

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

PALEOPROTEROZOIK

Olech JUSKOWIAK

LITOLOGIA, PETROGRAFIA, GEOCHEMIA I GEOCHRONOLOGIA SKAŁ KRystalicznych

Petrografia skał krystalicznych

Opis petrograficzny

Zwięzłe skały o cechach granitoidów, barwy szaroróżowej lub jasnoszarej o strukturze drobno- i średniokrystalicznej i teksturze bezładnej występują w interwale głęb. 2310,5–2340,2 m (koniec otworu).

Obserwacje w płytkach cienkich potwierdzają strukturę hipautomorfowo ziarnistą i nierównoziarnistą. W składzie mineralnym zaznacza się dominacja (fig. 3A–F) skaleni potasowego, plagioklazu i kwarcu. Są to skały leukokratyczne, składniki jasne stanowią bowiem 90–95% objętościowych skały (Juskowiak, 1971). Składniki akcesoryczne stanowią apatyt, minerały nieprzezroczyste (magnetyt), cyrkon oraz wtórne minerały, takie jak chloryt, muskowit, kalcyt.

Plagioklaz występuje w ilości ok. 50% objętościowych. Jest wykształcony hipautomorficznie, z widocznymi licznymi zbliżnieniami. W większości płytek cienkich jest obserwowana serycytyzacja plagioklazu. Ziarna niezmienione są notowane tylko w nielicznych fragmentach profilu. Zawartość cząsteczki An 24–28% określona optycznie wskazuje na oligoklaz.

Skaleń potasowy występuje w zmiennej ilości zwykle powyżej 20% objętościowych. W strefach spękań, a także w pobliżu żyły pegmatytowej, jego ilość wzrasta nawet do 50%. Jest reprezentowany przez typowy, krótko zbliżniony mikroklin, z plamistym wygaszaniem światła w mikroskopie optycznym i jest wykształcony kseromorficznie. W strefach mikroklinizacji mikroklinowi często towarzyszą wrostki plagioklazu i zmienionego biotyty.

Kwarc występuje najczęściej w ilości 15–18% objętościowych i tworzy ziarna kseromorficzne, często spękane, o falistym wygaszaniu światła. Niekiedy pojawiają się

w nim igiełkowe wrostki sagenitu (rutylu). Biotyt występuje w ilości podrzędnej do 5% objętościowych i zawiera liczne wrostki apatytu lub cyrkonu oraz przerosty magnetytu. Biotyt często, szczególnie w części stropowej ulega częściowej lub całkowitej chlorytyzacji. Apatyt należy do składników akcesorycznych, jest jednak dość powszechny i stanowi do 0,4% objętościowych, tworząc automorficzne ziarna, często w otoczeniu minerałów nieprzezroczystych i na granicy skaleni (fig. 3 C–D). Cyrkon jest często spotykany, dobrze widoczny w płytkach cienkich w otoczeniu biotyty lub magnetytu i skaleni potasowych. Cyrkon tworzy wydłużone ziarna oraz izomorficzne, często wewnętrznie spękane. Cechy te są widoczne nawet w świetle przechodzącym mikroskopu optycznego (fig. 3D, G, H). Niejednorodna budowa i formy cyrkonów w obrębie tej samej próbki potwierdza kolekcja kryształów z głęb. 2317,0 m, wytypowanej do izotopowej analizy wieku U-Pb.

Geneza granitoidów – rys historyczny

Granitoidy (mikroklinowo-oligoklazowe) rozpoznane w profilu Nidzica IG 1 były opisywane (Juskowiak, 1971) jako tzw. seria nidzicka kompleksu mazurskiego. Ich geneza była łączona procesami metasomatozy i granityzacji zespołu osadowego. Według autora tej interpretacji (Juskowiak, 1963), przemawiały za tym: leukokratyczny charakter granitoidów, monotony jakościowo skład mineralny, wykazujący jednak wahania w proporcjach zawartości składników jasnych, stan zachowania plagioklazów, rekrytalizacyjna struktura i smużysta tekstura granitoidów. Granityzacja pierwotnego materiału osadowego, reprezentowanego przez utwory mułowcowo-piaszczyste z konglomeratami węglanowymi miała polegać głównie na rekrytalizacji materiału miejscowego, bez znaczącego doprowadzania substancji

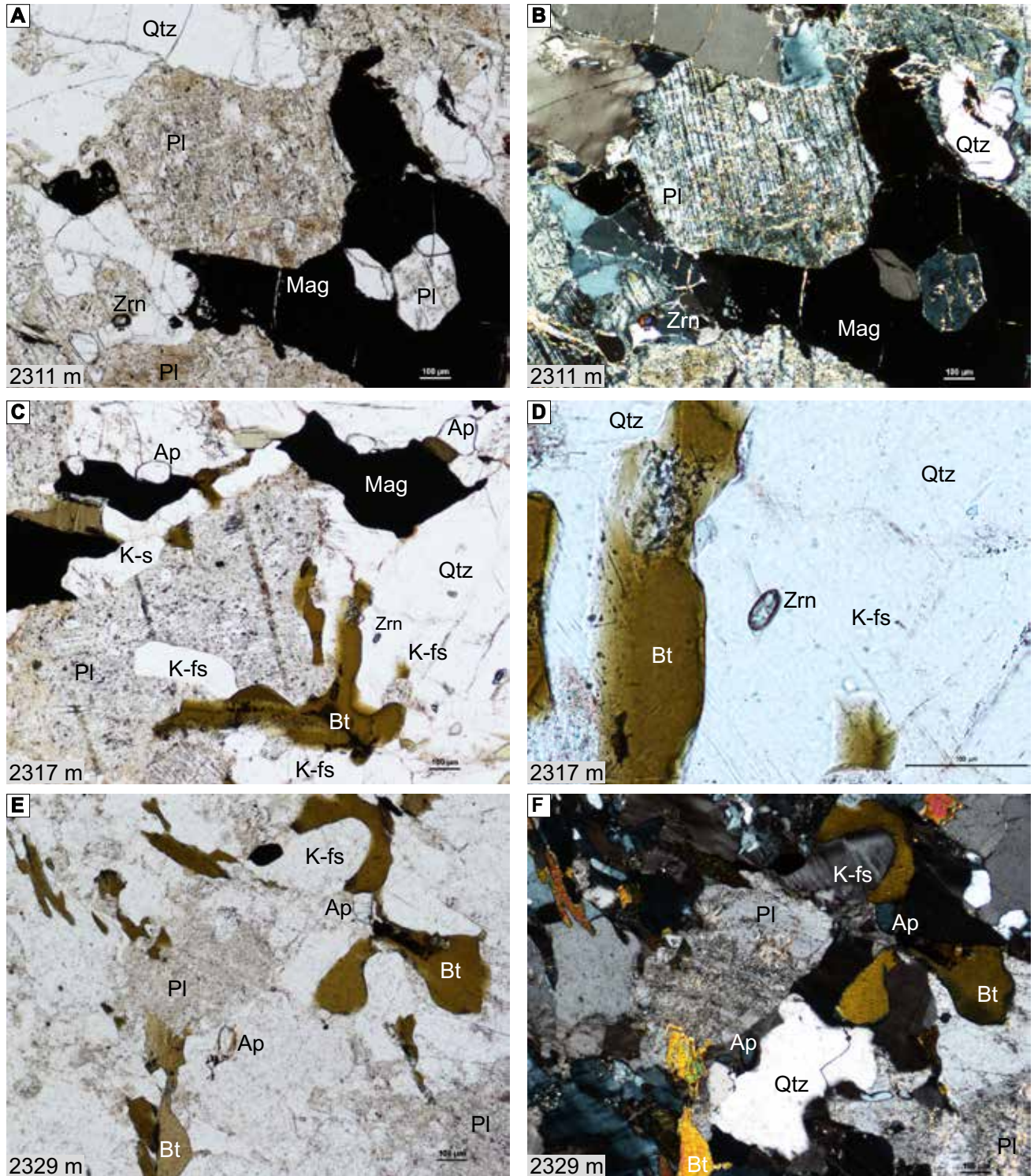


Fig. 3. Leukokratyczny granitoid

Obrazy próbek (płytki cienkie) z mikroskopu optycznego, z głęb.: 2311,0 m (A–B); 2317,0 m (C–D) oraz 2329,0 m (E–F), ilustrujące monotony skład mineralny: Pl (plagioklaz), K-fs (skaleń potasowy), qtz (kwarc), Bt (biotyt), Mag (magnetyt), Ap (apatyt), Zrn (cyrkon). Ponadto nie zaznaczone symbolem drobne łusczki serycytu wokół i wewnątrz plagioklazów oraz sagenit (igielki rutylu) w biotycie. Mikrofotografie w świetle przechodzącym mikroskopu optycznego nikole skrzyżowane B i E w pozostałych przypadkach nikole równoległe

Leucocratic granitoid

Photomicrographs of the samples (thin sections) from depths: 2311.0 m (A–B); 2317.0 m (C–D) and 2329.0 m (E–F) showing a monotonous mineral assemblage: Pl (plagioclase), K-fs (K feldspar), qtz (quartz), Bt (biotite), Mag (magnetite), Ap (apatite), Zrn (zircon). Beside not marked with symbol a fine sericite flakes around or within plagioclase and sagenite (rutile needles) in biotite. Transmitted light micrographs of optical microscope, cross-polarized light/crossed nicols B and E, in other cases in plane-polarized light/parallel light (PPL)

z zewnątrz, prowadząca do utworzenia leukokratycznych granitoidów. Następnym etapem miała być mikroklinizacja związana z doprowadzeniem potasu, która zaznaczyła się najwyraźniej w pobliżu żyły pegmatytowej. W konsekwen-

cji znane wyłącznie z profilu Nidzica IG 1 „granitoidy nidzickie” zostały uznane (Juskowiak, 1971) za skały metasomatyczne, powstałe w wyniku granityzacji kompleksów suprakrystalnych pochodzenia osadowego.

Ewa KRZEMIŃSKA

WYNIKI NOWYCH BADAŃ GEOCHEMICZNYCH I ASPEKTY PETROGENETYCZNE

Poprzedni badacze sugerowali (Juskowiak, 1971; Kubicki, Ryka, 1982), że leukogranity z otworu wiertniczego Nidzica IG 1 wywodzą się ze skał osadowych (metapelitów) lub mogą być granitami anatektycznymi, co w ujęciu współczesnych klasyfikacji skał może odpowiadać kategorii granitów typu-S (*sensu* Chappell, White, 1974, 2001), które ogólnie pochodzą z osadowego protolitu.

Makroskopowo, granity typu-S charakteryzują się obecnością co najmniej jednego z minerałów wskaźnikowych, takich jak: sylimanit, kordieryt, muskowitz, granat, turmalin lub andaluzyt.

Geochemicznie granity typu-S cechują niższe zawartości sodu Na i wapnia Ca w stosunku do granitów typu-I. Skały są znacząco przesycone glinem. Granity typu-S mają zawsze charakterystyki peraluminowe i zawierają minerały bogate w glin Al, co zaznacza się w postaci normatywnego korundu (CIPW), jeśli analiza chemiczna całej skały zostanie przeliczona na składniki normatywne. Dla porównania większość granitów magmowych typu-I ma cechy metaluaminowe. Chappell (1999) zwrócił ponadto uwagę na kontrastujące zachowanie P_2O_5 w granitach typu-I *versus* -S. W granitach typu-I koncentracja P_2O_5 maleje wraz ze wzrostem SiO_2 , podczas gdy P_2O_5 w granitach typu-S wykazuje duże wahania,

a wraz ze spadkiem SiO_2 , koncentruje się do umiarkowanej wartości. Ponadto granity typu-I wraz ze wzrostem zawartości SiO_2 stopniowo zmieniają się z metaluaminowych ($A/CNK < 1,0$) na peraluminowe ($A/CNK > 1,0$), natomiast wartości A/CNK granitów typu-S utrzymują się na stałym poziomie lub nieznacznie spadają wraz ze wzrostem zawartości SiO_2 (Clemens, Stevens, 2012).

Granicę między typami -I i -S, stanowi wartość wskaźnika nasycenia glinem A/CNK wynosząca 1,1 (graniczna wartość) lub co najmniej 1% normatywnego korundu (CIPW) oraz geochemiczne cechy umiarkowane do silnych peraluminowych. Te wskaźniki uznano za jedną z najbardziej charakterystycznych cech dla rozpoznania tych dwóch typów granitów.

Mineralogicznie, w odniesieniu odmian leukogranitów, w przypadku typu-S, powinien obecny być jednocześnie muskowitz i biotyt. Opis petrograficzny skał z profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1 rejestruje występowanie drobno łuseczkowego muskowitzu (serycytu), jednak pojawia się on lokalnie jako minerał wtórny (fig. 4).

Szczegóły dotyczące cech geochemicznych skał z otworu Nidzicy IG 1 mają zatem istotne znaczenie dla określenia genezy granitoidów.

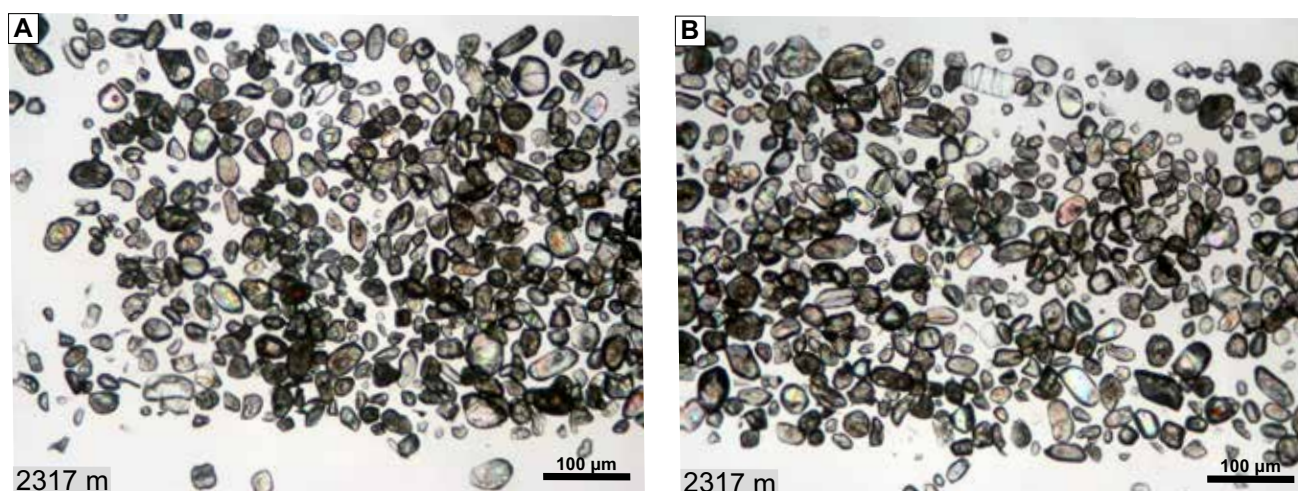


Fig. 4. Kolekcja ziaren cyrkonu (separat) z głęb. 2317,0 m

A–B – mikrofotografie w świetle przechodzącym mikroskopu optycznego nikole równoległe

The zircon grains collection of (separate) from a depth of 2317.0 m

A–B – transmitted light micrographs of optical microscope in plane-polarized light/parallel light (PPL)

Kompleksowe badania geochemiczne skał podłoża krystalicznego

Prezentowane poniżej wyniki badań uzyskano w wyniku realizacji w latach 2010–2013 w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym, projektu „Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, skala: 1:1 000 000” (Krzemińska, Krzemiński, 2017b). Pierwiastki główne analizowano metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF) w Centralnym Laboratorium Chemicznym (CLCh) PIG-PIB. Pierwiastki śladowe mierzono przy użyciu spektrometru masowego z plazmą sprzężoną indukcyjnie PerkinElmer (ICP-MS) w CLCh, zgodnie z przyjętymi tam procedurami. Zgłoszona precyzja jest mniejsza niż $\pm 1\%$ dla głównych pierwiastków i mniejsza niż $\pm 5\%$ (± 2 odchylenia standardowe [S.D.]) dla pierwiastków śladowych.

