji retu następuje powrót do litofacji piaszczysto-ilasto-marglistej, budującej górne warstwy gipsowe i warstwy z Dalejowa. Wyznaczenie dokładnych granic między poszczególnymi warstwami jest znacznie utrudnione ze względu na mały uzysk rdzenia.

Warstwy z Radoszyc

Jednostkę tę, o miąższości 79,3 m, wydzielono na głęb. 1272,0–1351,3 m. Została ona udostępniona dwoma odcinkami rdzenia o łącznej długości 5,0 m. Niższy odcinek (głęb. 1346,0–1349,0 m) reprezentują piaskowce różnoziarniste, głównie drobnoziarniste, brunatne, brunatnoróżowe i brunatnoszare, warstwowane przekątnie z wkładkami

mułowców brunatnoszarych i brunatnych. Dolne 1,5 m rdzenia budują piaskowce drobnoziarniste, porowate, a następnie piaskowce drobno- i średnioziarniste z domieszką frakcji psefitowej. Ziarna są w przewadze półobtoczone. Obecne są też ziarna ostrokrawędziste i obtoczone we frakcji psefitowej. Stwierdzono tu obecność mikrokryształicznych skał krzemionkowych, kwarcowo-skaleniovych, łyszczykowo-kwarcowych, metamorficznych oraz osadowych, reprezentowanych przez pyłowce i pyłowce kwarcytowe. Na uwagę zasługują obtoczone ziarna hematytu, o rozmiarach od 2 do 5 mm, które są charakterystyczne dla warstw z Wąchocka (por. Senkowiczowa, 1966). Ziarna kwarcu i skał są otoczone obwódkami hematytowymi. Spoiwa jest mało, głównie kwarcowo-regeneracyjne (ok. 6%) oraz matriks ilasto-żelazisty (2,5–3,0%) z niewielką ilością siarczanów – 0,5% pochodzących z infiltracji. Uśredniony skład petrograficzny piaskowców określony w płytkach cienkich przedstawia się następująco: kwarc – 82%, okruchy skał – 6%, hematyt – 3% oraz spoiwo – 9%. Odpowiada on arenitom litycznym (tab. 7).

Wyższy odcinek rdzeniowany (1301,0–1305,0 m) budują mułowce bez widocznych struktur sedimentacyjnych lub warstwowane przekątnie w małej skali. Występujące w przeławiczeniach drobnoziarniste, brunatnoróżowe piaskowce, warstwowane są przekątnie lub rzadziej poziomo laminowane, ze szczelinami w wysychania. Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, dobrze wysortowane o przewadze ziarn >0,06 mm, półobtoczonych przy obecności ostrokrawędzistych i obtoczonych. Ziarna wydłużone podkreślają laminację. Uśredniony skład ziarnowy określony w płytkach cienkich (tab. 7) przedstawia się następująco: kwarc – 74%, okruchy skał – 7,5% reprezentowane przez skały ilasto-krzemionkowe, kwarcowo-łyszczykowe, mikrokryształiczne skały krzemionkowe. Obecne są też ziarna ilaste, łyszczyki (biotyt, muskowit), nieco węglanów i skalenie (0,5%). Hematyt stanowi 1% i występuje w postaci ziarn o średnicy do 1 mm, dobrze obtoczonych oraz tworzy cienkie otoczki na innych ziarnach. Spoiwo jest kwarcowo-regeneracyjne (0–8%), a partiami typu matriks żelazisto-ilastego 30–20%, nierównomiernie rozmieszczone. Skład piaskowców petrograficznie odpowiada arenitom litycznym i wakom kwarcowo-łyszczykowym.

Biorąc pod uwagę skład mineralny i struktury sedimentacyjne badanych skał, można sądzić, że powstały one na obszarze równi fluwialnej.

Dolne warstwy gipsowe i warstwy międzygipsowe

Na piaskowcowo-mułowcowych warstwach z Radoszyc leży kompleks dolnych warstw gipsowych (1200,5–1272,0 m, miąższość 71,5 m), wykształconych jako wapienie mikrytowe, wapienie margliste, wapienie dolomityczne oraz margle z wkładkami piaskowców, iłowców marglistych i piaskowców wapienistych. Szczegółowy podział tego odcinka profilu jest niemożliwy ze względu na bardzo niski procent rdzeniowania.

W rdzeniu na głęb. 1249,0–1252,0 m są to iłowce faliście laminowane z wkładkami piaskowców drobnoziarni-

Tabela 7

Skład petrograficzny skał retu i wapienia muszlowego w otworze Nieświń PIG 1 [% obj.]
Petrographic composition of the Röt and Muschelkalk rocks in Nieświń PIG 1 borehole [% vol.]

Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Składniki terygeniczne Terrigenous components				Składniki allochemiczne Allogene components					Inne Others	Rodzaj skały Rock type
		kwarc quartz	okruszy skał rocks' crumbs	skalenie feldspars	matriks matrix	mikryt micrite	sparyt sparite	siarczany sulfates	kwarc aut. aut. quartz	bioklasty bioclasts		
34	1046,30		1			69				30		flotston
35	1065,30	1				55	15			28	1	flotston
36	1082,70					20		80				madston anhydritowo-dolomitowy
37	1085,70					30		70				madston anhydritowo-dolomitowy
38	1085,80					24		75		1		madston anhydritowo-dolomitowy
39	1088,40	0,5				95		4,5				madston anhydritowo-dolomitowy
40	1089,20	0,5				73,5	17	9				madston anhydritowo-dolomitowy
41	1162,40	0,5				96,5				3		madston
42	1167,00	1				49				50		wakston/pakston
43	1169,70	10				53				35	2	wakston piaszczysty
44	1171,70	5	1			82				12		flotston
45	1172,70					10	20			70		rudston
46	1186,80	35	1				51	1		12		greinston dolomitowy zapiaszczony
47	1185,10	90,5	2	0,5			2	2	3			arenit kwarcowy
48	1191,30	71,5	8	2	10		3	0,5	3		2	arenit lityczny
49	1198,20	86	3	1	2		5		3			arenit kwarcowy
50	1198,20	79	5		15		3	2	0,5			waka lityczna
51	1200,50	63	3	1	7		25	0,5				arenit lityczny wapnisty
52	1251,70	77	4	1	1		12	3	2			arenit lityczny wapnisty
53	1301,50	67	10	2	20	0,5					0,5	waka kwarcowo-łyszczkowa
54	1303,10	81	5	1	3	1			8		1	arenit lityczny
55	1346,20	79	8		3				6		4	arenit lityczny
56	1347,00	85,5	4		2			0,5	6		2	arenit lityczny

aut. – autogeniczny/autigenic. Skład określono na podstawie wzorców wizualnych./ Composition based on visual standards.

stych, wapnistych, mikryty margliste i mikryty poziomo laminowane. Skład piaskowców określony w płycie cienkiej przedstawia się następująco: kwarc – 77%, okruszy skał – 4%, skalenie – 1%, spoiwo – 18% (tab. 7). Wielkość ziarn kwarcu wynosi najczęściej 0,55 mm. Wśród okruszków skał są obecne litoklasty o teksturach kierunkowych, skały kwarcowo-skalieniowe trudne do identyfikacji, zaciemnione w obrazie mikroskopowym, pochodzące najprawdopodobniej ze skał magmowych. Część skaleń uległa kalcytacji. Spoiwo jest kwarcowo-kalcytowo-anhydritowe. Matriks występuje w ilościach minimalnych i jest zastępowany przez grubokrystaliczny kalcyt. Są to arenity lityczne, wapniste.

Obecność anhydrytu w spoiwie (3%) wskazuje, że osady te należą do dolnych warstw gipsowych. Osadzały się one w płytkich lagunach okresowo połączonych z morzem.

Na głęb. 1200,5–1206,0 m występują piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste z nieciągłymi laminami i cienkimi wkładkami marglistymi, mułowcowymi, tworzącymi niekiedy wkładki zlepieńców śródformacyjnych. Na podstawie badań mikroskopowych (tab. 7) opisano piaskowce jako drobnoziarniste, kwarcowe, o słabej laminacji podkreślonej zróżnicowaniem zawartości ziarn i ich wielkości. Przeważają w nich ziarna o średnicy 0,04–0,05 mm przy

obecności ziarn 0,1 i 0,2 mm. Spoiwo jest kontaktowo-porowe, sparytowe. W jego obrębie występują mikrytowe, załone smugi z domieszką dolomitu, z pojedynczymi klastami fosforanowymi lub „intraklasty” silnie wapniste, zbudowane z mikrytu piaszczystego i mikrosparytu. Matriks jest ilasto-żelazisty.

Osady te reprezentują najprawdopodobniej warstwy międzygipsowe, w pobliżu granicy z górnymi warstwami gipsowymi, a więc strop retu dolnego (Senkowiczowa, 1966). Osady te powstały w przybrzeżnej strefie zbiornika morskiego.