Wcześniejsze dane geochemiczne ograniczone były do analiz pierwiastków głównych trzech próbek zebranych w „Katalogu analiz chemicznych skał i minerałów Polski” (Ryka, Rygiel, 1987). Wspomniane dane dawały wstępny wgląd w interwał ok. 6 m rdzenia na głęb. 2319,5, 2321,0 i 2325,5 m, który prawdopodobnie omijał strefę uskokową zdefiniowaną obecnością brekcji, rozpoznaną między 2322,9 a 2325,0 m profilu (Cymerman, 2004).

Nowe wyniki badań geochemicznych łącznie z danymi o zawartości pierwiastków śladowych, reprezentują dłuższy odcinek ok. 15 m w przedziale głęb. 2311,0–2326,0 m (tab.1), tylko częściowo pokrywający się z wcześniejszymi analizami. Wśród nowych danych znajdują się trzy próbki pobrane powyżej strefy pegmatytu (głęb. 2317,8–2318,5 m) i dwie próbki poniżej pegmatytów. Umożliwiło to dokładniejsze scharakteryzowanie formacji skał krystalicznych obecnych w profilu, a szczególnie na nowe spojrzenie na genę granitoidów znanych z profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1, w tym na odniesienie się do hipotezy metasomatycznego pochodzenia i osadowego protolitu (Juskowiak, 1971; Kubicki, Ryka, 1982).

Dane chemiczne prezentowane poniżej dla próbek analizowanych w latach 2010–2013 (tab.1) dotyczą interwału opróbowania obejmującego tylko 15 m, co może oznaczać nieco ograniczoną zmienność koncentracji pierwiastków głównych i śladowych.

Wspomniane wyniki rzeczywiście wykazują niewielkie wahania zakresu SiO_2 wynoszące 65,52–68,86% wagowych, co po znormalizowaniu do 100%: wynosi odpowiednio 66,42–69,56% wag. Na diagramach przedstawiono wartości znormalizowane (fig. 5). Skały charakteryzują to umiarkowane zawartości krzemionki, chociaż próbki pochodzące z danych archiwalnych (Ryka, Rygiel, 1987) o zbliżonym zakresie, w jednym przypadku (z głęb. 2321,0 m), wskazują na niższe zawartości SiO_2 (57,19% wag. po znormalizowaniu do 100%). Ten dolny zakres składu nie został jednak potwierdzony w serii nowych analiz.

Łączne zestawienie danych z profilu otworu Nidzica IG 1 (fig. 5) ujawnia ujemne korelacje między SiO_2 i Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 i P_2O_5 oraz rozproszone korelacje między SiO_2 i K_2O ,

CaO i Na_2O . Próbkę cechuje stosunkowo wysoka zawartość K_2O : 3,66–5,64% wag., co wskazuje na klasyfikacyjną przynależność do serii shoshonitowej lub/i wysoko potasowej (fig. 5E) (*sensu* Frost i in., 2001).

Ponadto próbki charakteryzują zmienne wartości wskaźnika nasycenia glinem ($A/\text{CNK} = \text{molowy } \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) wynoszące 0,93–1,05, i tylko w jednym przypadku 1,18, co podkreśla cechy przejściowe między metaluminowymi a słabo peraluminowymi (fig. 5H). Wyższy udział Al wyrażony jest przez obecność korundu normatywnego najczęściej nieco powyżej 0,5% (tab.1) nie przekracza jednak 1%. Skały z profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1 charakteryzują się wyższą zawartością CaO ok. 2% (głównie 1,82–2,87%) i niską zawartością współczynnika Mg\# (17–22), przy umiarkowanej zawartości krzemionki i co ważne, umiarkowanej do wysokiej koncentracji Na_2O (3,63–5,01%). Proporcje liczby żelazowej [$\text{FeO}_T / (\text{FeO}_T + \text{MgO})$] w stosunku do krzemionki SiO_2 wykazują zakres 0,77–0,83 typowy dla skał o charakterze słabo żelazowym (fig. 5F). Na diagramie indeksie MALI (zmodyfikowany indeks alkaliczno-wapniowy) [$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$] w stosunku do SiO_2 (fig. 5G), skały projektują się w polu granitów alkaliczno-wapniowych do alkalicznych.

Dostępne w profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1 skały krystaliczne (bez pegmatytu) charakteryzuje umiarkowany wskaźnik dyferencji D.I.=43–55, definiowany na podstawie sumy składników normatywnych (obliczenia norm CIPW) $Q + Ab + Or + Ne + Kp + Lc$ w skale magmowej, gdzie Q = kwarc, Ab = albit, Or = ortoklaz, Ne = nefelin, Kp = kaliofilit i Lc = leucyt (Thornton, Tuttle, 1960). Wskaźnik dyferencji ($DI = 43–55$), określa ilościowo stopień zróżnicowania, jakiemu uległa skała.

Klasyfikacja geochemiczna R1-R1 (De la Roche i in., 1980) umieszcza poszczególne próbki (fig. 6A) w polach kwarcowego monzonitu, granitu, w tym alkalicznego i granodiorytu.

Podobnie w ujęciu klasyfikacji TAS (sumy alkaliów do zawartości krzemionki), skały z profilu Nidzica IG 1 z sumą alkaliów powyżej 7% wagowych, w większości plasują się w polu kwarcowego monzonitu i granitu (Middlemost, 1994). Brak ciemnych minerałów oznacza, że są to skały leukokratyczne.

Z uwagi na wyższą zawartość Na_2O (Chappell, White, 1974, 2001) widoczną na diagramie K_2O względem Na_2O (fig. 5E), skały z profilu otworu Nidzica IG 1, rozciągające się za linią podziału typu I/S, można wstępnie zaklasyfikować jako granity typu-I.

Niskie zawartości pierwiastków niedopasowanych o wysokim potencjale jonowym (HFSE) i umiarkowane wartości sumy $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, głównie <350 ppm (295–324 ppm), tylko w jednym przypadku 382 ppm, (próbka z głęb. 2312,0 m) wskazują, że skały z profilu otworu Nidzica IG 1 nie spełniają kryteriów granitów typu-A (Whalen i in., 1987), plasując się w polu lub na granicy granitów frakcjonowanych i niefrakcjonowanych (fig. 6 B–C) typu-I (lub -S).

W przypadku skał peraluminowych i silnie peraluminowych przyjmuje się, że temperatury topnienia są odwrotnie

Tabela 1
Reprezentatywne analizy geochemiczne granitoidów Nidzica IG 1: pierwiastki główne całej skały [%], pierwiastki śladowe i pierwiastki ziem rzadkich [ppm]
 Representative geochemical analyses for the Nidzica IG 1 granitoids: whole rock major element [wt%], trace element and rare elements [ppm]

Spot	U	Th	Th/U	Pb*	204/ppb	204Pb		f206 %	208Pb*		208Pb*	232Th	206Pb*		238U	207Pb*		235U	Dates (Ma)							
						206Pb	206Pb		±	±			±	±		±	±		±	±	±	±	±	±	±	±
NID-1.1	574	867	1,51	238	3	2,00E-05	2,00E-05	0,03	0,4282	0,0021	0,0887	0,0010	0,3128	0,0027	4,784	0,069	0,11093	0,00118	1718	19	1754	13	1782	12	1815	20
NID-2.1	338	340	1,00	125	13	1,48E-04	2,88E-05	0,23	0,2961	0,0025	0,0899	0,0015	0,3049	0,0036	4,488	0,070	0,10675	0,00093	1741	27	1716	18	1729	13	1745	16
NID-3.1	1257	40	0,03	306	12	4,16E-05	9,96E-06	0,07	0,0084	0,0004	0,0673	0,0035	0,2569	0,0018	3,317	0,029	0,09363	0,00044	1317	67	1474	9	1485	7	1501	9
NID-4.1	362	482	1,33	121	0	2,09E-06	2,35E-06	0,00	0,3837	0,0029	0,0759	0,0010	0,2631	0,0026	3,419	0,060	0,09426	0,00125	1478	20	1506	13	1509	14	1513	25
NID-5.1	425	508	1,19	136	1	1,51E-05	1,98E-05	0,02	0,3478	0,0024	0,0749	0,0011	0,2574	0,0028	3,347	0,058	0,09432	0,00115	1461	21	1476	15	1492	14	1515	23
NID-6.1	1182	103	0,09	295	4	1,66E-05	5,79E-06	0,03	0,0249	0,0005	0,0742	0,0017	0,2591	0,0014	3,362	0,029	0,09409	0,00058	1447	32	1485	7	1496	7	1510	12
NID-7.1	342	217	0,63	106	6	6,79E-05	1,96E-05	0,11	0,1888	0,0022	0,0830	0,0015	0,2782	0,0034	4,048	0,059	0,10553	0,00071	1612	29	1582	17	1644	12	1724	12
NID-8.1	330	14	0,04	69	3	5,23E-05	3,52E-05	0,08	0,0136	0,0016	0,0730	0,0089	0,2199	0,0052	2,937	0,131	0,09688	0,00337	1425	168	1281	28	1392	34	1565	67
NID-9.1	282	118	0,42	89	4	5,69E-05	2,48E-05	0,09	0,1275	0,0017	0,0903	0,0021	0,2973	0,0045	4,572	0,099	0,11154	0,00152	1747	38	1678	22	1744	18	1825	25
NID-10.1	390	506	1,30	127	2	2,29E-05	1,29E-05	0,04	0,3761	0,0032	0,0748	0,0011	0,2580	0,0028	3,352	0,051	0,09423	0,00089	1457	21	1480	14	1493	12	1513	18
NID-11.1	550	82	0,15	135	1	9,47E-06	1,14E-05	0,02	0,0450	0,0007	0,0753	0,0016	0,2501	0,0026	3,242	0,042	0,09400	0,00057	1467	29	1439	14	1467	10	1508	12
NID-12.1	758	104	0,14	109	51	5,30E-04	4,20E-05	0,87	0,0669	0,0018	0,0709	0,0023	0,1455	0,0022	1,735	0,036	0,08650	0,00111	1385	44	876	12	1022	14	1349	25
NID-13.1	263	333	1,27	105	1	1,86E-05	1,05E-05	0,03	0,3782	0,0037	0,0924	0,0016	0,3091	0,0038	4,761	0,078	0,11171	0,00107	1786	29	1737	19	1778	14	1827	17
NID-14.1	195	206	1,06	75	20	3,71E-04	9,40E-05	0,58	0,3170	0,0046	0,0937	0,0021	0,3131	0,0043	4,749	0,109	0,11000	0,00185	1810	38	1756	21	1776	20	1799	31

proporcjonalne do wartości parametru Al_2O_3/TiO_2 (Sylvester, 1998). Próbkę z Nidzicy IG 1 charakteryzują się niskimi stosunkami Al_2O_3/TiO_2 w zakresie 24,2–41,4, co sugeruje prawdopodobne wyższe temperatury procesu parcjalnego topnienia ($\geq 875^\circ C$) dla ich generacji (fig. 5K).

Granitoidy z wykazują umiarkowane zawartości pierwiastków ziem rzadkich (REE) z sumą REE od 128 do 193 ppm (tab. 1), oraz zmienne stosunki $(La/Yb)_N$ (gdzie N oznacza koncentracje znormalizowane do wartości chondrytu (Sun, McDonough, 1989) wynoszące odpowiednio 9,82–27,91. Ten zakres zmienności wynika głównie z różnic zawartości ciężkich pierwiastków ziem rzadkich. Niejednorodny charakter ma anomalia europowa od słabo ujemnej do słabo dodatniej (fig. 7A) z wartościami Eu (Eu^*/Eu) w zakresie 0,77–1,67.

Wszystkie analizowane próbki są w umiarkowanym stopniu wzbogacone w pierwiastki litofilne o dużych promieniach jonowych (LILE) np. K, Rb, Ba, co jest widoczne jako słabe dodatnie anomalie na diagramie pajęczym (fig. 7B). Pierwiastków o wysokim potencjale jonowym (HFSE) np. Nb, Ti które wykazują zubożenie i negatywną anomalię na diagramach pajęczym znormalizowanych do wartości prymitywnego płaszczu (PM). Anomalie ujemne Ti i Nb są kontrolowane przez minerały zawierające tytan, takie jak: tytanit, ilmenit, rutyl, które w tych skałach okazują się być rzadkie lub nieobecne. Anomalia ujemna w P świadczy o niskiej zawartości apatyty w badanych skałach.

W trzech próbkach (poniżej strefy pegmatytowej $> 2318,0$ m), występują skrajnie niskie zawartości Th = 1–3 ppm, które zaznaczają się jako silna anomalia torowa (fig. 7B, C). Są to wartości poniżej znanych średnich zawartości Th (10,5 ppm) w górnej skorupie ziemskiej (Rudnick, Gao, 2003). Zawartości w zbliżonym zakresie (Th = 9–15 ppm) występują tylko w dwóch próbkach (tab.1). Tor (Th) jako silnie litofilny pierwiastek w większej ilości jest notowany w typowych skałach skorupy ziemskiej, gdzie jego koncentracja (w skorupie) wynosi 9,6–12 ppm. Graficzna normalizacja do składu górnej skorupy (fig. 7C) pokazuje skalę zubożenia w Th, a także niskie wartości HREE w stosunku do UCC. Nośnikiem toru w skale jest specyficzny skład mineralny. Chociaż tworzy kilka własnych minerałów, w tym monacyt (Ce, La, Nd, Th) (PO_4SiO_4), szerzej rozprzestrzeniony jako element śladowy w allanicie, epidocie czy tytanicie oraz cyrkonie, który jako jedyny z tych minerałów jest obecny w granitoidach z profilu otworu Nidzica IG 1.

Ponieważ tor może przedostać się do niektórych minerałów tworzących skały (takich jak biotyt), nie jest tak silnie skoncentrowany w niekompatybilnej fazie pegmatytowej jak U, chociaż niektóre minerały zawierające Th, takie jak allanit, mogą gromadzić się w pegmatycie. Natomiast granity zazwyczaj zawierają 10–40 ppm (mg kg⁻¹) Th, chociaż notuje się także prowincjonalną zmienność. Mimo że na ogół udział Th w skałach granitowych bywa wyższy, to w podłożu krystalicznym północnej Polski (dno Bałtyku) występują granitognej-sy o niskich zawartościach toru np. B5/01 Th = 10–17 ppm (Krzemińska i in., 2021) oraz w paleoproterozoicznym podłożu

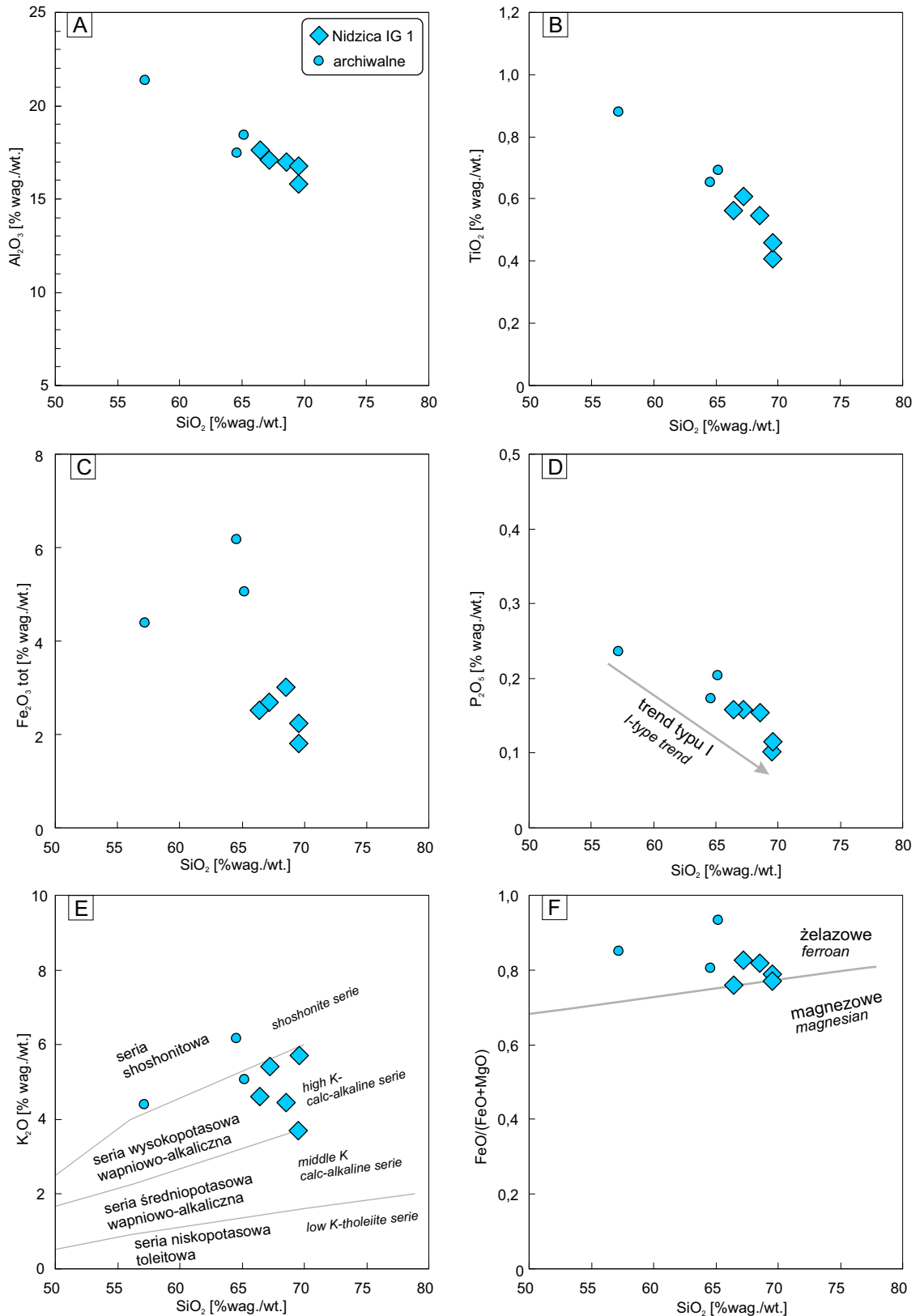
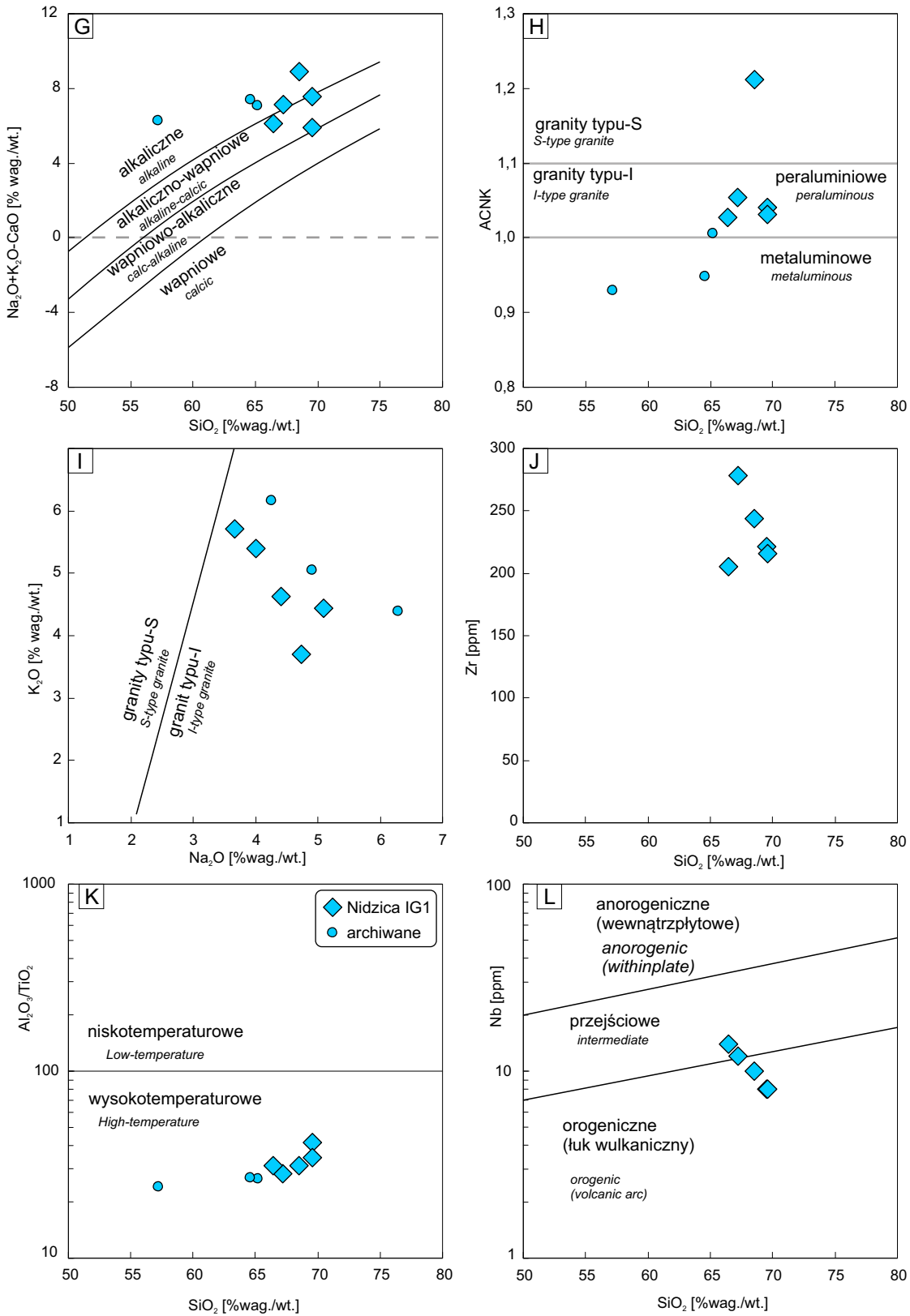


Fig. 5. Binarne diagramy dyskryminacyjne (A-L) przedstawiające zawartości

W tym diagramy (F-G) MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$)

Discriminant binary diagrams (A-L) showing of elemental abundance

Including diagrams plot of (F-G) MALI = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, in wt.%;



pierwiastków lub stosunki pierwiastków na podstawie danych z tabeli 1

oraz $\text{Fe}^* = \text{FeOtot} / (\text{FeOtot} + \text{MgO})$ w % wag.wg. klasyfikacji Frosta i in., 2001

or elemental ratios on the basis of data from table 1

and $\text{Fe}^* = \text{FeOtot} / (\text{FeOtot} + \text{MgO})$ after Frost *et al.*, 2001

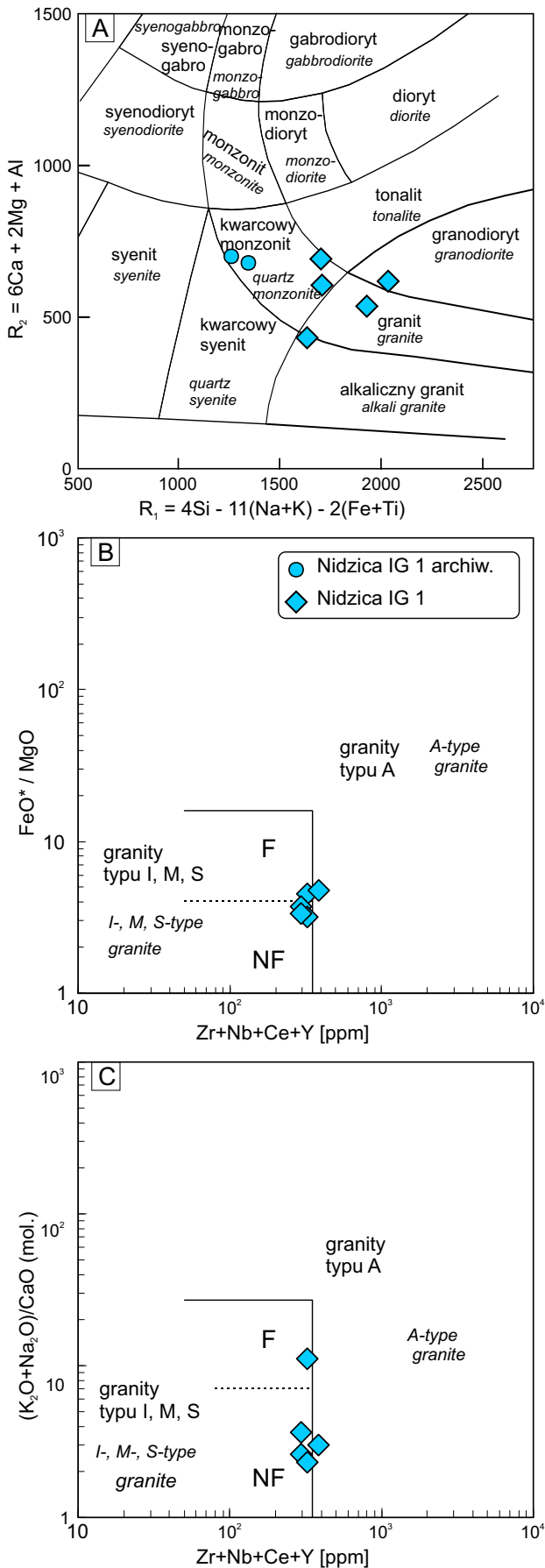


Fig. 6. Klasyfikacja geochemiczna skal z Nidzicy IG 1

A – według diagramu R1-R1 De la Roche i in. (1980); B–C – Według Whalena i in. (1987)

Classification of the Nidzica IG 1 samples

A – according to the R1-R2 diagram of De la Roche *et al.*, (1980); B–C – after Whalen *et al.* (1987)

←

żu prowincji Blekinge (Johansson i in., 2006) o rejonie Tving $Th = 6,9-7,3$ ppm.

Skały bardziej maficzne (gabro) i pośrednie, zwykle mają mniej niż 3 ppm Th (3,5 mg kg⁻¹), a bazalty mniej niż 1 ppm (mg kg⁻¹).

W skałach metamorficznych podczas procesu metasomatozy, podwyższanie zawartości Th jest na ogół nie uruchamiane aż do temperatury osiągającej najwyższe stopnie. Natomiast proces anateksis powoduje podwyższoną koncentrację Th fazy tworzenia granitów anatektycznych. Tor w skałach osadowych ma zasadniczo charakter odporny, ponieważ jego główne minerały macierzyste, takie jak monacyt i cyrkon, są wysoce odporne na rozkład chemiczny i fizyczny. W trakcie wietrzenia w skałach osadowych Th może być uwalniany, ale bywa, że jest silnie absorbowany i podkoncentrowywany przez minerały ilaste.

W skałach metaosadowych znanych z podłoża krystalicznego północnej Polski takich jak paragnejsy z Gdańska IG 1, zawartości Th są wyższe w profilu w zakresie od 12–18 ppm do 33, 7 ppm Th (Gurba i in., 2023).

Podsumowując, większość geochemicznych cech takich jak wysoka zawartość sodu w stosunku do proporcji potasu (fig. 5E), ujemna korelacja udziału P_2O_5 w stosunku do krzemionki i brak dodatniej korelacji P_2O_5 w stosunku do Rb, słabo peraluminowy charakter z $A/CNK > 1,1$ tylko jednej próbki, podobnie jak normatywny korund (CIPW) poniżej <1% nie wskazuje na dopasowanie do typowych cech dla granitów typu-S (*sensu* Chappell, White, 2001), co może kwestionować wcześniejszą hipotezę o osadowej genezie protolitu skał z profilu otworu Nidzica IG 1.

Na podstawie diagramów Rb *versus* Y + Nb i Nb *versus* Y (Pearce i in., 1984) próbki z omawianego profilu mieszczą w polu granitu łuku wulkanicznego (VAG) (fig. 8) i granitów synkolizyjnych. Na diagramie Nb *versus* Y próbki systematycznie projektują się w kierunku pola granitów wewnątrzpłytkowych. Na wykresie klasyfikacji Frosta i in. (2001) granitoidy mają głównie składy słabo żelazowe, na granicy z magnezowymi wskazujące na granitoidy utworzone w środowiskach infraskorupowych.

Zakres stosunku Zr/Hf (34,9–51,6,8) nie jest duży (tab.1). Te cechy geochemiczne nie potwierdzają wcześniej sugerowanego (Juskowiak, 1971) związku z osadowym, zmiennym protolitem (granity typu-S *sensu* Chappell, White, 2001), a tym samym genezy w wyniku parcjalnego stopienia heterogenicznych skał osadowych (nawet synorogenicznego fliszu).

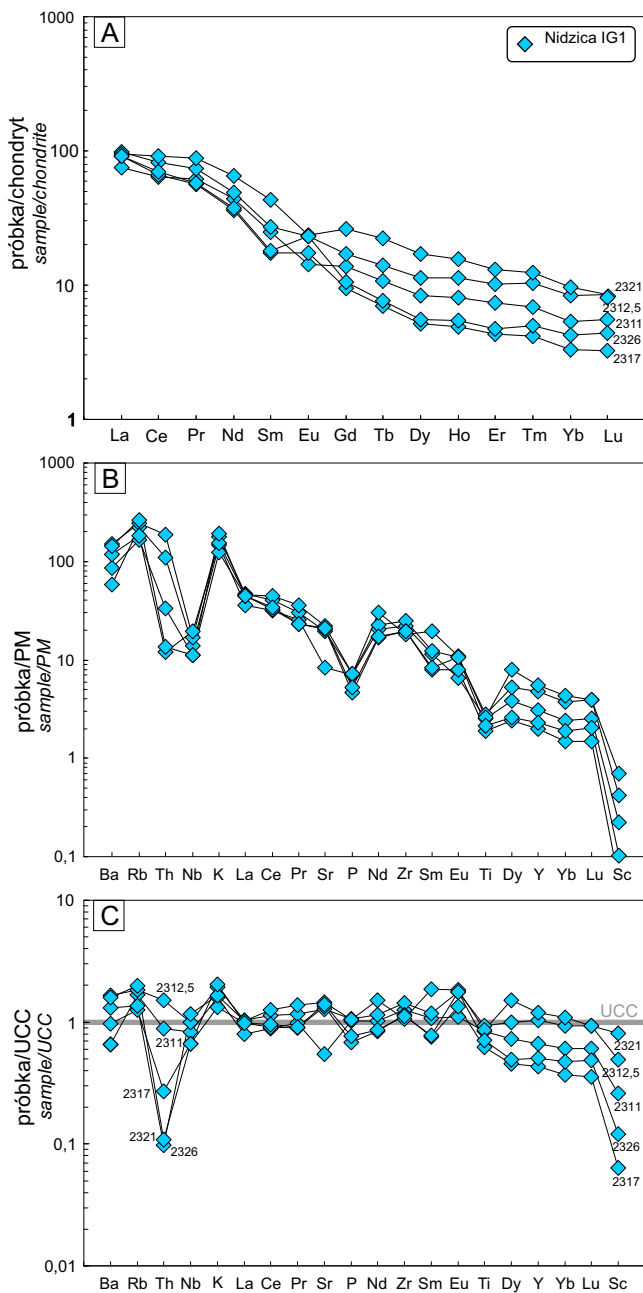


Fig. 7. Diagramy pajęcze zawartości pierwiastków śladowych, w tym ziem rzadkich w granitoidach z otworu wiertniczego Nidzica IG 1

A – znormalizowane do składu chondrytu wartości normalizacyjne wg Nakamury (1974); **B** – prymitywnego płaszcza, wartości normalizacyjne wg Sun i McDonough (1989); **C** – górnej skorupy wg. Rudnick, Gao (2003)