Górne warstwy gipsowe i warstwy nadgipsowe

Warstwy wyróżnione na głębokości 1176,0–1200,5 m (miąższość 24,5 m) budują piaskowce drobnoziarniste jasnoszare lub szaroseledynowe, laminowane skośnie. We wkładkach występują ciemnoszare, czasem wiśniowe mułowce, poziomo i faliście laminowane oraz dolomikryty z wprysnięciami i kolistymi skupieniami gipsu i anhydrytu. Skład petrograficzny piaskowców przedstawiono w tabeli 7. Wyróżniono tu kwarcowe piaskowce drobnoziarniste, o wielkości ziaren 0,06–0,08 mm, przeważnie półobtoczonych, oraz nielicznych większych o średnicy 0,16 mm,

dobrze obtoczonych. Towarzyszą im okruchy skał ilasto-krzemionkowych, skaleniowo-kwarcowych, mikrokryształicznych krzemionkowych oraz ilastych. Ziarna często kontaktują się ze sobą. Obecne są skałenie zarówno sodowo-potasowe, jak i plagioklasy. Spoiwo jest głównie kwarcowo-ilasto-kalcytowe lub rzadziej ilaste i ilasto-krzemionkowe. Występują w nim kryształy anhydrytu i nieco sparytu. Obecne są laminy nieregularnie wzbogacone w substancję ilastą z łyszczykami (biotyt i muskowit do 0,3 mm długości), oraz inne wzbogacone w minerały ciężkie, głównie rutyl, z wrostkami hematytu i cyrkon. Niekiedy okruchy ilaste są deformowane przez kwarc i przechodzą do spoiwa.

Obok opisanych wyżej osadów występują piaskowce różnoziarniste laminowane, o wielkości ziarn od 0,1 do 1,4 mm; średnio 0,6 mm. Ziarna są półobtroczone lub kanciaste. Lepsze obtoczenie wykazują ziarna większe. Spoiwo cementacyjne jest grubokryształiczne, kalcytowe z anhydrytem lub niekiedy kwarcowo-regeneracyjne. Są to are-

nity kwarcowe, arenity lityczne i waki lityczne. Wzdłuż powierzchni erozyjnej arenity kontaktują z dolomitami zapiaszczonymi i z anhydrytem. Osady te powstały w środowisku podobnym jak dolne warstwy gipsowe, z większym udziałem osadów terygenicznych.

Dolną część utworów retu rozpoznano 4-metrowym odcięciem rdzenia (1182,0–1186,0 m). Występują tu piaskowce średnioziarniste, kwarcowe, jasnokremowe. Miejscami są poziomo lub faliście laminowane mułowcami ciemnoszarymi lub z cienkimi (2 cm miąższości) wkładkami zlepieńców śródformacyjnych. Spoiwo piaskowców jest krzemionkowe.

Pozycja stratygraficzna tych osadów jest niejasna – mogą one odpowiadać warstwom z Dalejowa lub/i Krynek. Ze względu na lokalizację profilu Nieświń PIG 1 bliżej obszaru występowania warstw z Dalejowa (por. Kuleta, Zbroja, 2006), autorki skorelowały te utwory z warstwami z Dalejowa. Reprezentują one środowisko płytkiego przybrzeża i plaży.

Marta ROMANEK, Maria KULETA

TRIAS ŚRODKOWY

WAPIEŃ MUSZLOWY

Wapień muszlowy wyróżniono na głęb. (1036–1176 m; miąższość 140 m) na podstawie wykształcenia litologicznego, występowania szczątków fauny oraz analizy profilu geofizycznych.

Wapień muszlowy dolny

Wapień muszlowy dolny o miąższości 41 m wyróżniono na głęb. 1135,0–1176,0 m. Leży on zgodnie na piaskowcowych osadach retu, pod dolomitycznymi utworami środkowego wapienia muszlowego. Granice dolna i górna zostały wyznaczone w obrębie próbek okrucowych, gdzie najwyższa próbka, zawierająca piaskowce została zaliczona do retu, a najniższa próbka z dolomitami – do środkowego wapienia muszlowego. Pogląd na litologię tych utworów dają skały uzyskane próbkami okrucowymi oraz rdzeniem z głęb. 1159,0–1173,0 m (fig. 4). Obecność lamin i wkładek wapieni marglistych o teksturze falistej, w obrębie innych typów wapieni oraz wkładek zlepieńców śródformacyjnych, może wskazywać na przynależności tych skał do warstw falistych. W obrębie wapieni liczne są człony łodyg liliowców oraz szczątki skorup małży. Skład petrograficzny skał tej jednostki przedstawiono w tabeli 7.

W dolnej części rdzenia są to biosparyty lub biomikryty. W mikryto-sparytowym lub mikrytowym tle tkwią skorupki we frakcji rudytovej, ułożone bezładnie, czasem równoległe do laminacji. Skorupki całe lub częściej pokruszone są przekryształizowane i stykają się ze sobą bądź są rozproszone w tle skalnym. Skład tych utworów,

określony w płytkach cienkich, odpowiada rudstonom. W obrębie flotstonu są obecne mikrolaminy mikrytu zapiaszczonego z okrucami mikrytów zailonych, stowarzyszonych z kwarcem. Ziarna kwarcu o średnicy od 0,06 do 0,10 mm są półobtroczone. Niekiedy większe bioklasty powodują mikrodeformację osadu. Wyżej obecne są biomikryty zapiaszczone, smugowane substancją węglistą. W mikrytowym tle skalnym tkwią małe, nieregularnie rozsiane skorupki lub ich fragmenty we frakcji arenitowej aleurytovej. Ziarna kwarcu są półobtroczone lub ostrokrawędziste o średnicy 0,14 mm. Skład tych utworów określono jako wakston piaszczysty. Nad nimi leżą biomikryty małżowo-krynowidowe z otwornicami. W składzie bioklastów występują pokruszone skorupki małży we frakcji arenitowej i rudytovej (<0,2 mm>). Człony liliowców osiągają wielkość średnio 0,04–0,05 mm, czasem do 0,7 mm, pancerzyki małżoraczków mają długości 0,02 mm. Skorupki otwornic są zbudowane ze sparytu z obwódką mikrytową, a komory wypełnia mikryt z pojedynczymi ziarnami sparytu. Petrograficznie osady te odpowiadają wakstonom lub pakstonom. Nad nimi występują mikryty bez skamieniałości lub z minimalną ich domieszką i pojedynczymi ziarnami kwarcu, określone jako madstony.

Wyższą część profilu dolnego wapienia muszlowego budują wapień mikrytowe i sparytowe, margliste z wkładkami ciemnoszarych mułowców. W osadach dolnego wapienia muszlowego obserwowano liczne tekstury faliste, laminację falistą i poziomą oraz obecność intraklastów.

Profil osadów dolnego wapienia muszlowego jest zbliżony do analogicznych osadów opisanych z otworu Stuzianna IG 2 (por. Jurkiewicz, 1988). Utwory te powstały w warunkach płytkiego, epikontynentalnego, otwartego

morza. Wapienie mikrytowe o laminacji poziomej osadzały się w wodach spokojnych, poniżej podstawy falowania. Czasowe obniżenie się podstawy falowania wywołało erozję, przerabianie osadów i ich redepozycję. W efekcie działalności fal lub prądów powstały intraklasty i tworzyły się zlepnięcia śródformacyjne oraz były kruszone skorupki organizmów zasiedlających dno zbiornika.

Wapień muszlowy środkowy

Profil środkowego wapienia muszlowego, o miąższości 64,2 m, rozpoznano na głęb. 1070,8–1135,0 m. Reprezentują go mikryty, dolomikryty i dolosparyty z laminami i skupieniami anhydrytów i gipsów. Przy stropie występują mikryty, mikryty dolomityczne z wkładkami mikrytów marglistych i margli ze śladami działalności organizmów.

W analizie mikroskopowej rozpoznano dolomity na głęb. 1082,7–1089,2 m. Stwierdzono w nich obecność dolomitowego mułu węglanowego, przechodzącego w mikrosparyt dolomitowy, usiany cementacyjnymi impregnacjami anhydrytu o teksturze poikilitowej. Anhydryt występuje w nieregularnych skupieniach o kształcie wydłużonych słupów (długości 0,1–0,2 mm czasem większej) bądź kolistych wypełnień i skupień. Obecne są impregnacje anhydrytowo-gipsowe. W skale rozproszone są ziarna kwarcu o średnicy 0,04 mm. Uśredniony skład petrograficzny tych skał przedstawia się następująco: mikryt dolomityczny – 84%, sparyt – 0–8%, anhydryt – 7% i kwarc 0,5%, co odpowiada madstonom dolomityczno-anhydrytowym (tab. 7).

W innych partiach rdzenia obserwowano ciągle przejścia dolomitycznego mułu w sparytowe kryształy siarczanów (gruzy). W mule dochodziło do wzrostu inerstycjalnego anhydrytu zastępującego poikilitowy dolomit. Czasem dolomit poprzetykany jest laminarnie anhydrytem, a jego kryształy są ułożone smużyście. Obecne są laminy anhydrytu o strukturze chaotycznie pryzmatycznej, lokalnie fasikularnej.

Następnym typem są dolomity poprzetykane kryształami anhydrytu, o wyraźnej kierunkowej laminacji, z lokalnymi strefami anhydrytu gruzłowatego o strukturze chaotycznie pryzmatycznej. W gruzłach są obecne pseudomorfozy po kryształach pryzmatycznych oraz pseudomorfozy anhydrytu po gipsie.

Osady dolomitowo-anhydrytowe osadzały się w płytkiej strefie sublitoralnej z wpływami sebhya. Świadczą o nich pseudomorfozy dolomitu po gipsie, obecność anhydrytów gruzłowych, gipsów w pojedynczych kryształach oraz dolomitów (Gradziński i in., 1986). Wapienie mikrytowe, margliste i dolomityczne, występujące ponad dolomitami, osadzały się w głębszej strefie sublitoralnej, poniżej normalnej podstawy falowania z wpływami środowiska wyżej energetycznego.

Wapień muszlowy górny

Warstwy z *Entolium discites*

Utwory z głęb. 1036,0–1060,0 m pozbawione są fauny i nie można dokładnie określić ich wieku. Na głęb. 1060,0–1070,8 m wydzielono warstwy z *Entolium discites*, miąższość 10,8 m. Rdzeniem rozpoznano 9,8 m profilu utworów węglanowych, leżących na rozciętych powierzchnią erozyjną dolomitycznych osadach środkowego wapienia muszlowego. Jednostka jest wykształcona w postaci mikrytów i sparytów z wkładkami mułowców i margli z dużą ilością szczątków organicznych oraz śladami działalności organizmów. W mikrytowym tle skalnym tkwią liczne, sparytowe skorupki małży o średniej wielkości 0,8 mm, nieliczne o wielkości 2,0 mm. Obecne są pojedyncze szczątki fosforanowe. Jako domieszki występują minerały ilaste oraz pirytowe impregnacje skamieniałości i kuleczkowe skupienia pirytu. Laminy mikrytowe, z rozsianym, pokruszonym detrytusem szkieletów oraz ziarnami kwarcu pyłowego, podkreślają laminację. Są to flotstony. Obok nich pospolicie występują biosparyty z muszlami we frakcji rudytovej i sparytovej, z domieszką okruchów skał ilasto-krzemionkowych. Bioklasty bardzo często układają się równolegle do warstwowania. Razem z tłem skalnym, uległy procesom rekryształizacji i kalcytacji. Dość duża ilość skorupki *Entolium discites* (Schlotheim) wskazuje, że rdzeniowany odcinek odpowiada warstwom z *Entolium discites*. Wyższe odcinki górnego wapienia muszlowego (34,8 m) wykształcone są w postaci ciemnoszarych mułowców z wkładkami wapieni mikrytowych i sparytowych z przekryształizowaną fauną.

Osady górnego wapienia muszlowego osadzały się w zbiorniku na pograniczu płytszej i głębszej strefy sublitoralnej. Piryt i substancja organiczna, nadające ciemną barwę osadom, wskazują na okresowe pogłębianie się zbiornika.

Maria KULETA, Andrzej IWANOW, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

TRIAS GÓRNY

KAJPER

Osady kajpru w stwierdzono w interwale głęb. 380,0–1036,0 m (miąższość 656 m; fig. 32). Występują w ciągłym następstwie litostratygraficznym z utworami górnego wapienia muszlowego w spągu i jury dolnej w stropie. Ustalenie ich pozycji stratygraficznej dokonano na podstawie ba-

dań litologicznych, geofizycznych, a także palinologicznych. W stosunku do profilu kajpru przedstawionego w starszych opracowaniach (Kowalczewski i in., 1991b; Kuleta, 2005) dokonano istotnych zmian dotyczących podziału i wyróżnienia poszczególnych jednostek litostratygraficznych triasu górnego.

Kajper dolny

Warstwy sulechowskie

Kajper dolny, występujący na głęb. 917,0–1036,0 m, tworzy pakiet osadów miąższości 119,0 m. Jest wykształcony w sposób typowy dla warstw sulechowskich tzn., w części środkowej głównie w pstrych facjach mułowcowych z gruzłowymi skupieniami węglanów i przerostami piaskowców oraz facjach szarych iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych w partiach przyspągowej i stropowej (por. Gajewska, 1978). Rdzeniem został rozpoznany 23 m odcinek profilu, usytuowany w jego środkowej partii (głęb. 956–979 m; [fig. 32](#)). W górnej części jest zbudowany z mułowców brunatnych z zielonymi plamami i smugami, partiami szarych lub szaro-zielono-brunatnych, „bezstrukturalnych”, najczęściej bryłowo spękanych. Mułowce te zawierają nieliczne skupienia węglanów w formie luźno rozmieszczonych gruzłów różnej wielkości, maksymalnie do 1,5 cm. Kalcyt występuje również w formie nieregularnych infiltracji, plam i užyleń itp. W szlifie cienkim z głęb. 970,5 m ([tab. 8](#)), w obrębie ilasto-żelazistego tła występują nieregularne, drobne konkracje – gruzły kalcytowe o koncentrycznej, zdeformowanej budowie. Obecne są także ostrokrawędziste, silnie żelaziste laminowane okruchy, które mogą być fragmentami niszczonych poziomów kalkretów. Spoiwem jest cement blokowy. Występuje również cement wisiorkowy i meniskowy. Zbrekowanie, nieregularność budowy i przemieszanie cementów wskazuje na kilkakrotnie powtarzające się procesy rozpuszczania oraz wytrącania węglanu wapnia.

Występujące, w niższej części rdzeniowanego odcinka, pakiety szarych piaskowców (grubości 0,55–3,10 m) zawierają wkładki mułowców, co upodabnia je do heterolitów. Zaobserwować tu można różne typy struktur sedimentacyjnych: warstwowanie przekątne małoskalowe, poziome i falisto-soczewkowe, bioturbacje i spływowe zaburzenia laminacji.

Piaskowce są drobnoziarniste i odpowiadają składem arenitom litycznym z przejściami do wak litycznych (d_{max} 0,35–0,15 mm, d_{mf} 0,15–0,10 mm; [tab. 8](#)). Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste lub półobtoczone zarówno okrągłe, jak i wydłużone. Występujące w dużych ilościach (18–27%) okruchy skał są reprezentowane przez litoklasty osadowe: kwarcowe, mikro- i drobnokrystaliczne, iłowce illitowe, illitowo-chlorytowe, illitowo-krzemionkowe oraz metamorficzne: łupki łyszczykowo-kwarcowe, kwarcowe i skały skaleniowo-kwarcowe. Obecne są również okruchy sparytowe oraz pojedyncze bioklasty węglanowe. Duża jest frekwencja łyszczyków (8–10%), głównie biotytu, ulegającego intensywnie transformacji w kierunku chlorytu i illitu. Łyszczyki ułożone są luźno między pozostałymi składnikami ziarnistymi oraz tworzą wzbogacone laminy, stwarzające z dużym nagromadzeniem piryty i substancji węglistej (ok. 5%). Piryty ma formę framboidalnych lub ziemistych skupień, zastępujących sieczkę roślinną. Spoiwo (10–18%) jest matriksowe, illitowo-chlorytowo-pyłowe oraz cementacyjne, kalcytowe. Wydłużone składniki – łyszczyki

i kwarc – są ułożone jednokierunkowo, a także tworzą laminy, w których podwyższona jest również zawartość matriksu, piryty i substancji węglistej.

Poszczególne wkładki laminowanych mułowców, tworzące piaskowcom, można zaliczyć do pyłowców. Stosunek ziaren frakcji pyłowej do iłowej wynosi ok. 3 przy zawartości piaszczystych ziaren kwarcu i biotytu 7% ([tab. 8](#)). W skład pyłu, obok kwarcu, wchodzi okruchy skał opisane z piaskowców oraz biotyt, a masa ilasta jest silnie przesycona wodorotlenkami żelaza. Laminacja jest efektem zróżnicowania zawartości spoiwa i łyszczyków.

W przystropowej, nierdzieniowanej części warstw sulechowskich, przeważają szare barwy osadów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych. Szare barwy mają również iłowce, mułowce i piaskowce występujące w dolnej części wydzielenia.

Osady warstw sulechowskich można zinterpretować jako utwory lagunowe, zazębiające się i przechodzące stopniowo ku górze profilu w osady nadbrzeżnej równi aluwialnej ([fig. 32](#)).

Kajper środkowy

Dolomit graniczny

Dolomit graniczny (898,0–917,0 m) został rozpoznany tylko w próbkach okruchowych, reprezentowanych przez ciemnoszare mułowce margliste dolomityczne i jasne drobnoziarniste piaskowce. Jego pozycja w profilu jest wyraźnie określona na krzywych karotażu geofizycznego ([fig. 4](#)).