Spider diagrams with trace element distribution patterns for the Nidzica IG1 granitoids

A – chondrite-normalized rare earth element, normalizing values from Nakamura (1974); **B** – primitive mantle-normalized, normalizing values from Sun, McDonough (1989); **C** – upper continental crust, normalizing values after Rudnick, Gao (2003)

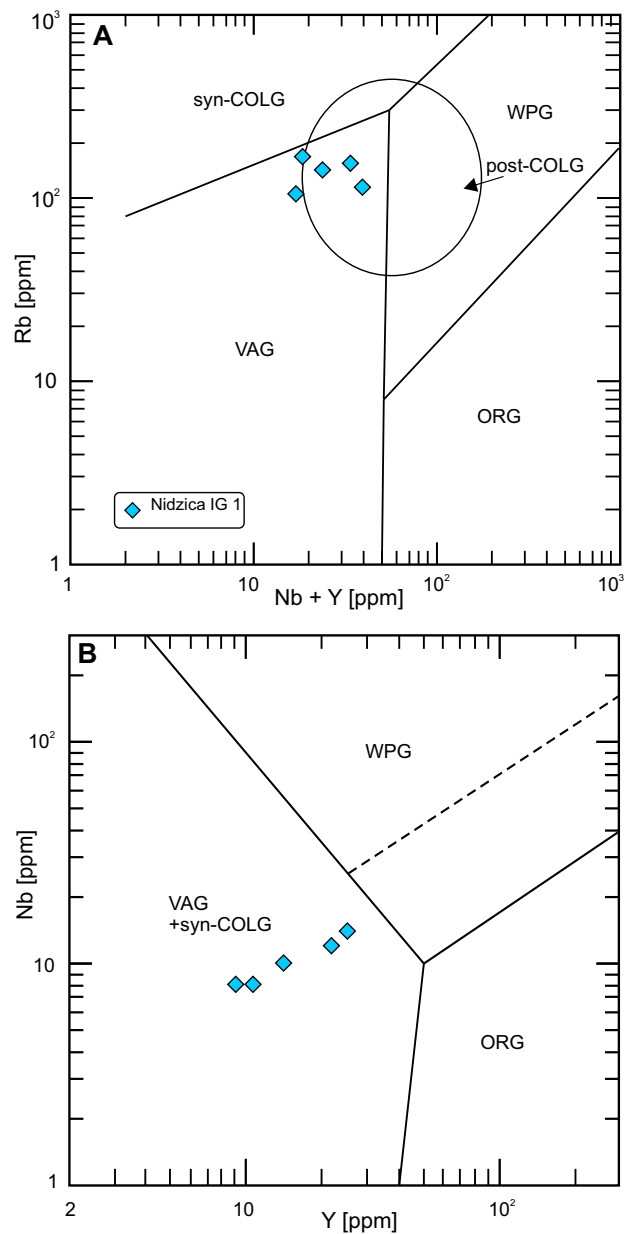
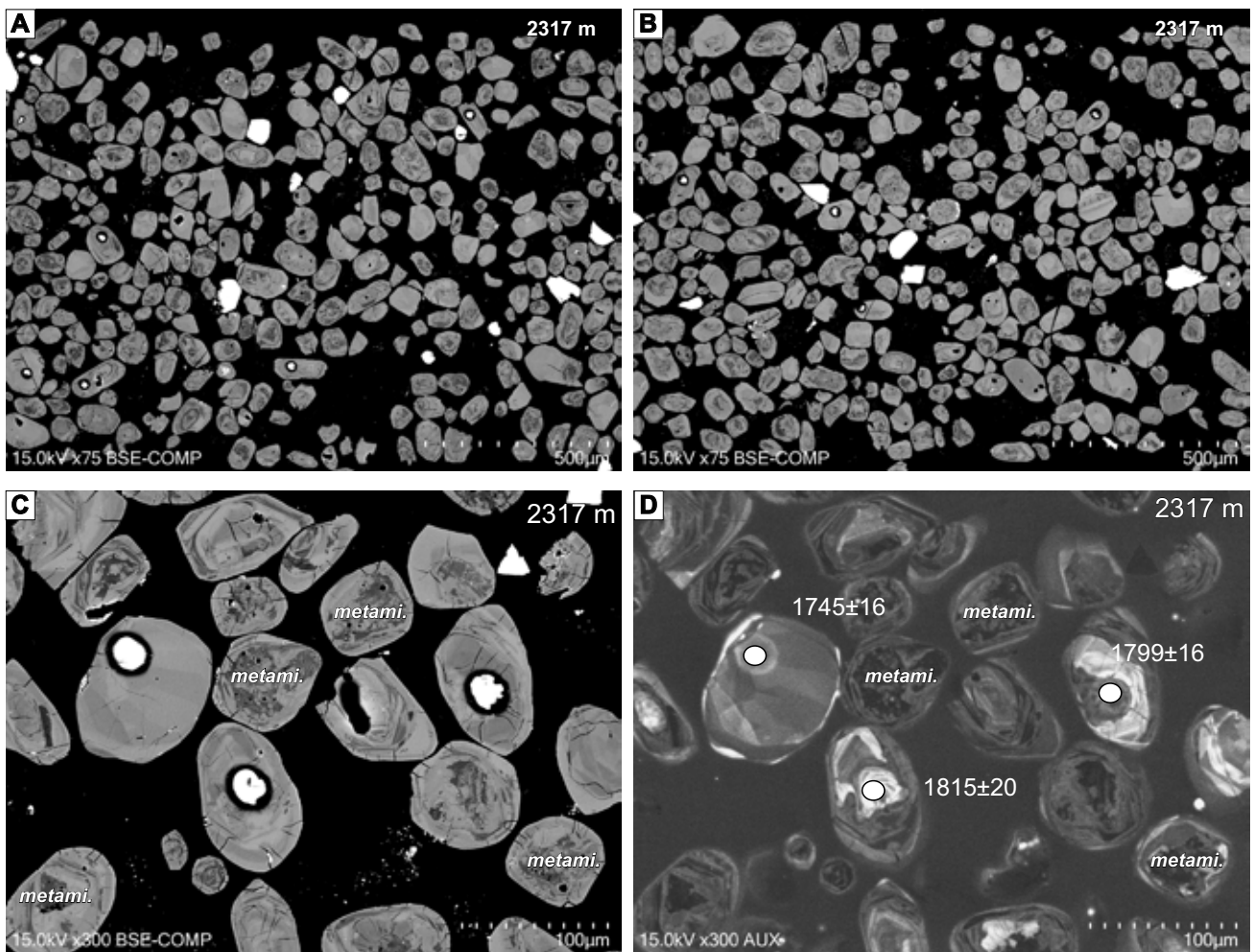


Fig. 8. Tektonomagmowe diagramy dyskryminacyjne według Pearce'a i in. (1984)

A – Rb [ppm] versus (Y + Yb) [ppm]; **B** – Nb [ppm] versus Yb [ppm]; ORG – granitoidy oceanicznego grzbietu; syn-COLG – granitoidy synkolizyjne; post-COLG – granitoidy synkolizyjne; VAG – granitoidy łuku wulkanicznego; WPG – granitoidy wewnątrzpłytkowe

Tectonomagmatic discrimination diagrams after Pearce *et al.* (1984)

A – plot of Rb (ppm) versus (Y + Yb) (ppm); **B** – Nb [ppm] versus Yb [ppm]; ORG – ocean-ridge granitoids; syn-COLG – syn-collision granitoids; post-COLG – post-collisional; VAG – volcanic-arc granitoids; WPG – within-plate granitoids



Ponadto parametry izotopowe próbek z profilu Nidzicy IG 1 (Nid-2311 i Nid-2321) takie jak: *epsilon Nd* wykazują wartości nieznacznie ujemne w zakresie ϵ_{Nd} od $-1,18$ do $-1,16$ (Krzemińska i in., 2017a, b). Są to najmniejsze wartości ujemne ϵ_{Nd} , które świadczą o względnie słabej kontaminacji materiałem skorupowym. Potwierdza to także niska wartość inicjalnego strontu ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) $_t = 0,70312$.

O cechach granitów typu-S można wnioskować dopiero przy wysokich wartościach inicjalnego stosunku izotopów $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,710$. Wprawdzie istnieje pewne nakładanie się inicjalnych wartości stosunków izotopowych między granitami typu -I a -S, szczególnie w zakresie z $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,704–0,720 (Chappell, White, 2001), to jednak wyniki uzyskane dla próbki z profilu otworu wiertniczego Nidzicy IG 1 wykluczają ten przypadek i nie dokumentują osadowego charakteru protolitu.

Pod względem wieku modelowego T_{DM} (2,4 mld lat) granity typu-S mają nieco starszy wiek modelowy, świadczący o generowaniu ich z magm macierzystych, ze względnie starszej skorupy paleoproterozoicznej.

Wyniki nowych badań geochronologicznych

Badania wieku cyrkonów w ze skał krystalicznych profilu Nidzicy IG 1 zrealizowano na jednej próbce wybranej

z interwału 2304,0–2340,0 m. Skały o zmiennym składzie od granodiorytu do monzonitu i alkalicznego granitu zawierają bardzo mało minerałów ciemnych. Udział pierwiastka cyrkonu zawsze utrzymuje się powyżej 220 ppm, a kryształki cyrkonu są widoczne w niemal wszystkich szlifach. Do badań wieku U-Pb wytypowano próbkę granodiorytu z głęb. 2317,0 m znajdującą się nieznacznie powyżej strefy pegmatytu (2317,8–2318,5 m). Przepuszczalny wpływ aktywności epizodu późno magmowego pegmatytu i roztworów hydrotermalnych wydaje się być nieunikniony.

Wybrana próbka charakteryzowała się wysoką zawartością pierwiastka cyrkonu $Zr=221$ ppm i umiarkowaną temperaturą saturacji cyrkonu ok 806°C (tab. 1).

Cyrkony wybrane z głęb. 2317,0 m wykazują złożoną budowę wewnętrzną (fig. 9A–B) i zróżnicowane formy morfologiczne. Cechą charakterystyczną są wyraźne zaznaczające się w obrazie mikroskopu elektronowego (BSE i SEM CL), często ciemne, zmetamiktizowane środki magmowe oraz obwódki. Wybór odpowiednich miejsc do analizy okazał się dość trudny, z uwagi na słaby stopień zachowania środków cyrkonów.

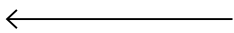
Analizowano 14 punktów w środkach i w obwódkach, uzyskując dwie populacje wiekowe kumulujące się na krzywej konkordii poniżej wieku 1800 mln lat oraz wokół 1500 mln lat. Parametr Th/U na brzegach był często dość

Fig. 9. Obraz cyrkonu wybranych ziaren z leukokratycznego granodiorytu z otworu wiertniczego Nidzica IG 1 z głęb. 2317,0 m ilustrujący różnorodne kształty i struktury analizowanych ziaren

A–B – obrazy elektronów wstecznie rozproszonych (BSE) o typowym heteromorficznym kształcie cyrkonu z rozległą metamiktyzacją środka (ciemne obszary)-metami. i spękaniem; C – obraz BSE datowanych ziaren ślady (białe kraterki) po analizie SHRIMP; D – obrazy katololuminescencji (CL) tych samych ziaren z proterozoicznym środkiem, otoczonym przez obrosty mezoproterozoiczne, na fotografii oznaczone symbolem metami

Zircon imaging of the selected grains of the leucocratic granodiorite of Nidzica IG 1, depth 2317.0 m, illustrating the various shapes and structures of analyzed grains

A–B – backscattered electron (BSE) images of typical heteromorphic shape of zircon with widespread metamictisation of cores (dark areas) and fractures; C – BSE image of dated grains with spot (white craters) after SHRIMP analyse; D – cathodoluminescence (CL) images of the same grains with Proterozoic core surrounded by Mesoproterozoic overgrowths. On the photo described as a symbol metami



niski $<0,10$, np. Th/U=03 wiek 1501, co jest typowe dla krystalizacji metamorficznych obwódek, ale także wzrastał do poziomu >1 np. Th/U= 1,33 przy wieku 1513 mln lat.

Analizy środków w większości okazały się dyskordantne, stąd ich położenie w pobliżu linii konkordii (fig. 10), jednak bez znaczącego rozproszenia, które mogłoby sugerować obecność kilku populacji wiekowych, wśród tej grupy analiz. Najbardziej prawdopodobny czas krystalizacji protolitu magmowego wskazuje na wiek 1767 ± 13 mln lat temu. Mimo słabszej precyzji w oznaczeniu wieku środków, jest to analogiczny zakres wieku jak w przypadku protolitu skał z podłoża krystalicznego obszaru Bałtyku i Pomorza, gdzie dotychczasowe wyniki określają czas późno paleoproterozoicznej aktywności magmowej na 1765 ± 6 mln lat (B8-1/83), 1760 ± 7 mln lat (B5-1/01), 1760 ± 8 mln lat (B21-1/95), oraz 1762 ± 6 mln lat (Żarnowiec IG 1), 1760 ± 5 mln lat (Hel IG 1) (Krzemińska i in., 2021.). Ten zakres także pośrednio koreluje się z wiekiem skał znanych z południowej Szwecji z obszaru Blekinge lub jako transakandyński pas magmowy (TIB) a szczególnie ze schyłkiem jego starszej fazy TIB-1 od 1,81–1,76 mld lat (Appelquist i in., 2011; Johansson i in., 2006).

Obwódki widoczne w większości ziaren cyrkonu w formie obwódek na starszych magmowych (fig. 9) cyrkonach mają zwykle wiek od 1470 ± 18 do 1506 ± 16 mln lat. Powstały one w mezoproterozoiku ok. $1488 \pm 6,2$ mln lat temu, co jest cechą charakterystyczną dla skał tego rejonu. W podobnym czasie ok. $1484,5 \pm 8,7$ mln lat metamorfizm notowany był w profilu Gdański IG 1 (Gurba i in., 2023). Jest to zapis wyraźnego epizodu, który wiąże się z posadowieniem rozległego pasma intruzji od Mazur do Warmii, o cechach wewnątrzpłytyowych, znanego jako magmatyzm asocjacji AMCG (anortozyt-mangeryt-charnockit-granit), z najbliższymi wystąpieniami w rejonie profilu otworu Kościerzyna IG 1, Nowa Kościelnica 1

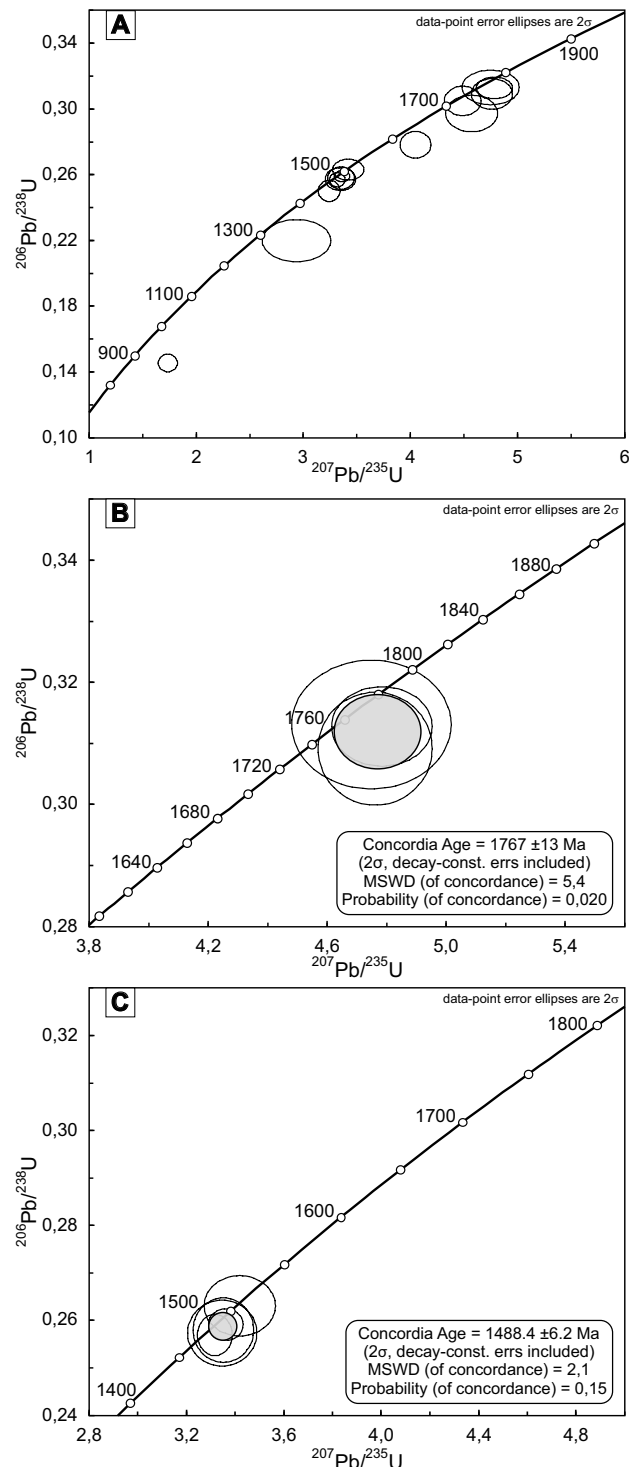


Fig. 10. Diagramy konkordii

A – podsumowujące dane izotopowe U-Pb cyrkonów z próbki Nidzica IG 1 2317; B – środki cyrkonów w próbce 2317 definiujące wiek magmowego protolitu; C – brzegi cyrkonów w próbce 2317, definiujące wiek wydarzenia metamorfizmu