Warstwy gipsowe dolne

Warstwy gipsowe dolne wyróżniono na głęb. 750,0–898,0 m (148 m miąższości). Ich spągowa granica przebiega w obrębie próbek okruchowych, natomiast stropowa – w odcinku rdzeniowanym. Profil warstw gipsowych dolnych jest w znacznym stopniu rdzeniowany (ponad 60%; [fig. 32](#)). Wykształcone są one w dwóch zróżnicowanych litologicznie facjach. Przejście jednej w drugą jest stopniowe i przebiega na głębokości 850,0–857,0 m.

Dolny odcinek profilu jest utworzony z utworów wapienistych, natomiast górny – z dolomitycznych. Pierwszy budują głównie margle, przechodzące we wkładki w wapienie margliste, mikrytowe i bioklastyczne oraz margle ilaste i iłowce margliste. Przejścia między osadami są zazwyczaj gradacyjne, w przypadku warstw bioklastów – często erozyjne. Osady mają ciemne, czasem prawie czarne, szare barwy i są najczęściej drobno, poziomo laminowane. Są to jaśniejsze, silniej wapniste, cienkie laminy grubości 3 mm do kilku cm. Intensywność laminacji zmienia się w profilu. Pakiety wapieni mikrytowych są zazwyczaj masywne, bioklastyczne natomiast mają wyraźnie kierunkowe struktury, wynikające z ułożenia i zawartości wydłużonych bioklastów. Wykazują czasem gradację uziarnienia.

Wapienie bioklastyczne – rudstoni, flotstoni – należą do najbardziej charakterystycznych osadów. Tworzą wkładki muszłowców grubości od 5–15 cm do 30–50 cm. Zawierają przewarstwienia madstonów z pojedynczymi

Tabela 8

Skład petrograficzny skał kajpru w otworze Nieświń PIG 1 [% obj.]
Petrographic composition of the Keuper rocks in Nieświń PIG 1 borehole [% vol.]

Numer próbki Sample number	Głębokość Depth [m]	Wymiary ziarn kwarcu Size of quartz grains		Składniki terygeniczne Terrigenous components						Składniki ortochemiczne i allochemiczne Orthochemical and allogene components						Inne Others	Rodzaj skały Rock type	
		d _{max} [mm]	d _{mf} [mm]	kwarc quartz	skalenie feldspars	okruchy skały rocks' crumbs	łyseczyki micas	ziarna/grains 2–0,06 mm		pyłowy dusty	ilasty argillic	mikryt micrite	sparyt sparite	siarczany sulfates	kwarc aut. autigenic quartz			bioklasty/ intraclasts
1	404,0	0,12	0,02						5	95								iłowiec
2	502,5	0,30	0,30	20		4	1	25	30		20							mułowiec piaszczysty z węglanami
3	505,2					80						20						zlepieniec
4	506,3	0,45	0,20	48	7	15	3		16		5				1	5		waka lityczna drobnoziarnista
5	509,0	0,12	0,02	3		1		25	70			1						iłowiec
6	601,5	0,12	0,07	40	1	22	2		35								tl. Fe	waka lityczna drobnoziarnista
7	604,5	0,10	0,03	10			2	46	42								tl. Fe	mułowiec piaszczysty
8	699,0	0,04	0,02					10	90									iłowiec marglisty
9	701,5a												100					anhydryt
10	701,5b	0,05	0,02	5						95								margiel ilasty
11	755,6	0,05	0,03	8						92								margiel ilasty
12	756,6	0,40	0,14	80	1	2			10				2	4				arenit kwrcowy drobnoziarnisty
13	762,1	1,80	0,60	75		4				18		1	2					waka lityczna grubnoziarnista
14	767,5	0,12	0,04					15	85									margiel ilasty dolomityczny
15	775,0	0,05	0,02					8	91				1					margiel dolomityczny, madston
16	782,5	0,05	0,02					10	90									iłowiec marglisty dolomityczny
17	793,5	0,04	0,02					5	95									margiel ilasty dolomityczny
18	817,0	0,20	0,03	18	2	4	3	35	36								p.	mułowiec piaszczysty
19	821,8	0,05	0,04					8	92									margiel dolomityczny, madston
20	853,6	0,04	0,02					5	95									margiel ilasty dolomityczny
21	857,9	0,18	0,02						20							80		wapień bioklastyczno-marglisty, rudston
22	861,7											19	1			80		wapień bioklastyczny, rudston
23	863,0	0,05	0,02					5	85							10		wapień marglisty z bioklastami, flotston
24	870,5												100					anhydryt
25	874,7									95						5		margiel z bioklastami
26	877,4	0,20	0,12	10					5			10				75	p.	wapień bioklastyczno-marglisty, rudston
27	880,3	0,06	0,04					3	95							2		margiel
28	956,0	0,20	0,04	8		1	2	39	40			10						mułowiec z gruzłami kalcytowymi
29	969,6	0,15	0,04	5			2	70	23									pyłowiec
30	970,5a								30		70							iłowiec gruzłami kalcytowymi
31	970,5b	0,25	0,03	10	1	9		20	60									iłowiec z okruchami kalcytu
32	976,6	0,35	0,15	40	7	18	9		10			10					s.o.	arenit lityczny drobnoziarnisty
33	977,0	0,15	0,10	38	10	22	10		18			2					s.o.	waka lityczna drobnoziarnista

Skład określono na podstawie wzorców wizualnych./Composition based on visual standards.

aut. – autogeniczny; p. – piryt/pyrite; s.o. – substancja organiczna w smugach/organic matter in strips; tl. Fe – grudki tlenków żelaza/clods of iron oxides

ziarnami szkieletowymi. Na podstawie zawartości bądź sposobu wykształcenia spoiwa można wyróżnić ich trzy odmiany: rudstony o cemencie sparytowym, blokowym, rudstony o spoiwie terygenicznym, matriksowym, ilasto-

-pyłowym oraz flotstony o tle mikrytowym. Materiał szkieletowy stanowią pokruszone skorupy małży i ramienionogów (1–10 mm), ułożone najczęściej horyzontalnie, gęsto upakowane – do 80% (tab. 8). Mają one bardzo dobrze za-

rysowane kształty, wypełnione sparytem bądź mikrytem, często z zachowaniem wewnętrznej budowy muszli. Brzeżne części skorup sparytowych ulegają mikrytyzacji. Strefy te lub całe bioklasty mikrytowe są impregnowane pirytem. Obok muszli są obecne, w znacznych ilościach, fragmenty fosforanowe różnej wielkości 0,5 do kilku mm, słabo obtoczone, o ciemnych, brązowych barwach. Występują również okruchy wypełnione pirytem, które można uznać za pokruszone szczątki flory. Spoiwo ilasto-pyłowe, obficie impregnowane substancją organiczną i pirytem, układa się w laminy przedzielone muszlami. Zarys lamin jest modyfikowany kształtem muszli, tworząc ich falisto-smużysty przebieg. We flotstonach muszle są lepiej zachowane, większe. Tworzą także izolowane laminki w madstonach.

Margle – madstony margliste – i iłowce margliste są skałami o bardzo podobnym wykształceniu. Różni je głównie węglanowość. Są poziomo laminowane, o różnej grubości, częstotliwości i wyrazistości lamin. Nie wykazują przy tym zdecydowanej oddzielności łupkowej. Jest to alternacja cienkich 0,1–2,0 mm lamin jaśniejszych, zbudowanych z materiału węglanowego, węglanowo-pyłowego i pyłowo-ilastego, przedzielonych ciemniejszymi laminami, różnej grubości (od 5 do kilkudziesięciu centymetrów). Lamin ciemniejsze są złożone z masy mikrytowo-ilastej z obfitą domieszką materiału organicznego i drobno rozproszanego pirytu oraz kierunkowo ułożonymi ziarnami blaszkowymi.

Wyższy pakiet osadów dolnych warstw gipsowych budują skały z dużym udziałem dolomitu. Są to margle ilaste i iłowce dolomityczne, rzadziej margle dolomityczne oraz bezwęglanowe mułowce i iłowce. Większą dolomityczność wykazują skały w górnej części pakietu. Skały silniej ilaste mają czarne, ciemnoszare, szarozielone i szarobrunatne barwy. Margle wykazują najczęściej barwy ciemnoszare, tylko w samym stropie wydzielenia, wraz z iłowcami przybierają odcienie zielono-brunatno-szare. Margle są zazwyczaj poziomo laminowane, natomiast w iłowcach i mułowcach brak widocznych struktur sedimentacyjnych.

Margle dolomityczne – madstony margliste – są jednorodną mieszaniną mikrytu i minerałów ilastych, pigmentowaną substancją organiczną (tab. 8). W obrębie tła występują cienkie laminy (0,5–3,0 mm), często o nieregularnym przebiegu, złożone z pyłu kwarcowego, czasem także drobno sparytowego dolomitu. Drobne, sparytowe kryształki dolomitu są widoczne także w mikrytowym tle. W iłowcach laminacja jest podkreślona zróżnicowaniem zawartości domieszki pyłowej. W partiach „bezstrukturalnych” ziarna kwarcu są rozmieszczone bezładnie w tle lub w nieregularnych skupieniach i smugach. W obrębie całego wydzielenia, ale częściej w przystropowej części, obserwowane są nieliczne, gruzłowe, a także infiltracyjne i żyłowe skupienia anhydrytu. Jest to anhydryt drobnokrystaliczny o wydłużonych kryształach ułożonych kierunkowo, pilśniowo powyginanych.

W najwyższej części dolnych warstw gipsowych występują szarozielone mułowce i piaskowce drobnoziarniste z cienkimi warstewkami beżowych piaskowców średnio-, rzadziej różnoziarnistych oraz iłowców marglistych. Pias-

kowce przedzielone są bezstrukturalnymi iłowcami o barwie zielono-brunatnej. Struktury sedimentacyjne w mułowcach i piaskowcach – laminacja pozioma, nieciągła – zdeformowane są bioturbacjami, spływami i rozmyciami. Liczny udział mają w piaskowcach intraklasty iłowcowo-mułowcowe.

Piaskowce drobnoziarniste odpowiadają składem arenitom kwarcowym, grubiej ziarniste – sublitycznym, przy maksymalnej zawartości 5% okruchów należących do mikrokryształicznych skał kwarcowych. Nie obserwuje się łyszczyków, a jedynie pojedyncze, drobne ziarna skaleni. Wykazują one średnie i dobre obtoczenie oraz znaczną przewagę ziaren kulistych nad wydłużonymi. Wysortowanie jest słabe – d_{max} 0,4–1,8 mm, d_{mf} 0,14–0,60 mm (tab. 8). Spoiwo stanowi masa illitowo-chlorytowa z domieszką dolomitowego mikrosparytu. Obecny jest cement kwarcowy w ilościach ok. 2% i anhydrytowy ok. 2%.

Osady dolnych warstw gipsowych reprezentują osad laguny, lokalnie siarczanowej.

Warstwy gipsowe górne

Warstwy gipsowe górne wyróżniono w interwale 600,0–750,0 m (miąższość 150 m). Granica spągowa jednostki została uchwycona w obrębie rdzenia. Strop wyznaczono w obrębie próbek okruchowych. Profil tej części jednostki jest zbudowany z utworów marglisto-mułowcowych, rozpoznanych 10,8 m odcinkiem rdzenia. Do głęb. ok. 700 m występują margle ilaste i iłowce margliste oraz margle o zmiennej proporcji kalcytu do dolomitu. Poszczególne rodzaje skał tworzą pakiety grubości 0,3–0,8 m, nieregularnie się przewarstwiające. Margle są ciemnoszare, poziomo laminowane, ale bywają również warstewki bez widocznych struktur sedimentacyjnych. Iłowce mają często nieregularne, plamiste, brunatno-szare zabarwienia. Są „bezstrukturalne” lub laminowane materiałem pyłowym, podobnie jak margle. Zawierają skupienia anhydrytu w postaci gruzłów i użyleń.

W środkowej partii profilu (651,0–700,0 m), rozpoznanej tylko w okruchach, występują skały o podobnej litologii ze zdecydowaną przewagą kalcytu nad dolomit. Stropową część sekwencji budują facje terygeniczne. Są to najczęściej „pstre”, ciemnowiśniowe mułowce z zielonymi plamami, przewarstwiane piaskowcami oraz piaskowce drobnoziarniste szarozielone i szarowiśniowe.

Uzyskany na głęb. 600–606 m sześciometrowy odcinek rdzenia jest tektonicznie mocno odkształcony systemem drobnych uskoków. Występujące tu piaskowce mają drobną, poziomą i przekątną laminację, mułowce natomiast są bezstrukturalne. Skład piaskowców kwalifikuje je do wak litycznych (tab. 8). Znacząca jest zawartość (22%) mało odpornych na zniszczenie litoklastów ilastych, illitowo-chlorytowych, żażelazionych i ilasto-krzemionkowych. Chloryt, którego ilość sięga 35%, występuje również w matriksie ilasto-pyłowym. Nieznaczny jest udział skaleni i biotytu. Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste i słabo obtoczone, kuliste i wydłużone. Tekstura w mikroskali jest bardzo słabo zaznaczona zmianą zawartości spoiwa i ułożeniem wydłużonych składników. Mułowce zawierają zbliżone pro-

porcje frakcji ilastej i pyłowej. Tło ilaste jest silnie żelaziste, o nierównomiernym, smugowo-grudkowym rozkładzie wodorotlenków żelaza. Ogólnie tekstura jest kierunkowa.

Środowisko sedymentacji górnych warstw gipsowych może reprezentować zbiornik brakiczny przechodzący w lagunę (fig. 32).

Warstwy ze Studziannej

Warstwy ze Studziannej wyróżniono na głęb. 407,0–600 m (miąższość 193 m). Spągowa granica wydzielenia jest wyznaczona w obrębie rdzenia, górna – na podstawie próbek okruchowych i karotażu geofizycznego. Jednostkę tą rozpoznano rdzeniem na głęb. 502–510 m, w środkowej części profilu jednostki. Występują tu silnie żelaziste, pstre, bezstrukturalne mułowce i iłowce ze skupieniami kalcytu w formie grudek i infiltracji oraz piaskowce drobnoziarniste, przewarstwiane zlepieńcami drobnookruchowymi typu „brekcji lisowskiej”. Piaskowce są laminowane poziomo i przekątnie, tworząc zestawy małoskalowe, lub nieregularnie – faliście. Mają skład odpowiadający wakom litycznym (tab. 8). Są makroskopowo bardzo podobne do piaskowców opisanych z górnych warstw gipsowych. Zawierają jednak więcej skałeni – ortoklaz, albit – oraz wykazują lepsze obtoczenie ziaren kwarcu i występują w nich intraklasty iłowcowe. Zlepieńce tworzą kilka wkładek 5 i 30 cm grubości. Podstawowym ich składnikiem są okruchy węglanowo-żelaziste wielkości 2 mm do 3 cm, najczęściej 2–6 mm. Rzadsze są litoklasty brunatnych i zielonych mułowców i iłowców. Zróżnicowana budowa wewnętrzna okruchów węglanowych – koncentryczno-nieregularna, płasko, faliście laminowana i bezładna – wskazuje, że są to fragmenty niszczonej poziomów kalkretów zarówno gruzłów, jak i pokryw. Spoiwo zlepieńców jest kalcytowe, sparytowane, o różnych cechach słodkowodnego cementu freatycznego.

Podobne wykształcone osady (próbki okruchowe) kontynuują się aż do spągu opisywanych warstw. Mniejszy jest tu udział kongregacji węglanowych – gruzłów – a wkładki zlepieńców są sporadyczne.

Zbliżone cechy mają osady leżące ponad rdzeniowym odcinkiem, do głębokości ok. 458 m, gdzie są rejestrowane ostatnie okruchy zlepieńca typu „brekcji lisowskiej”. Do stropu jednostki występują piaskowce, mułowce, rzadziej iłowce, głównie w barwach szarych. Brunatne i brunatno-czekoladowe mułowce mają tu niewielki udział.

Środowiskiem powstania warstw ze Studziannej była równia aluwialna, utworzona przez rzeki meandrujące (fig. 32). Stanowiące trzon profilu, pstre iłowce i mułowce z gruzłami kalcytowymi reprezentują osady powstałe w obrębie rozległych równi zalewowych. Suchy klimat z okresowymi opadami sprzyjał rozwojowi gleb węglanowych (Alonso-Zarza, Wright, 2010). Rozmywane podczas powodzi osady równi zalewowych z poziomami glebowymi były źródłem okruchów węglanowych, występujących w zlepieńcach typu „pseudoolitu” lub „brekcji lisowskiej”.

Występujące w górnej części warstw ze Studziannej szare barwy osadu wskazują na wzrost wilgotności klimatu.

Kajper górny

Pstre warstwy parszowskie

Pstre warstwy parszowskie wyróżniono na głęb. 400,0–407,0 m (5,7 m rdzenia; fig. 32). Reprezentowane są przez iłowce o barwie brunatno-wiśniowo-żółtawej. Zawierają one ciemne, silnie żelaziste, kongregacje („sferolity”), do 1,5 cm średnicy, powstałe prawdopodobnie w wyniku utleniania skupień syderytowych. Genezę tych ostatnich można wiązać ze strukturami korzeniowymi w poziomach glebowych (por. Pieńkowski i in., 2014). Rdzeń jest pokruszony, odkształcony tektonicznie, występuje w drobnych okruchach, co uniemożliwia bardziej szczegółową charakterystykę litologiczno-petrograficzną.