Concordia diagram

A – summarising U-Pb isotope data from zircons from the Nidzica IG 1 sample 2317; B – zircon cores of sample 2317 defining age of igneous protolith; C – zircon rims of sample 2317 defining age of metamorphic event

i Malbork IG 1, o wieku intruzji granitów typu A odpowiednio 1494 ± 14 i 1495 ± 13 mln lat, 1495 ± 9 i 1497 ± 21 mln lat oraz z rejonu Warmii np. profile Klewno 1 1461 ± 33 mln lat i Bargłów 1 (Dörr i in., 2002; Krzemińska i in., 2021). Wpływ tych intruzji zaznacza się w regionie w postaci ob-

rostów metamorficznych i magmowych. W profilu Nidzica IG 1 jest on wyjątkowo widoczny w postaci strefy pegmatytowej z pobliżu głębokości pobrania próbki do badań geochronologicznych.

Jerzy ŻABA, Krzysztof GAIDZIK

GEOLOGIA STRUKTURALNA KRYSZTALICZNYCH UTWORÓW PROTEROZOIKU

Sytuacja strukturalna

Rejon, w którym jest zlokalizowany otwór Nidzica IG 1 znajdował się w proterozoiku na obszarze polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, na terenie bloku skorupowego Fennoskandii. Został wykonany w rejonie badawczym nr II (Cymerman, 2004): Warmia i zachodnie Mazury, we wschodniej części domeny dobrzyńskiej (DD), w pobliżu granicy z domeną mazowiecką (Bogdanova i in., 2015; Krzemińska, Krzemiński, 2017a, b). Otwór jest zlokalizowany w obrębie dobrzyńskiego masywu granitoidowego (Kubicki, Ryka, 1982; Krzemińska, Krzemiński, 2017a, b), w pobliżu kontaktu z utworami metamorficznymi kompleksu ciechanowskiego.

Litologia skał

W otworze Nidzica IG 1 stwierdzono bezkierunkowe lub słabo kierunkowe (o teksturze smużystej), średnio- i drobnokrystaliczne, szaroróżowe granitoidy plagioklazowo (oligoklazowo)-mikroklinozowe z biotytem (Juskowiak, 1966). Wiek krystalizacji cyrkonu wskazuje na 1819 ± 34 mln lat (Krzemińska, Krzemiński, 2017b). W utworach tych (o charakterze protolitu) wyraźnie zaznaczają się wpływy mezoproterozoicznego epizodu metamorficznego o wieku ok. 1500 mln lat (Krzemińska, Krzemiński, 2017b). W spągu nawierconego profilu obserwuje się różowe plamy i smugi, prawdopodobnie o naturze mylonitycznej, gdyż analizowany obszar znajduje się w pobliżu, zaznaczającego się w podłożu, charakterystycznego progu wyrażonego wyraźną różnicą głębokości położenia powierzchni Moho (Dadlez i in., 2005). Skały te są miejscami przecinane przez żyły grubokrystalicznego pegmatytu (np. na głęb. $2324,8\text{--}2325,0$ m) oraz żyły kalcytu (głęb. $2326,0\text{--}2327,0$ m).

Metody badań

Badania przeprowadzono na podstawie szczegółowej analizy mezostukturalnej, składającej się z trzech podstawowych elementów: z analizy geometrycznej, kinematycznej i dynamicznej. W ramach badań wykonanych w terenie, przeprowadzono analizę geometryczną próbek wiertniczych, która objęła: 1 – analizę morfologiczną wszystkich stwierdzonych struktur, 2 – analizę ich przestrzennej orientacji, każdorazowo orientując rdzeń w ten sposób, aby główna – przeważnie penetratywna – foliacja S_1 (o ile została stwierdzona) była nachylona ku północy (w otworze Nidzica IG 1

nie stwierdzono jej krzywizny co uniemożliwiło określenie orientacji próbek wiertniczych względem północy) oraz 3 – analizę superpozycji (zaburzenie, przecinanie i przemieszczanie starszych struktur przez młodsze). Rezultaty tych prac stanowiły podstawę do ustalenia sekwencji zdarzeń geologicznych, głównie tektonicznych. W ramach badań terenowych sporządzono dokumentację fotograficzną. Zarówno podczas prac terenowych, jak i późniejszych, kameralnych, przeprowadzono szczegółową analizę kinematyczną polegającą na określeniu względnych kierunków skracania i poszerzania oraz kierunków transportu tektonicznego, a także względnego zwrotu przemieszczeń. W ramach prac kameralnych przeprowadzono analizę dynamiczną. Podjęto próby określenia warunków deformacji oraz kierunków i układów naprężeń, a także ustalenia sekwencji strukturalnej badanej serii skalnej. Metody badań strukturalnych rdzeni wiertniczych nieorientowanych bezpośrednio podczas prowadzenia wiercenia, została szczegółowo przedstawiona przez Żabę (1999).

Sekwencja strukturalna krystalicznych skał mezoproterozoiku

Niezbyt wyraźne i występujące jedynie miejscami powierzchnie foliacji S_1 (pojawiające się głównie w spągu analizowanego profilu w interwale głęb. $2330,0\text{--}2340,0$ m) zapadają stromo i odznaczają się niewielką zmiennością kątów upadu w zakresie $50\text{--}60^\circ$ (głęb. $2330,0\text{--}2340,0$ m; fig. 11). Na głębokości ok. $2316,0\text{--}2317,8$ m stwierdzono położe nachylone powierzchni foliacji, prawdopodobnie o charakterze foliacji magmowej S_0 (Cymerman, 2004).

W obrębie granitoidów w profilu otworu Nidzica IG 1 obserwuje się liczne struktury nieciągłe, reprezentowane przez ścięcia (mezouskoki) i spękania. Prawdopodobnie do najstarszych należą bardzo strome ścięcia S_2 (kąt nachylenia ok. 80°) o charakterze normalnym (fig. 12, 13). Lokalnie występują one w postaci dwóch komplementarnych, nierzadko hybrydowych sprzężonych zespołów ścięć (fig. 14–17). Bardzo strome ścięcia S_2 są niekiedy wykorzystywane przez najstarsze żyłki mineralne V_1 (fig. 18). Powierzchnie S_2 bywają przecinane i przemieszczane ruchem nasuwczym przez młodsze, położe ścięcia S_3 (fig. 12, 13, 19), tym razem wykorzystywane przez żyłki mineralne V_2 (fig. 18). Zarówno ścięcia S_2 , jak i S_3 , są przecinane przez pionowe lub subwertykalne ścięcia S_4 (fig. 13, 20).

Stwierdzone w otworze Nidzica IG 1 mezouskoki mają najczęściej charakter stromych i bardzo stromych uskóków

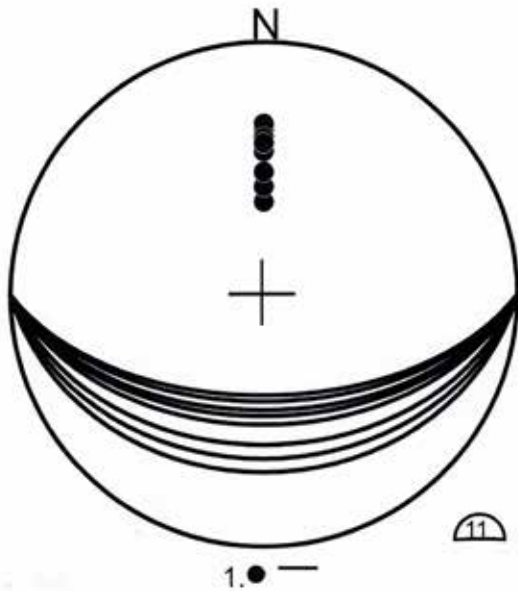


Fig. 11. Zmienność upadu powierzchni foliacji S_1 w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2330,0–2340,0 m

1 – bieguny i powierzchnie foliacji S_1

Variability of inclination of foliation surfaces S_1 in the borehole Nidzica IG 1, depth 2330.0–2340.0 m

1 – poles and planes of S_1



Fig. 12. Superpozycja subwertykalnych ścięć normalnych S_2 i młodszych ścięć nasuwczych S_3 , otwór Nidzica IG 1, głęb. 2310,5–2316,0 m

Superposition of normal subvertical shear fractures S_2 and younger thrusting shear fractures S_3 in the borehole Nidzica IG-1, depth 2310.5–2316.0 m

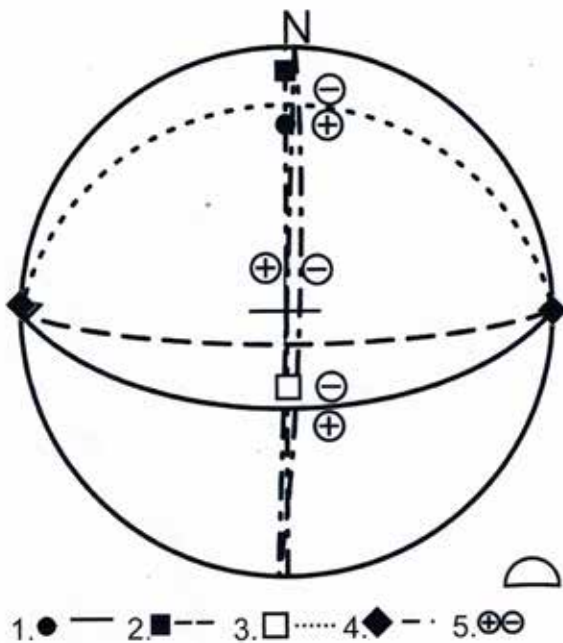


Fig. 13. Orientacja tektonicznych struktur stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2310,5–2316,0 m

1 – foliacja S_1 ; 2 – starsze ścięcia S_2 o charakterze normalnym; 3 – młodsze, niskokatowe ścięcia S_3 o inwersyjnym zwrocie względnych przemieszczeń; 4 – najmłodsze progowe ścięcia S_4 ; 5 – kierunek względnych przemieszczeń zrzutowych zachodzących wzdłuż powierzchni mezoskoków: + w górę, – w dół

Orientation of various structures in the borehole Nidzica IG 1, depth 2310.5–2316.0 m

1 – foliation S_1 ; 2 – older shear fractures S_2 associated with normal shearing; 3 – younger low-inclined shear fractures S_3 defined by reverse sense of relative displacements; 4 – youngest vertical shear fractures S_4 ; 5 – direction of relative dip-slip movements along mesofault surfaces: + upwards, – downwards



Fig. 14. Dwa zespoły komplementarnych ścięć normalnych stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2316,0–2317,8 m

Two complementary sets of normal shear surfaces in the borehole Nidzica IG 1, depth 2316.0–2317.8 m

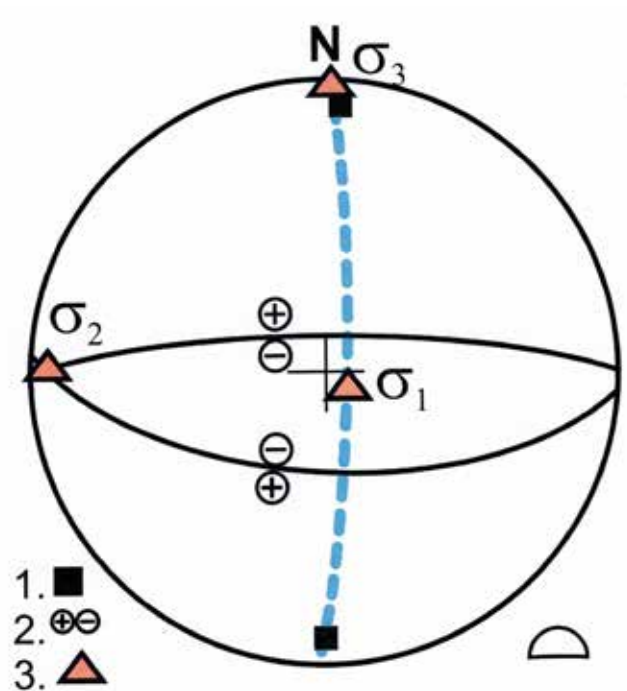
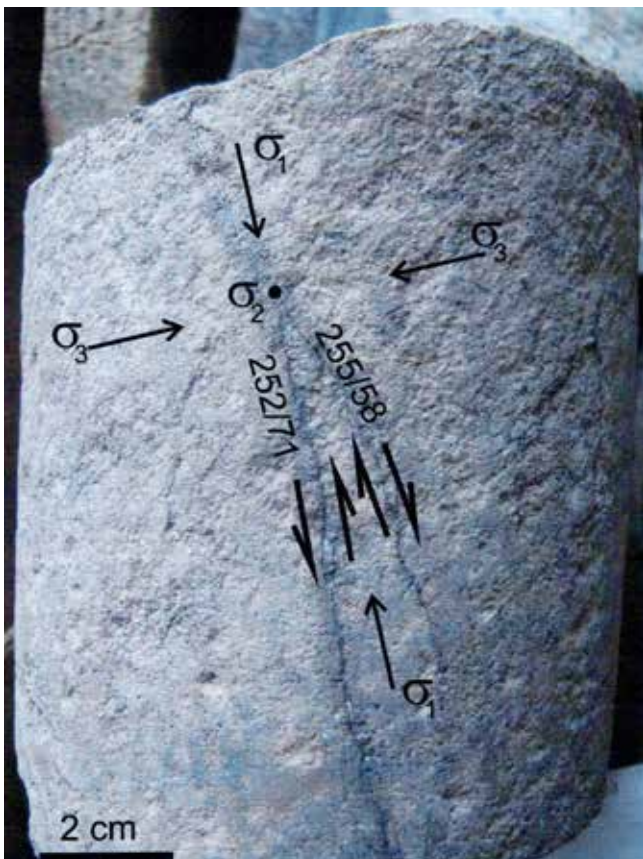


Fig. 15. Kinematyczne i dynamiczne cechy ścięć stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2316,0–2317,8 m

1 – komplementarne zespoły mezouskoków (4/62 i 180/80); 2 – kierunek względnych przemieszczeń zrzutowych zachodzących wzdłuż powierzchni mezouskoków: + w górę, – w dół; 3 – osie głównych naprężeń: σ_1 (329/79), σ_2 (91/6), σ_3 (182/9); kąt pomiędzy powierzchniami ścięć (2Θ) wynosi 38° (kąt ścinania $\Theta = 19^\circ$)