Osady pstrych warstw parszowskich powstały w środowisku jezierno-bagiennym (por. Pieńkowski i in., 2014)

Szare warstwy parszowskie

Granice szarych warstw parszowskich, wyróżnionych na głęb. 380,0–400,0 m (miąższość 20 m; fig. 32), wyznaczono na podstawie próbek okruchowych oraz danych geofizycznych. Szare warstwy parszowskie są zbudowane z szarych piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Piaskowce są przewarstwiane mułowcami i iłowcami barwy ciemnoszarej i czarnej. W stropowej części jednostki iłowce i mułowce przeważają nad piaskowcami.

Powstanie szarych warstw parszowskich jest związane ze środowiskiem rzek meandrujących (Pieńkowski i in., 2014).

JURA

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

JURA DOLNA

Utwory jurajskie zajmujące najwyższą, podkenozoiczną część profilu, występują w interwale 30,0–380,0 m. Były rdzeniowane w 4,2%, czyli odcinek rdzeniowany o długości 4,2–5,5 m, co ok. 100 m. Uzyskano łącznie 14,7 m rdze-

nia. Dodatkowych danych dostarczyły próbki okruchowe, pobierane początkowo co 5 m, a poniżej głęb. 230 m co 2 m. Upad w odcinkach rdzeniowanych nie przekracza 5° (Złonkiewicz, 1991, 2005).

Głównym źródłem informacji o nierdzieniowanych odcinkach profilu jury były krzywe profilowania geofizycznego (fig. 4). Stały się one podstawą do podziału stratygraficznego, przy wykorzystaniu metodyki stratygrafii sekwencji i możliwości korelacji ze schematami rozwoju tej części basenu epikontynentalnego, autorstwa Feldman-Olszewskiej (1997) i Pieńkowskiego (1997, 2001, 2004, 2006). Dokonano interpretacji środowisk sedimentacji. Litostratygrafia osadów jurajskich została uzupełniona wynikami badań palinostratygraficznych, wykonanych przez A. Fijałkowską (1991, 2005; Fijałkowska i in., 1991).

W otworze stwierdzono niepełny profil liasu, pod względem litologii wykształcony dość typowo dla północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W jego podziale i interpretacji zastosowano podział litostratygraficzny liasu świętokrzyskiego utworzony przez Samsonowicza (1929), udoskonalany przez Karaszewskiego (1962), Karaszewskiego i Kopika (1970) oraz Kozydrę (1962), a przez Pieńkowskiego (1983, 2004, 2006), uszczegółowiony i wzbogacony o kryteria sedimentologiczne i facjalne. Wyodrębniono charakterystyczne formacje, obejmujące niemal cały profil hetangu. Zwraca uwagę stosunkowo znaczna miąższość poszczególnych wydziałów, z wyjątkiem formacji zagajskiej, zbliżona do odnotowanej w profilach wierzeń Opoczno PIG 2 i Ostalów PIG 2 (Kowalczewski, 2006a, b; Złonkiewicz, 2006a, b).

Opierając się na kryteriach litologicznych, w profilu wiercenia nie stwierdzono obecności utworów dolnojurajskich młodszych od hetangu. Najprawdopodobniej uległy one usunięciu podczas wieloetapowej erozji, najpierw we wczesnej i na początku środkowej jury, a w większym wymiarze, zachodzącej po alpejskim wypiętrzeniu obszaru świętokrzyskiego. Wyniki oznaczeń miosporowych potwierdzają przynależność najstarszego odcinka rdzeniowego do hetangu, nie precyzują jednak wieku pozostałych części profilu.

Litologia, a przede wszystkim cykliczna zmienność obserwowanej sekwencji oraz analogie z innymi szczegółowo rozpoznanymi profilami z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pieńkowski, 1983, 2004, 2006), pozwalają na interpretację środowisk sedimentacji. Ze względu na brak materiału rdzeniowego, podane środowiska facjalne należy traktować jednak jako hipotetyczne.

Wyznaczenie spągu jury dolnej nie stanowi trudności. W profilach geofizycznych zaznacza się ona wyrażenie na głęb. 380,0 m, w spągu ławicy piaskowców, przykrywających miąższy kompleks iłowców triasowych. W próbce okruchowej z interwału 378,0–380,0 m, znajduje się przemieszany materiał dolnojurajski (mułowce szare, białoszare pyłowce, szare iłowce) i górnotriasowy (ciemnoszare miękkie iłowce).

Górna granica jury dolnej w profilach geofizycznych jest słabiej czytelna, a w próbkach okruchowych przyjęto ją w spągu kompleksu żółtych, bezwapnistych glin, zawierających materiał zwietrzelinowy oraz domieszkę żwiru krystalicznych skał skandynawskich. Bezpośrednio poniżej tej granicy stwierdzono okruchy białoszarych pyłowców i podrzędnie okruchy węgla.

Formacja zagajska

Najniższa część profilu jury, reprezentująca formację zagajską (230,0–380,0 m), jest wykształcona dość typowo (fig. 4). Rozpoczyna ją (głęb. 374,0–380,0 m) najprawdopodobniej pakiet piaskowców, w wyższej części z przewarstwieniem mułowca, wyraźnie zaznaczony na krzywej profilowania γ . Fakt ten nie znajduje potwierdzenia w próbkach okruchowych, zawierających mułowce, pyłowce i iłowce, także twarde łupki iłowcowe i drobne przewarstwienie węgla, a spowodowany jest prawdopodobnie zniszczeniem stosunkowo kruchego piaskowca podczas wiercenia. Ławica piaskowca ponad spągiem jury stanowi najniższą część osadów pierwszego cyklu sedimentacyjnego, występującego na głęb. 367,5–380,0 m. Ku górze profilu piaskowce przechodzą w mułowce, a następnie w iłowce. Drugi cykl (362,0–367,5 m) rozpoczyna się mułowcami piaszczystymi i kończy iłowcami.

Powyżej (362,0–338,0 m) krzywa promieniowania γ oraz próbki okruchowe wskazują na obecność kilkumetrowej miąższości pakietów, złożonych z przewarstwiających się szarych mułowców, pyłowców i iłowców, niekiedy z udziałem szarobrunatnych syderytów ilastych. Pakiety przedzielane są piaskowcami drobnoziarnistymi, tworzącymi ławice grubości 1,0–2,5 m. W całym interwale widoczny jest stopniowy wzrost udziału łu, przy równoczesnym spadku udziału frakcji piaszczystej.

W środkowej części profilu formacji zagajskiej (320,5–338,0 m) udział frakcji ilastej jest największy. Na krzywej profilowania γ , wśród przewarstwiających się pakietów mułowcowo-ilastych, zaznaczają się średniej grubości ławice czystych iłowców lub syderytów ilastych (320,5–326,5 m). Przykrywa je pakiet monotonnych mułowców (316,0–320,5 m).

Ponad nim leży kompleks osadów (290,0–316,0 m) tworzących cykl o zmniejszającym się ku górze udziale frakcji piaszczystej. Reprezentują go kilkumetrowe pakiety mułowcowe i mułowcowo-iłowcowe. Poniżej głęb. 304,0 m pakiety te są rozdzielone ławicami piaskowców o grubości 1,0–2,0 m. Powyżej iłowce stają się dominującym typem litologicznym. W tej części profilu znalazł się odcinek rdzeniowany (298,0–304,0 m). Tworzą go twarde mułowce ilaste oliwkowo-szare, o tabliczkowej oddzielności i słabo wyrazistej laminacji smużystej, rzadziej poziomej. Ku górze zastąpione są one przez oliwkowo-zielone łupki ilaste z laminami mułowców ilastych. Warstwowanie nachylone jest pod kątem paru stopni, jedynie na głęb. 302,5 m stwierdzono warstwowanie nachylone pod kątem 25°. Obecne są rzadkie kanały bioturbacyjne. Na powierzchniach oddzielności obserwuje się nagromadzenia drobno pokruszonego muskowitu, a w interwale 302,5–302,8 m występują fragmenty liści sagowców oraz drobna sieczka roślinna.

W płycie cienkiej z głęb. 298,1 m stwierdzono iłowce oliwkowozielone, ze słabo wyrazistymi smugami – odzwierciedlającymi struktury sinicowe – podkreślonymi udziałem związków żelaza i węglanów. Obserwuje się pojedyncze skupiska związków żelaza i rozproszony mikryt, prawdopodobnie dolomitowy, z ośrodkami koncentracji,

których uporządkowanie przypomina dolosparyt. Dość licznie występują – nieco ciemniejsze od tła – gwiazdkowate, pierzaste ciała, o średnicy około 0,32 mm, prawdopodobnie pochodzenia glonowego.

Zespół miosporowy, pochodzący z głęb. 301,7 i 303,2 m, zawiera gatunek *Aratrisporites minimus* Schluz, charakterystyczny dla poziomu VI, wydzielonego w warstwach mechowskich dolnych (dolny lias) (Orłowska-Zwolińska, 1983). Licznie występują spory rodzajów: *Todisporites*, *Dictyophyllidites*, *Cyathidites*, *Gleichenidites* oraz ziarna pyłku rodzajów: *Ovalipollis*, *Cedripites*, *Corollina*, *Eucomiidites*⁸.

Wyższą część formacji zagajskiej (252,0–290,0 m) tworzą heterolity, składające się z mułowców i iłowców szarych oraz pyłowców białoszarych, z przewarstwieniami jasnoszarych piaskowców, których udział wzrasta ku górze profilu. Obserwuje się cykle sedymentacyjne kilkumetrowej miąższości, o uziarnieniu frakcjonalnym prostym, odwróconym bądź symetrycznym. Próbkę okrucową świadczą o istnieniu cienkich wkładek węgla.

Najwyższą część formacji zagajskiej (230,0–252,0 m) stanowią szare pakiety iłowcowo-mułowcowe, silnie ilaste, z wkładkami węgla, przewarstwiane ławicami jasnoszarych piaskowców drobnoziarnistych.

Wykształcenie tej części profilu pozwala przyjąć, że na podłożu triasowym, na granicy erozyjnej leżą osady najstarszego jurajskiego cyklu sedymentacyjnego J I-I, należące do transgresywnego ciągu systemów depozycyjnych (Pieńkowski, 1983, 2004, 2006; Feldman-Olszewska, 1997). Rozpoczynają go utwory rzek meandrujących, o malejącym ku górze udziale osadów korytowych. Przykrywają je osady limniczno-bagienne (244,0–338,0 m), które częściowo powstały w środowiskach delt jeziornych, a częściowo (280,0–338,0 m i 244,0–252,0 m) reprezentują utwory bagienne, z drobnymi przewarstwieniami węgla.

Najwyższe partie formacji zagajskiej (230,0–252,0 m) są najprawdopodobniej zespołem ilasto-węglistych osadów przybrzeżnych, należących do środowisk równi deltowych lub lagun oraz bagien przybrzeżnych, przewarstwianych piaszczystymi osadami sztormowymi lub barierowymi. Jako takie stanowią one kompleks osadów przejściowych pomiędzy lądowymi utworami formacji zagajskiej i brackicznymi osadami formacji skłobskiej.

Formacja skłobska

Formacja skłobska (gromadzicka), występująca na głęb. 128,0–230,0 m, w całości zbudowana z monotonna heterolitów, jest dwudzielna. W niższej części (162,5–230,0 m) liczniejszy jest udział frakcji piaszczystej. Spąg formacji wyznacza pojawienie się serii heterolitów, zbudowanych z piaskowców i mułowców oraz równoczesny zanik wkładek węgla. Wyraźnie zaznaczają się kilkumetrowej grubości cykle sedymentacyjne, o ziarnie grubiejącym ku górze. Strop formacji przyjęto w spągu ławicy piaskowców, przykrywającej monotonna heterolit mułowcowy.

W rdzeniowanym odcinku profilu (200,0–206,0 m) występują kruche piaskowce drobnoziarniste oraz drobno- i średnioziarniste. Rozproszony pył węglisty ujawnia ich poziomą i smużystą laminację, obecność riplemarków, ślady erozji i niewielkie pograży. Spotyka się wkładki heterolitów mułowcowo-piaskowcowych o laminacji poziomej i soczewkowej. Stwierdzono liczne poziomy z rizoidami oraz pojedyncze cienkie soczewki węgla, bioturbacje i kanały żerowiskowe bezkręgowców *Planolites*. W interwale 200,1–203,4 m leży ławica piaskowców średnio- i gruboziarnistych laminowana przekątnie, ze śladami erozji na spągu.

W płycie cienkiej z głęb. 202,7 m stwierdzono dość dobrze wysortowany piaskowiec, znajdujący się na pograniczu bardzo drobno- i drobnoziarnistego, z pojedynczymi ziarnami piasku średniego i gruboziarnistym pyłem. Przeważa ziarno słabo i dobrze obtoczone. Dominującemu ziarnu kwarcowemu (79,8%), towarzyszą skały ilasto-krzemionkowe (3,1%) i kwarcyty (1,5%). Wśród matriks, stanowiącego 15,6% skały, przeważa spoiwo rekrytalizacyjne, podrzędnie występuje spoiwo żelaziste.

Na głębokości 202,7 m stwierdzono pojedyncze miospory środkowo-dolnojurajskie, nie precyzujące wieku skał.

Wyższą część profilu formacji skłobskiej (128,0–162,5 m) tworzą heterolity złożone z jasnoszarych mułowców i pyłowców, warstwowanych udziałem frakcji ilastej, z cienkimi wkładkami białoszarych piaskowców i ciemnoszarych iłowców. Zaznacza się w nich stopniowy wzrost, a następnie spadek udziału frakcji ilastej. W osadzie widoczna jest cykliczność sedymentacji z prostym (głównie w dolnej części kompleksu) oraz odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Cykle mają po 2–3 m grubości.

Powstanie formacji skłobskiej odzwierciedla początkowo dalszy rozwój transgresji, a wyżej regresję cyklu JI-I. W jej spągu przypada powierzchnia transgresji. Osady niższej części formacji powstawały w proksymalnych środowiskach deltowych. Charakteryzuje je obserwowana cykliczność osadów i odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Powyżej głęb. 192,0 m następuje zmiana na środowiska bardziej dystalne, o mniejszym udziale osadów kanałów rozprowadzających.

Wyższa część formacji powstawała w środowiskach szelfu pośredniego. Obserwuje się cykliczność sedymentacji, wyrażoną uziarnieniem frakcjonalnym osadu. Początkowy wzrost udziału domieszki ilastej odpowiada stopniowej zmianie środowiska na coraz bardziej dystalne. Na głęb. 147,0 m można przyjąć powierzchnię maksymalnego zalewu. Powyżej niej nastąpił stopniowy spadek udziału frakcji ilastej, związany z regresją zbiornika.

Przysuska formacja rudonośna (zarzecka)

Przysuską formację rudonośną (zarzecką), występującą na głęb. 30,0–128,0 m, tworzą heterolity piaskowcowo-mułowcowe, w górnej części profilu zastąpione przez mułowcowo-iłowcowe, wyraźnie ukazujące cykliczność sedy-

⁸ Zespoły sporo-pyłkowe są opisane w rozdziale pt. „Wyniki badań palinologicznych”.

mentacji. W najniższej części formacji (90,5–128,0 m) obserwuje się kilkumetrowej miąższości cykle o prostym, bądź odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym, układające się w zestawy symetryczne.

W odcinku rdzeniowym (100,0–106,0 m) stwierdzono heterolity, złożone z drobnoziarnistych, jasnoszarych piaskowców laminowanych poziomo, soczewkowo (drobnej skali warstwowania kopułowe?) i smużycie oraz mułowców, mułowców piaszczystych, mułowców ilastych, także pyłowców, mułowców węglistych i iłowców. W ich obrębie występuje ławica piaskowców średnioziarnistych z domieszką ziarna grubego, warstwowanych przekątnie, ze śladami erozji na spągu. Na powierzchniach oddzielności ławic heterolitu obserwuje się nagromadzenia drobnej siewki roślinnej. Obecne są poziomy zbioturbowane oraz ichnofauna typu *Spreiten*. W piaskowcach średnioziarnistych znaleziono nieoznaczalną muszlę małża.

W płycie cienkiej z głęb. 103,2 m stwierdzono piaskowiec drobnoziarnisty dość dobrze wysortowany, z domieszką ziarna średniego i bardzo drobnego, przeważnie słabo, rzadziej dobrze obtoczonego. Składa się on z ziaren kwarcu (84,0%) w części o ściemnianiu falistym, pojedynczych ziaren skał ilasto-krzemionkowych (1,6%) i kwarcy-

tu (1,2%) oraz sporadycznych ziaren mułowca. Dominuje spoiwo regeneracyjne i kontaktowe spoiwo żelaziste, rzadziej występuje ilasto-krzemionkowe, bądź mułowcowe spoiwo wypełniające. W płycie z głęb. 101,2 m stwierdzono iłowiec laminowany smużycie, ze smugami koncentracji związków żelaza.

Na głębokości 102,6 m stwierdzono pojedyncze mio-spory dolno-środkowojurajskie, nie precyzujące wieku skał.

W środkowej części formacji (54,5–90,5 m) powstały kilkumetrowe cykle o rosnącym ku górze udziale frakcji piaszczystej. Najwyższy odcinek profilu jury (interwał 30,0–54,5 m) należy do cyklu symetrycznego, w którym maksymalny udział frakcji ilastej przypada na głęb. 32,0 m. Powyżej tej głębokości w próbkach okruchowych obecne są także okruchy węgla.

Przysuska formacja rudonośna powstawała przy kontynuacji regresji zbiornika brakicznego u schyłku cyklu J1-I, w środowiskach migrującej delty, o czym świadczy cykliczność sedimentacji i charakterystyczna odwrócona gradacja uziarnienia. Niższa część profilu może być interpretowana jako osady deltowe, przewarstwiające się z osadami sztormowymi szelfu bliskiego.