Kinematics and dynamics of shear sets in the borehole Nidzica IG 1, depth 2316.0–2317.8 m

1 – complementary sets of mesofaults (4/62 and 180/80); 2 – direction of relative dip-slip movements along mesofault surfaces: + upwards, – downwards; 3 – principal stress axes: σ_1 (329/79), σ_2 (91/6), σ_3 (182/9); angle between two shear surfaces (2Θ) = 38° (shear angle $\Theta = 19^\circ$)

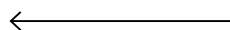


Fig. 16. Komplementarne zespoły hybrydowych ścięć stwierdzone w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2310,5–2316,0 m

Complementary sets of hybrid shear fractures in the borehole Nidzica IG 1, depth 2310.5–2316.0 m

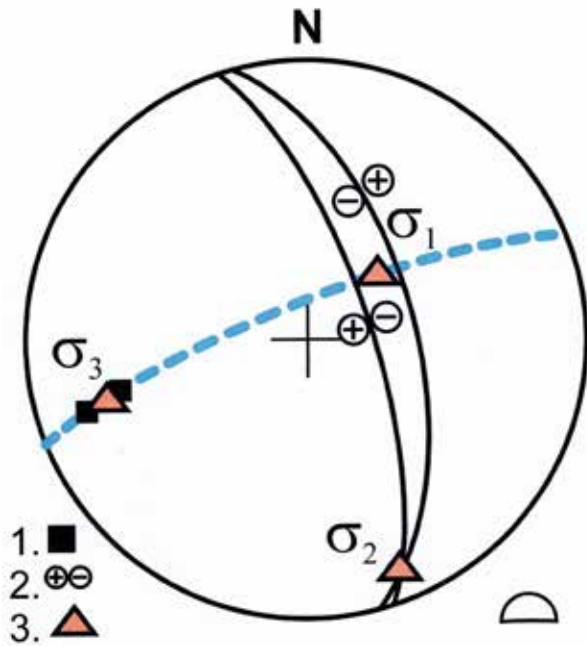


Fig. 17. Kinematyczne i dynamiczne cechy hybrydowych ścięć stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2312,5–2314,5 m

1 – Komplementarne zespoły mezouskoków (255/58 i 252/71); 2 – Kierunek względnych przemieszczeń zrzutowych zachodzących wzdłuż powierzchni mezouskoków: + w górę, – w dół; 3 – osie głównych naprężeń: σ_1 (228/62), σ_2 (338/11), σ_3 (73/26); kąt pomiędzy powierzchniami ścięć (2Θ) wynosi 13° (kąt ścinania $\Theta = 6,5^\circ$)

Kinematics and dynamics of hybrid shear fractures in the borehole Nidzica IG 1, depth 2312.5–2314.5 m

1 – complementary sets of mesofaults (255/58 and 252/71); 2 – direction of relative dip-slip movements along mesofault surfaces: + upwards, – downwards; 3 – principal stress axes: σ_1 (228/62), σ_2 (338/11), σ_3 (73/26); angle between two shear fractures (2Θ) = 13° (shear angle $\Theta = 6,5^\circ$)

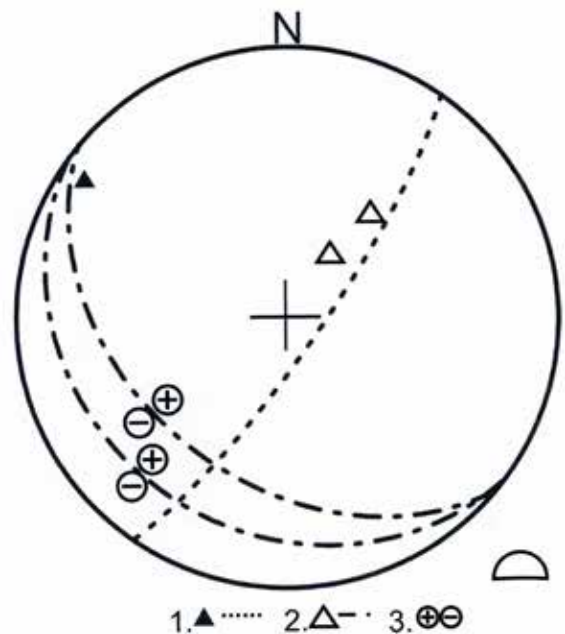
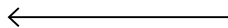


Fig. 18. Superpozycja dwóch generacji żył mineralnych stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2312,5–2314,5 m

1 – starsze żyły mineralne V_1 ; 2 – młodsze żyły mineralne V_2 (inwersyjne przemieszczenia żył starszych stowarzyszonych z drobnym uskokiem); 3 – kierunek względnych przemieszczeń zrzutowych zachodzących wzdłuż powierzchni mezouskoków: + w górę, – w dół

Superposition of two generations of mineral veins in the borehole Nidzica IG 1, depth 2312.5–2314.5 m

1 – older mineral veins V_1 ; 2 – younger mineral veins (reverse displacements the older mineral veins); 3 – direction of relative dip-slip movements along mesofaults: + upwards, – downwards

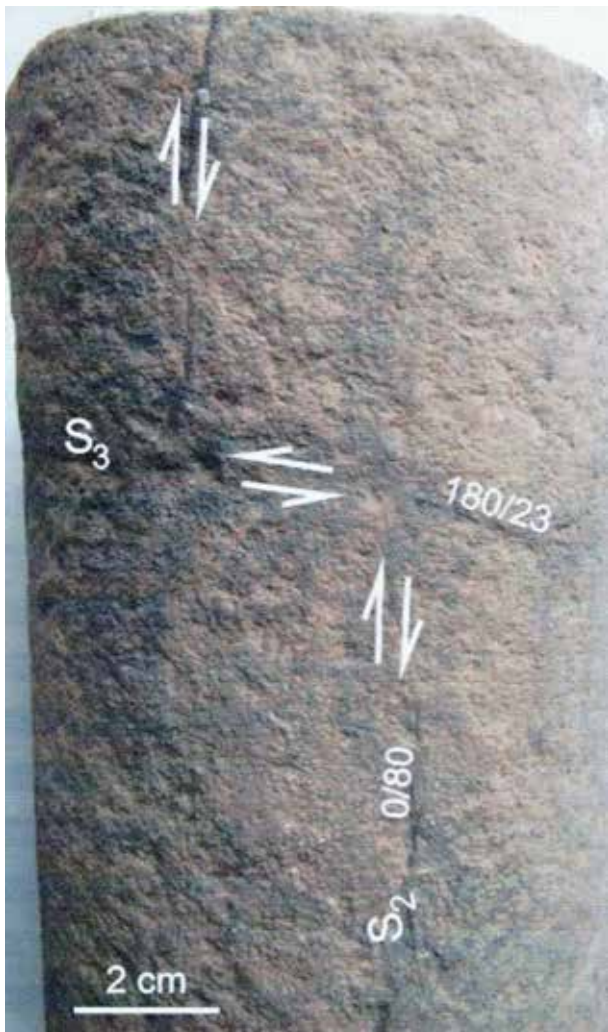
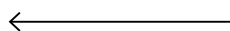


Fig. 19. Superpozycja subwertykalnych ścięć normalnych S_2 i młodszych ścięć nasuwczych S_3 ; otwór Nidzica IG 1, głęb. 2310,5–2316,0 m

Superposition of normal subvertical shear fractures S_2 and younger thrusting shear fractures S_3 in the borehole Nidzica IG 1, depth 2310.5–2316.0 m

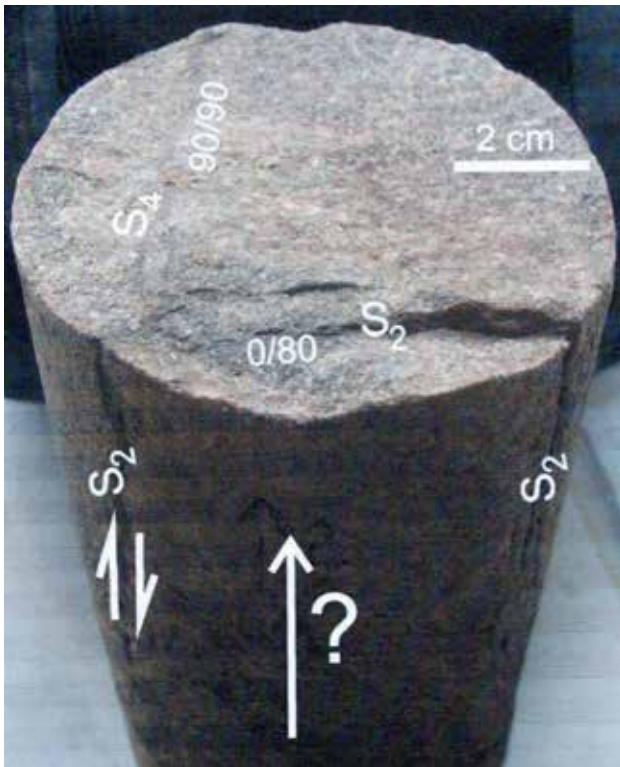


Fig. 20. Relacje subwertykalnych ściąg normalnych S_2 i młodszych spękań S_4 ; otwór Nidzica IG 1, głęb. 2310,5–2316,0 m

Relationships of normal subvertical shear fractures S_2 and younger joints S_4 ; borehole Nidzica IG 1, depth 2310.5–2316.0 m



prawoprzesuwczych lub prawoprzesuwczo-normalnych z niewielką składową zrzutową (rysy tektoniczne nachylnie pod kątami do 20° ; np. głęb. 2317,8–2319 m i 2319,2–2320,4 m; fig. 21, 22, 23). Podrzędnie obserwuje się strome i bardzo strome (nachylenie: $70\text{--}85^\circ$) mezouskoki normalne (rysy tektoniczne równoległe do linii upadu powierzchni ślizgowych, np. głęb. 2310,5–2312,2 m), które lokalnie uległy transformacji w mezouskoki lewoprzesuwcze (głęb. 2331,6–2332,9).

W stropowej części analizowanego profilu dominują spękania pochyłe, równoległe do pochyło nachylonych struktur fluidalnych? (głęb. ok. 2310,0 m). W niższej części przeważają spękania subwertykalne oraz subhoryzontalne reprezentujące cios ortogonalny.



Fig. 21. Powierzchnia ślizgowa (L) subwertykalnego mezouskoku prawoprzesuwczego z wyraźnie zaznaczającymi się rysami i zadziorami tektonicznymi; otwór Nidzica IG 1, głęb. 2317,8–2319,0 m

Surface of subvertical (L) dextral strike-slip mesofault with a tectonic striae and steps; borehole Nidzica IG 1, depth 2317.8–2319.0 m

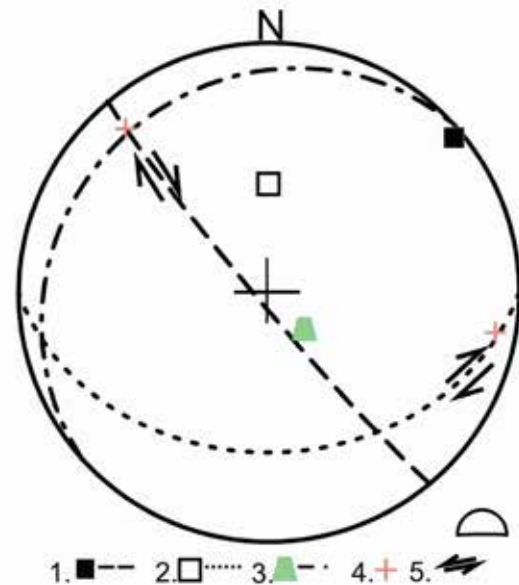


Fig. 22. Orientacja różnych struktur stwierdzonych w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2317,8–2319,0 m

1 – starszy mezouskok prawoprzesuwczy; 2 – młodszy mezouskok prawoprzesuwczy; 3 – granica między skałą drobnokrystaliczną (u dołu), a skałą średniokrystaliczną (u góry); 4 – rysy tektoniczne na lustrach tektonicznych mezouskoków; 5 – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń przesuwczych zachodzących wzdłuż powierzchni ślizgowych mezouskoków

Orientation of various structures in the Nidzica IG 1 borehole, depth 2317.–2319.0 m

1 – older dextral mesofault; 2 – younger dextral mesofault; 3 – boundary of the fine-crystalline at the bottom, and medium-crystalline rock at the top; 4 – tectonic striae on slickenside related to mesofault; 5 – direction and sense of relative strike-slip movements along mesofault surfaces (slickenside)

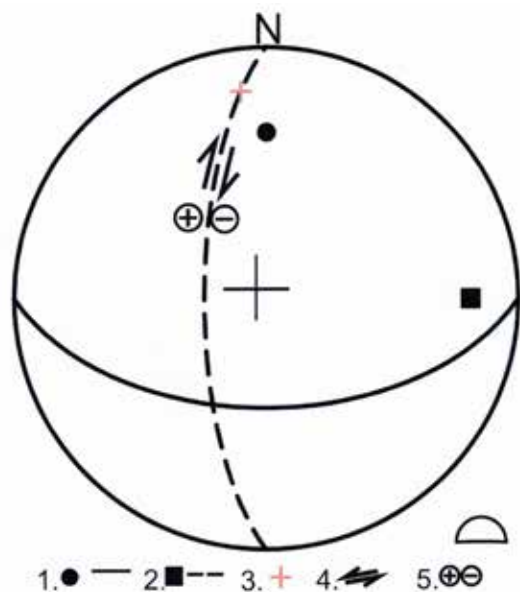
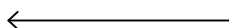


Fig. 23. Orientacja mezouskoku zrzutowo-przesuwczego stwierdzonego w otworze Nidzica IG 1, głęb. 2319,2–2322,9 m

1 – foliacja S_i ; 2 – mezouskok prawoprzesuwczy ze składową normalną; 3 – rysy tektoniczne na powierzchni ślizgowej mezouskoku; 4 – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń przesuwczych zachodzących wzdłuż powierzchni ślizgowych mezouskoku; 5 – kierunek względnych przemieszczeń zrzutowych zachodzących wzdłuż powierzchni mezouskoku: + w górę, – w dół

Oblique-slip fault in the borehole Nidzica IG 1,
depth 2319.2–2322.9 m

1 – foliation S_i ; 2 – dextral strike-slip mesofault with normal component; 3 – tectonic striae on the mesofault surfaces (slickenside); 4 – direction and sense of relative strike-slip movements along mesofault surfaces (slickenside); 5 – direction of relative dip-slip movements along mesofault surfaces: + upwards, – downwards



Jolanta PACZEŚNA

EDIAKAR I KAMBR

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA, UWAGI O WYKSZTAŁCENIU FACJALNYM KOMPLEKSU EDIAKARSKO-KAMBRYJSKIEGO

Kambr

Terenu (?) + Oddział 2 (?)

Utwory najniższego kambru w profilu Nidzica IG 1 według próbek rdzeniowych występują na głęb. 2154,0–2287,9 m, osiągając miąższość 133,9 m (fig. 2). Należy podkreślić, że obecnie rejestrowana miąższość utworów kambru w profilu Nidzica IG 1 jest bardzo wyraźnie zredukowana wskutek oddziaływania procesów tektonicznych, w wyniku których na silnie zerodowanych utworach terenu (?) i być może oddziału 2 (?) kambru zalegają z niezgodnością erozyjną utwory dolnego triasu. Występujące w interwale głęb. 2287,9–2310,5 m utwory gruboklastyczne, na podstawie kryteriów litostratygraficznych zaliczono do formacji żarnowieckiej. Brak wskaźników biostratygraficznych uniemożliwia chronostratygraficzne rozdzielenie utworów ediakaru i kambru, z tego powodu utworom z wymienionego wcześniejszego interwału głębokości przypisano wiek ediakar–kambr

Sukcesję terenu (?) budują w przewadze piaskowce, wśród których dominują szare, zwarte piaskowce drobnoziarniste, kwarcytyczne, z licznym glaukonitem, nieregularnie przewarstwiewające się z ciemnoszarymi mułwami. W profilu, w mniejszej ilości występują heterolity piaskowcowo-mułwcowo-iłwcowe, głównie budujące środkową część sukcesji. Miąższość warstw piaskowców w heterolitach jest nieregularna i waha się w granicach 0,5–3 cm. W spektrum litologicznym kambru występują też warstwy

piaskowca o miąższości dochodzącej do 20 cm. Miejscami, zarówno w piaskowcach, jak i w mułwacach licznie występują blaszki łyszczyków. Piaskowce są silnie spękane, a powierzchnie spękań są pokryte brązowo-czerwonymi związkami żelaza. W miąższych warstwach piaskowców występuje niskokątowe warstwowanie przekątne dużej skali. W wyżej zalegającym kompleksie heterolitowym, reprezentującym prawdopodobnie oddział 2 kambru, w warstwach piaskowca dość często spotyka się laminację smużystą, rzadziej przekątną laminację riplemarkową. Ku spągowi profilu najniższego kambru, w spektrum litologicznym wzrasta udział piaskowców gruboziarnistych i zlepieńcowatych, a także zmienia się ich zabarwienie na kolor czerwono-brązowy. Utwory te reprezentują formację żarnowiecką.