CZWARTORZĘD

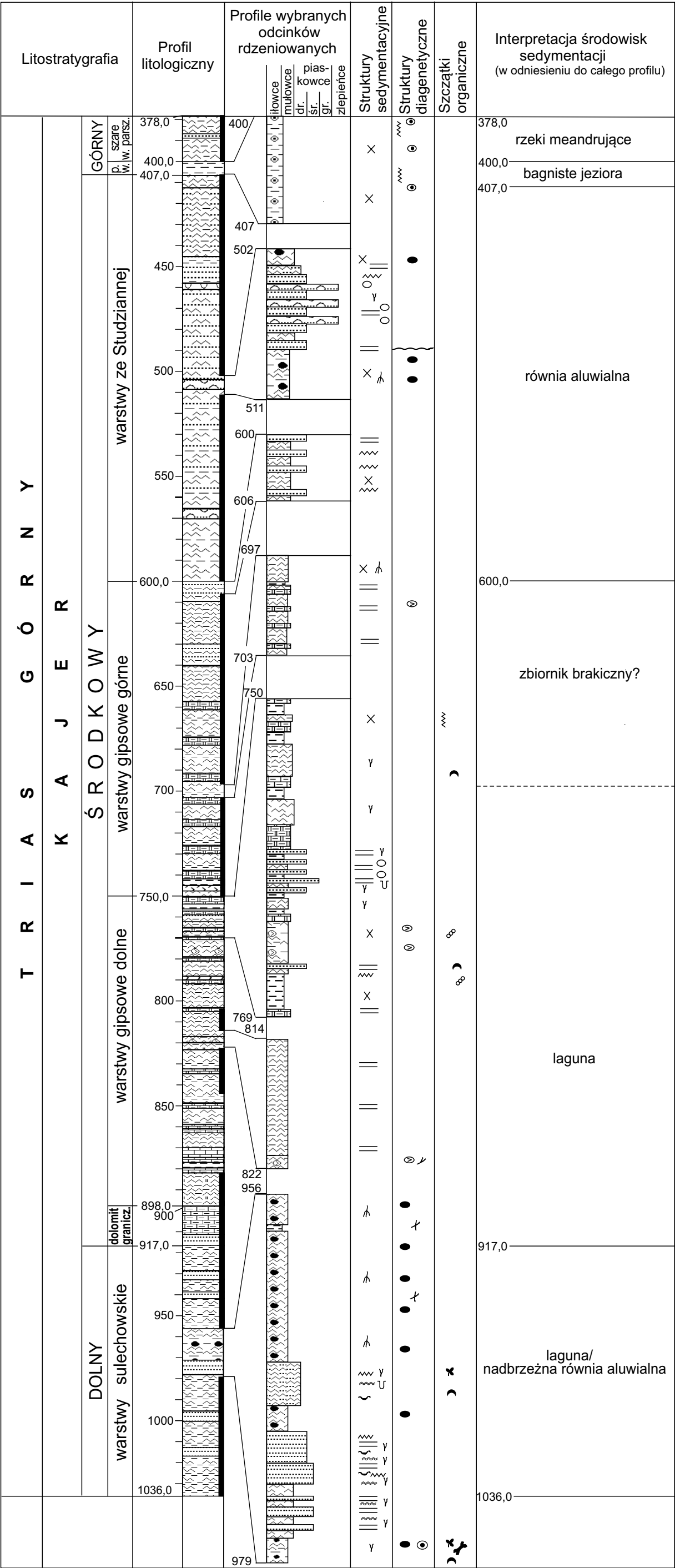
Zbigniew ZŁONKIEWICZ

PLEJSTOCEN

Utwory czwartorzędu, ściślej plejstocenu, mają 30 m miąższości i są wykształcone w postaci leżących na przemian piasków i glin.

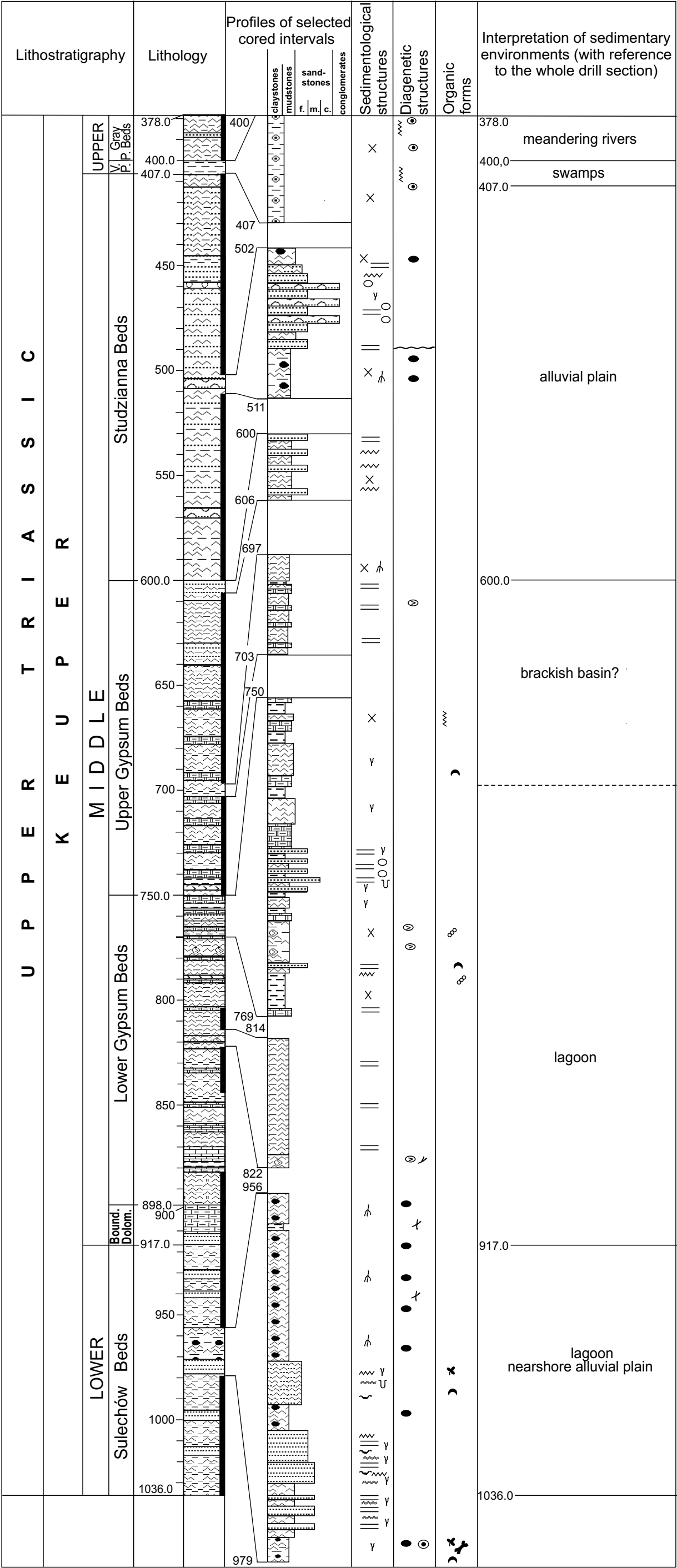
Są to piaski średnioziarniste, z materiałem grubopiaszczystym i drobnym żwirem, reprezentowanym przez piaskowce, pyłowce i mułowce, pochodzące z wietrzejącego podłoża dolnojurajskiego oraz kwarc. Warstwa jasnoszarych glin (zwałowych?), rozdzielająca piaski, zawiera domieszkę żwirku o podobnej petrografii. Reprezentują one utwory wodnolodowcowe i glacialne zlodowaceń środkowopolskich (Lindner, 1977; Lindner, 1992).

W warstwie bezwapnistych, żółtych glin ilastych, leżących na podłożu jurajskim, stwierdzono drobnoziarnisty materiał żwirowy, oprócz skał podłoża i kwarcu reprezentowany przez skandynawskie skały krystaliczne. Na podstawie wykształcenia trudno rozstrzygnąć, czy są to gliny starszego poziomu glacialnego, czy może gliny zwietrzelinowe, powstałe w starszym neogenie lub paleogenie, podczas wiercenia „zanieczyszczone” materiałem skandynawskim.



p. w. – pstre warstwy parszowskie, szare w. parsz. – szare warstwy parszowskie, dolomit granicz. – dolomit graniczny
⊙ konkrety żelaziste 〰 kalkrety ∩ pogrąży 𐀀 fragmenty kości 𐀀 ryzoidy Pozostałe objaśnienia jak na fig. 5 i 31

Fig. 32. Szczegółowy profil litologiczno-sedymenologiczny osadów kajpru w otworze Nieświń FIG 1



V. P. – Variegated Parszów Beds, Gray P. Beds – Gray Parszów Beds, Bound. Dolom. – Boundary Dolomite
⊙ Fe-bearing nodules ~~~~~ calcretes ∩ load casts ✎ bones debris ρ rhizoides For other explanations see figs. 5 and 31

Fig. 32. Detailed lithological-sedimentological section of the Keuper deposits in the Nieświń FIG 1 borehole