Istotnym komponentem sukcesji kambryjskiej są skamieniałości śladowe. Dominującą ilościowo grupą są ichnorodzaje: *Monocraterion* isp., *Diplocraterion parallelum* Torell i *Skolithos linearis* Haldemann. Do innych skamieniałości śladowych, występujących znacznie rzadziej w profilu należą ichnogatunki *Planolites montanus* Richter, *P. beverleyensis* (Billings) oraz ichnorodzaje *Bergaueria* isp., oraz *Palaeophycus* isp.

Utwory kambru w profilu Nidzica IG 1 nie mają dokumentacji biostratygraficznej. Na podstawie korelacji z profilami sąsiednich otworów wiertniczych – głównie z otworem Olsztyn IG 2, gdzie znaleziono fragmenty pancerzy trylobitów, w tym oznaczalny fragment pancerza trylobita z rodzaju *Holmia* sp. (Lendzion, 1977). Pozwala to wspomniane wyżej

utwory z profilu Nidzica IG 1 przynajmniej w części zaliczyć do oddziału 2 kambru i być może poziomu *Holmia kjerulfi*. Biorąc pod uwagę powyższe fakty, jego przypuszczalna, dolna granica została poprowadzona na głęb. 2287,9 m na podstawie kryteriów litostratygraficznych, bezpośrednio poniżej pierwszego w profilu wystąpienia typowo kambryjskich, morskich skamieniałości śladowych z ichnorodzą *Monocraterion*. Istotnym czynnikiem jej poprowadzenia były również kryteria litologiczne – wyraźny wzrost udziału utworów gruboziarnistych oraz stopniowa zmiana barwy z szarej na brązowo-czerwoną. Leżące poniżej tej granicy gruboziarniste i zlepieńcowate utwory piaskowcowe reprezentują formację żarnowiecką, której przynajmniej część była deponowana w ediakarze. Sukcesję formacji żarnowieckiej rozpoczynają gruboklastyczne, czerwone zlepieńce leżące bezpośrednio na skałach podłoża krystalicznego. Na odcinku głęb. 2304,10–2310,5 m zlepieńce cechują się najniższą dojrzałością petrograficzną i teksturalną w obrębie całego profilu ediakaru i kambru. Klasty budujące zlepieńce są słabo obtoczone i ostrokrawędziste, pochodzą bezpośrednio z granitowego podłoża. Ich rozmiary wahają się w granicach 0,5–2,0 cm. Utwory te są w większości profilu masywne, chociaż miejscami występuje słabo widoczne warstwowanie przekątne dużej skali.

Większość profilu formacji żarnowieckiej stanowią głównie piaskowce gruboziarniste i średnioziarniste, z podrzędnie występującymi piaskowcami drobnoziarnistymi i mułowcami. W całym interwale głębokościowym formacji żarnowieckiej występujące tu utwory cechuje czerwono-brązowe, miejscami ciemnoszare lub szarozielone zabarwienie.

Sukcesja ediakarsko–kambryjska stanowi zapis kontynentalno-morskiego cyklu sedimentacyjnego, którego dolną część tworzą kontynentalne osady formacji żarnowieckiej, zdeponowane w dużej strukturze ryftowej jaką był półrów bałtycki. Powstały one na rozległych stożkach aluwialnych, zarówno w ich proksymalnych, jak i dystalnych częściach oraz na aluwialnych równiach roztokowych i zalewowo-warstwowych. Depozycja stożków aluwialnych odbywała się na przedpolu aktywnych tektonicznie, silnie erodowanych skarp uskokowych. Osady formacji żarnowieckiej były deponowane w warunkach intensywnych, synsedymenacyjnych ruchów wynoszących obszary alimentacyjne, z których był znoszony materiał okrucowy na stożki aluwialne i równie roztokowe (Jaworowski, Sikorska, 2003). Skład mineralny materiału klastycznego i jego analiza chemiczna wskazują na wewnętrzne, kratoniczne źródła materiału klastycznego, pochodzącego z pasywnego brzegu kontynentu Bałtyki (Sikorska, 2000). Obszary alimentacyjne znajdowały się na zachód, na zewnątrz od współcześnie rozumianej

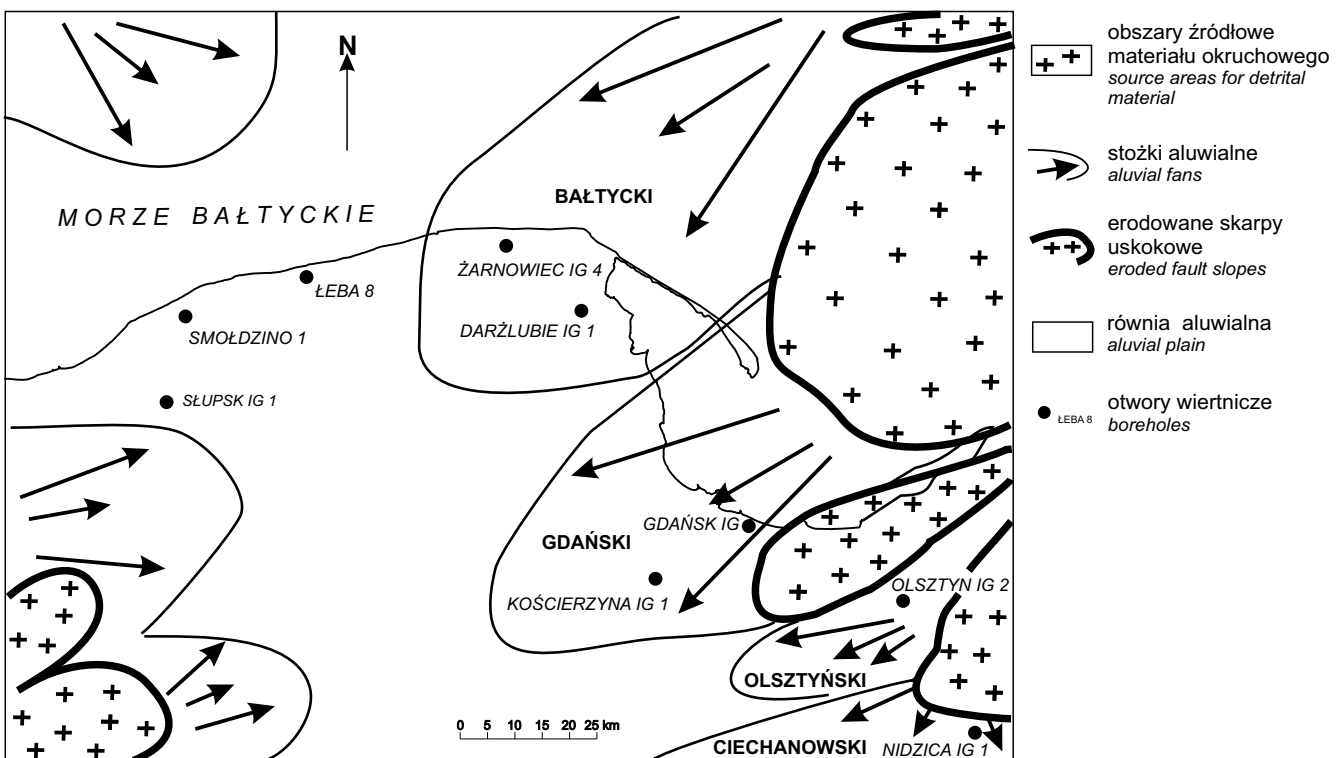


Fig. 24. Lokalizacja profilu otworu Nidzica IG 1 na aluwialnym stożku ciechanowskim w czasie depozycji utworów formacji żarnowieckiej

Location of the Nidzica IG 1 borehole on the Ciechanów aluvial fan during deposition of sediments composing Żarnowiec Formation

zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego lub we wschodnich, marginalnych jego strefach. Innym obszarem zasilającym półrów bałtycki w materiał klastyczny był wnoszony i silnie erodowany, zlokalizowany na północ od rowu, rejon tarczy bałtyckiej. Utwory formacji żarnowieckiej osadziły się w środowiskach lądowych, w klimacie półsuchym, z okresowymi, nawalnymi ulewami.

Wzdłuż zachodniego ramienia ryftu spoza kratonicznych obszarów ryftowych, był dostarczany materiał klastyczny do zachodnich stożków. Na wschodzie, u podnóża przeciwnych skarp uskokowych powstały stożki: ciechanowski, pomorski i bałtycki (fig. 24). W czasie depozycji formacji żarnowieckiej obszar z otworem wiertniczym Nidzica IG 1

znajdował się na terenie stożka ciechanowskiego. Stożek ciechanowski został zbudowany z materiału klastycznego, znozonego ze wschodnich rejonów kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, Sikorska, 2003; Jaworowski, Sikorska, 2010). Najwyższa część profilu formacji żarnowieckiej oraz najniższa część nadległych osadów wczesnego kambry jest zapisem zarówno osadów kontynentalnych, jak i płytkomorskich, powstałych w wyniku krótkotrwałych ingresji morskich na ląd. O obecności morskich warunków sedymentacji świadczą wystąpienia w profilu dość licznych pionowych jamek filtratorów – organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny wodnej, reprezentujących ichnorodzą *Monocraterion* i *Skolithos* (Paczeńska, 1996) (fig. 25 A–D).

Fig. 25. Skamieniałości śladowe z ediakarsko–kambryjskiego profilu otworu Nidzica IG 1

A – piaskowiec drobnoziarnisty z zespołem jamek mieszkalnych filtratorów *Monocraterion* isp. (M), głęb. 2285,8 m; **B** – piaskowiec drobnoziarnisty z jamkami mieszkalnymi filtratorów *Skolithos linearis* Haldemann (S), głęb. 2287,5 m; **C** – piaskowiec drobnoziarnisty z jamką mieszkalną filtratora *Monocraterion* isp. (M) i powierzchnią erozyjną (PE), głęb. 2167,0 m; **D** – piaskowiec drobnoziarnisty z przekrojem poziomym jamki mieszkalnej filtratora *Bergaueria* isp. (B), głęb. 2162,2 m. Fotografie: A–B – J. Krawczewski; C–D – J. Paczeńska

Trace fossils from the Ediacaran–Cambrian profile of Nidzica IG 1 borehole

A – fine-grained sandstone with dwelling burrows of filter-feeding organism *Monocraterion* isp. (M), depth 2285.8 m; **B** – fine-grained sandstone with dwelling burrows of filter-feeding organisms *Skolithos linearis* Haldemann (S), depth 2287.5 m; **C** – fine-grained sandstone with dwelling burrows of filter-feeding organism *Monocraterion* isp. (M) and erosional surface (PE), depth 2167.0 m; **D** – fine-grained sandstone with horizontal section of dwelling burrow of filter-feeding organism *Bergaueria* isp. (B), depth 2162.2 m; Photos: A–B – J. Krawczewski; C–D – J. Paczeńska



TRIAS

Anna BECKER

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI UTWORÓW TRIASU

Wstęp

Otwór Nidzica IG 1 znajduje się w środkowej części monokliny mazursko-podlaskiej, która również w triasie tworzyła stabilną strukturę monoklinalną (Aleksandrowski, 2017). Utwory triasu osiągają tu miąższość 441,5 m, co odpowiada jednej czwartej średniej miąższości tego systemu z depocentrum mezozoicznego basenu Niżu Polskiego (Becker, Szulc, 2017; Leszczyński, 2023). Cała sukcesja triasu była rdzeniowana, co jest ewenementem w skali basenu.

Przedstawiona tu stratygrafia, w swych zasadniczych założeniach, opiera się na podziałach zaproponowanych przez R. Dadleza oraz A. Szyperko-Śliwczyńską w dokumentacji wynikowej otworu (Marek, 1966), zaktualizowanych następnie przez Szyperko-Śliwczyńską (1979) oraz M. Franczyk, I. Gajewską oraz A. Szyperko-Śliwczyńską w Profilach Stratygraficznych (1980). W niniejszym opracowaniu wprowadzono podział na trias dolny, środkowy i górny, przybliżając ich granice do granic litostratygraficznych na podstawie Szyperko-Teller i in. (1997) oraz Wagnera (2008). Zrezygnowano z wydzielania retyku w sensie litostratygraficznym (patrz Wagner, 2008). Za Szyperko-Teller, Morycem (1988) włączono formację elbląską do pstrego piaskowca górnego.

Wszystkie zastosowane w niniejszym rozdziale nazwy rodzajowe i gatunkowe są zgodne z zacytowanymi pracami źródłowymi – nie podlegały weryfikacji i nowoczesnej rewizji.

Pstry piaskowiec

Formacja bałtycka, stwierdzona na głęb. 2072,2–2154,0 m, osiąga miąższość jedynie 81,8 m. Rozpoczyna ją nieco ponad 20-metrowy kompleks piaskowców drobnoziarnistych wapnistych różowych, podrzędnie czerwonych z nielicznymi przewarstwieniami mułowców i iłowców o barwie brązowej i szarozielonej. W najniższej części kompleksu mułowce, rzadziej iłowce, występują w postaci otoczków, a w spągu kompleksu otoczki są zbudowane również z piaskowców kwarcytowych. Miejscami, w wyższej części kompleksu, piaskowce przechodzą w wapienie piaszczyste. Skały węglanowe występują również w postaci otoczków. W górnej części kompleksu występują kongregacje anhydrytowe. Piaskowce są miejscami poziomo warstwowane, laminowane smużyście. Kompleks ten przykrywa cienka warstwa heterolitu mułowcowo-piaskowcowo-iłastego z otoczkami piaskowców wapnistych i wapieni piaszczystych oraz kongregacjami anhydrytu. Wyższa część formacji jest zbudowana z mułowców czerwonych, czerwono-brązowych i zielonych, plamistych i pstrych ze smugami, soczewkami, a w niższej części z przewarstwieniami piaskowców wapnistych, przechodzących w wapienie piaszczyste. W całej formacji występują kongregacje anhydrytowe, a od jej

stropu do głęb. 2124,0 m również cienkie przewarstwienia anhydrytu. Wykształcenie zasadniczej części formacji wskazuje na jej depozycję w obrębie sebhry przybrzeżnej, zaś jej piaskowcowy spąg reprezentuje prawdopodobnie piaszczystą równię brzegową, być może nawet o charakterze równi aluwialnej (por. Iwanow, Kiersnowski, 1998).

Formacja lidzbarska, rozpoczynająca profil środkowego pstrego piaskowca, wydzielona została na głęb. 2005,0–2072,2 m. Jej miąższość wynosi 67,2 m. Najniższą część formacji, do głęb. 2066,4 m tworzą szarozielone mułowce z przewarstwieniami lub soczewkami piaskowców i iłowców, w których występują soczewki otoczków kwarcowych lub iłastych. Wyższą, zasadniczą część formacji tworzą iłowce margliste z przewarstwieniami, laminami, soczewkami drobnoziarnistych wapieni oolitowych. ıłowce są szaro-zielone, rzadziej czerwono-brązowe lub fioletowe, natomiast wapienie – szare lub rzadziej różowe. Udział wapieni, przechodzących miejscami w wapienie piaszczyste lub piaskowce wapniste, zwiększa się nieznacznie ku górze profilu. W najwyższej części formacji zwiększa się również średnica ziarn ooidowych, tak, że na głęb. 2005,0–2018,5 m wapienie są określane jako pizolitowe. W przewarstwiach wapieni oolitowych występują liczne stylolity i slikolity, rzadziej laminy i otoczki ıłowców, a sporadycznie kongregacje anhydrytowe. W ıłowcach występują szczeliny synerezyjne oraz dajki klastyczne. W ıłowcach i wapieniach występują nieliczne szczątki organiczne: łuski i zęby ryb, okruchy raków oraz muszloraczki (esterie). Najniższa część formacji reprezentuje prawdopodobnie system wysp barierowych lub strefę brzegową, przerobioną w wyniku erozji związanej z rozwojem transgresji. Zasadnicza część formacji była deponowana w płytkiej, ale otwartej lagunie, w której z czasem warunki stawały się coraz bardziej restrykcyjne (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker i in., 2020b).

Leżąca powyżej **formacja malborska**, wyznaczona na głęb. 1962,0–2005,0 m, osiąga miąższość 43,0 m. Jest ona dwudzielna. W dolnej części, do głęb. 1993,5 m przeważają piaskowce drobnoziarniste nad mułowcami i ıłowcami. W górnej części przeważają mułowce i ıłowce, a piaskowce występują jedynie jako cienkie przewarstwienia, soczewki i smugi. Zarówno skały drobnoziarniste jak i piaskowce są w całym profilu formacji słabo wapniste lub margliste. W profilu przeważa barwa czerwona, pojawiają się zielone odbarwienia, rzadziej przewarstwienia. Piaskowce bywają różowe lub jasnobrażowe. W spągu stwierdzone zostały pojedyncze okruchy kości kręgowców, a w wyższej części formacji nielicznie występują muszloraczki (esterie). Piaskowce są miejscami laminowane przekątnie, podczas gdy skały drobnoziarniste są z reguły masywne, gruzłowate. Pojawiające się miejscami fioletowo-plamiste zabarwienie mułowców i ıłowców świadczyć może o występowaniu poziomów zmienionych pedogenicznie. Formacja malborska depono-

wana była w środowisku aluwialnym, w systemie o bardzo słabej kanalizacji przepływów oraz niskiej ich energii, pozwalającej na transport jedynie stosunkowo drobnej frakcji osadów (Becker i in., 2020b).

Sukcesję utworów pstrego piaskowca zamyka **formacja elbląska** na głęb. 1894,0–1962,0 m (68,0 m miąższości). Stanowi ona jego górną podgrupę. Formacja jest bardzo urozmaicona litologicznie, ale dominują w niej piaskowce; w dolnej części jasne (z odcieniem brązowym, szarym lub prawie białe), szare i różowe, a w górnej części – brązowe i czerwone. Miejscami, głównie w dolnej części profilu, są one wapieniste. Piaskowce są zwykle laminowane smużycie mułowcem oraz poprzewarstwiane mułowcami i iłowcami oraz zlepieńcami wapienistymi lub piaszczysto-wapienistymi mułowcowymi. W najniższej części profilu formacji, do głęb. 1946,8 m – przewarstwienia mułowców są rzadkie. Wyżej, sumaryczna miąższość przewarstwień jest niewiele mniejsza od sumarycznej miąższości piaskowców. W najwyższej części formacji, na głęb. 1894,0–1917,5 m (wg geofizyki 1895,0–1916,6 m), mułowce i iłowce zaczynają dominować. Wcześniej odcinek ten był wyróżniany jako nieustanowiona formalnie formacja węglanowo-klastyczna lub tzw. ret wyższy (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Profile Stratygraficzne, 1980; Szyperko-Teller, 1983; Szyperko-Teller, Becker, 2018; Becker i in., 2020a). W spągu tej nieformalnej formacji występują skały drobnoziarniste, dolomityczne z laminami i smugami dolomitu oraz podrzędnie z soczewkami i laminami wapieni. Wyżej w jej profilu zanika dolomityczność a pojawiają się kongrecje wapienne o różnych średnicach oraz podrzędne przewarstwienia wapieni pylastych, powodując, że struktura staje się gruzłowata. W profilu formacji dominują barwy czerwone, brązowe i fioletowe, miejscami plamiste zarówno wśród mułowców i iłowców, jak i dość często przewarstwiających je piaskowców drobnoziarnistych. Jedynie najwyższe 9 m profilu formacji prawie pozbawione jest piaskowców. Ten stropowy odcinek budują mułowce wapieniste brązowe i szarozielone, plamiste, z podrzędnymi przewarstwieniami jasnoszarych wapieni oraz zlepieńców wapienistych mułowcowych. Piaskowce pojawiają się tu jedynie w postaci nieregularnych soczewek w stropowej części interwału. W jednym z przewarstwień zlepieńcowych A. Szyperko-Śliwczyńska (w: Marek, 1966) stwierdziła występowanie pojedynczej kongrecji anhydrytowej. Miejscami występują zwęglone fragmenty roślin. Najliczniejsze ich nagromadzenie zostało opisane w mułowcach na głęb. 1898,3–1899,7 m, gdzie towarzyszą im również zęby i łuski ryb (Szyperko-Śliwczyńska w: Marek, 1966). Wykształcenie osadów świadczy o ich depozycji na równi piaszczystej zdominowanej przez nieskanalizowane lub słabo skanalizowane przepływy o zmiennej energii. Równia ta mogła mieć charakter równi brzegowej (ang. *sandflat*; Szulc, 2018). Fioletowe barwy, dolomityzacje, kongrecje węglanowe oraz warstwy wapieni pylastych świadczyć mogą o zachodzeniu inicjalnej pedogenezy i tworzeniu się naskorupień typu calcrete i dolocrete. W osadzie mogło dochodzić do wytrącania ewaporatów, które ulegały prawdopodobnie wczesnodiagenetycznemu rozpuszczaniu. Brązowe i szaro-

zielone mułowce wapieniste z przewarstwieniami szarych wapieni, kończące profil formacji deponowane były już w obrębie płytkiej laguny, co potwierdzałoby występowanie w nich szczątków ryb. Na dwudzielność sukcesji górnego pstrego piaskowca, związaną z dwoma pulsami transgresywnymi wskazywał Szulc (2018).

Marcinkiewicz (1992) stwierdziła występowanie poziomów megasporowych w pstrym piaskowcu otworu Nidzica IG 1. Są to: poziom *Trileites polonicus* w najwyższej formacji lidzbarskiej (głęb. 2012,0–2017,0 m) oraz poziom *Trileites validus* w niższej formacji elbląskiej (głęb. 1929,1–1945,5 m). Poziomy te są datowane odpowiednio na wczesny olenek oraz przełom oleneku i anizyku (Marcinkiewicz, 1992; Marcinkiewicz i in., 2014). Stwierdzono tu również występowanie poziomu małżoraczkowego *Cytheris sinella crispa* w najwyższej formacji elbląskiej, który jest charakterystyczny dla górnego pstrego piaskowca w Polsce (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Styk, 1982). Występowanie podpoziomu małżoraczkowego *Lutkevichinella mazurensis* s.s. w niższej formacji bałtyckiej otworów z rejonu NE Polski pozwala datować tę formację również na dolny trias (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller i in., 1997). Olencki wiek wyższej części środkowego oraz niższej części górnego pstrego piaskowca potwierdzają przesłanki magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020a; Nawrocki, Becker, 2020; Nawrocki i in., ten tom).

Wapień muszlowy

Dolny wapień muszlowy jest wyraźnie dwudzielny. W niższej części, na głęb. 1882,9–1894,0 m dominują przewarstwiający się wapień pelitowy i margliste szare oraz margle i iłowce margliste ciemnoszare. W spągu tego interwału występuje ok. 20-centymetrowa warstwa szarozielonego mułowca wapienistego. Rzadko, miejscami, występuje źle zachowana fauna, głównie małże a także drobne kongrecje różowego anhydrytu. J. Szulc (w: Krzemińska i in., 2000) opisywał występowanie krynoidów oraz konodontów w tym interwale. Wyższa część, na głęb. 1875,8–1882,9 m, jest zbudowana z naprzemianległych jasnoszarych wapieni biodetrycznych (muszlowce małżowe) oraz wapieni marglistych o falistej teksturze z laminami iłowców marglistych i margli (tzw. wapień faliste) o barwie szarej do ciemnoszarej. Podział ten odpowiada w przybliżeniu podziałowi na warstwy margliste (niższa część) oraz warstwy faliste i piankowe (wyższa część). Głębokość graniczna między nimi podawana jest jako 1886,5 m (CBDG, 2008), czyli nieco głębiej, co może wynikać z przesunięć między głębokościami wiertniczymi i geofizycznymi.

Środkowy wapień muszlowy, wydzielony na głęb. 1856,9–1875,8 m (wg geofizyki 1856,0–1875,5 m), osiąga miąższość ok. 19 m. Budują go dolomity ilaste, pylaste, rzadko margliste, szare, często z odcieniem zielonym, z przewarstwieniami i laminami iłowców dolomitycznych ciemnoszaro-zielonych. Udział iłowców w profilu nieznacznie wzrasta ku górze. W całym interwale występują drobne kongrecje anhydrytowe; miejscami (głównie w dolnej części wydzielenia) – nieliczne odciski małżów i brachiopodów oraz łuski i zęby ryb.

Podobną dolomitową litologią charakteryzuje się **górnny wapień muszlowy** na głęb. 1849,5–1856,9 m (wg geofizyki 1849,5–1856,0 m). Jasnoszare, jasnobrązowe i zielone dolomity ilaste jedynie miejscami przechodzą w iłowce dolomityczne lub są nimi laminowane. W porównaniu z interwałem leżącym poniżej jest tu zauważalny brak kongrecji anhydrotowych.

Sumaryczna miąższość wapienia muszlowego przekracza nieco 40 m. Sukcesją dobrze odzwierciedla rozwój epikontynentalnego zbiornika morskiego w jego peryferyjnej strefie, jaką stanowił rejon Nidzicy (np. Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000, 2007a). Osady dolnego wapienia muszlowego reprezentują przejście od brzeżnych do pełnomorskich warunków depozycji. Środkowy wapień muszlowy odzwierciedla regionalną regresję i rozwój depozycji w systemie sebhya przybrzeżnej oraz laguny o podwyższonym zasoleniu. Ponowny puls transgresywny pod koniec depozycji wapienia muszlowego jedynie nieznacznie zmodyfikował depozycję w rejonie Nidzicy (por. Szulc, 2000, 2007a).

Wiek wapienia muszlowego jest dość słabo udokumentowany biostratygraficznie. Styk (1975) stwierdziła występowanie otwornic z gatunków: *Dentalina cassiana* Gümbel, *Dentalina transmontana* Gümbel, *Dentalina vadaszi* Oberhauser, *Spirillina oberhauseri* Styk w dolnym wapieniu muszlowym. Jest to zespół typowy dla tej części systemu triasowego w Polsce i wg Szyperko-Teller i in. (1997) świadczy o wczesno anizyjskim wieku osadów. Styk (1982) z kolei wskazuje na występowanie w dolnym wapieniu muszlowym Nidzicy IG 1 zespołu małżoraczkowego *Judahella tsorfatia*, który również został skorelowany jedynie z jednostkami litostratygraficznymi w basenie, bez szczegółowej analizy chronostratygraficznej. Istotną informację biostratygraficzną podaje J. Szulc, ale tylko w materiałach archiwalnych (Krzemińska i in., 2000), którą jest znalezisko konodonta z gatunku *Paragondolella hanbulogi* Sudar et Budurov w wyższej części dolnego wapienia muszlowego. Gatunek ten świadczyłby o pelsońskim (wyższy anizyk) wieku skał (Narkiewicz, 1999; Narkiewicz, Szulc, 2004).

Kajper

Kajper dolny na głęb. 1823,6–1849,5 m budują głównie mułowce, miejscami piaszczyste, ilaste lub dolomityczne z licznie występującą zwęgloną sieczką roślinną. Zawartość substancji organicznej zwiększa się miejscami w dolnej części wydzielenia do takiego poziomu, że mułowce są określane jako węgliste. Większość sukcesji mułowcowej charakteryzuje barwa szara. Jedynie w najwyższej części występują szarozielone mułowce. W najniższej części, oprócz szczątków flory, opisywane są wystąpienia szczątków ryb i odcisków małżów. Sukcesję dolnego kajpru na głęb. 1825,1–1833,9 m buduje kompleks mułowcowo-dolomityczno-piaszkowcowy, przy czym piaszkowce dominują w najniższej i najwyższej jego części. Zwykle są one smużyste lub faliście laminowane mułowcem i iłowcem. W interwale tym wyraźnie zaobserwować można stopniowe przejście od barwy szarej, przez szarozieloną do czerwonej.

Sukcesję w stropie kończy ok. 1,5-metrowa warstwa pstrego masywnego iłowca. Wykształcenie skał dobrze dokumentuje regresję epikontynentalnego zbiornika morskiego (np. Gajewska i in., 1997; Szulc, 2007b). Osady szelfowe (szare mułowce z odciskami małżów) stopniowo przechodzą w osady strefy brzegowej (deltowe? szare mułowce, a wyżej też piaszkowce z liczną uwęgloną florą) i w osady równi aluwialnej z poziomami zmienionymi pedogenicznie (czerwone piaszkowce i szarozielone mułowce i iłowce).

Leżący wyżej interwał z głęb. 1784,0–1823,6 m, w przeważającej mierze, jest zbudowany z drobnoziarnistych piaszkowców jasnych, szarych z odcieniem pomarańczowym, żółtym lub białym, wyżej jasnobrązowożółtych do czerwono-brązowych. Miejscami piaszkowce są dolomityczne lub przechodzą w dolomity piaszczyste. W najwyższej części sukcesji występują poziomy drobnych kongrecji dolomitycznych. Na głęb. 1807,5–1810,8 m piaszkowce są wapniste, a nawet miejscami przechodzą w wapień piaszczyste. Zostały tu też stwierdzone kongrecje żelaziste. Miejscami występują piaszkowce mułowcowe oraz drobne otoczaki iłowców. Głównie w niższej części interwału występują zwęglone szczątki roślin. O przynależności litostratygraficznej do **piaszkowca trzciniowego** zadecydowało występowanie poziomego miosporowego *Aulisporites astigosus*, charakterystycznego dla tej części profilu triasu Polski (Orłowska-Zwolińska, 1983). Sukcesja ta wydaje się przechodzić w sposób ciągły zarówno od niżej leżących utworów kajpru dolnego jak i w wyżej leżące osady warstw nidzickich, co wzbudzało wątpliwości co do jej litostratygraficznego przyporządkowania (Szyperko-Śliwczynska w: Marek, 1966). Osady były deponowane w strefie dystalnej równi piaszczystej (wyłącznie piaszkowce drobnoziarniste) o charakterze równi aluwialnej lub brzegowej. Dolomityzacje, poziomy wapniste, kongrecje dolomityczne i żelaziste mogą świadczyć o zmiennym poziomie wód gruntowych oraz o zachodzeniu procesów pedogenicznych.

Warstwy nidzickie z głęb. 1739,3–1784,0 m budują szarozielone iłowce i mułowce, miejscami laminowane piaszkowcem z przewarstwieniami bardzo drobnoziarnistych piaszkowców w spągu sukcesji. Miejscami, w całym profilu, występują przewarstwienia zlepieńców zbudowanych z otoczek iłowców, wapieni lub dolomitów. W dolnej części wydzielenia występuje jedno 20-centymetrowe przewarstwienie jasnoszarego wapienia. W profilu warstw nidzickich zanotowano występowanie różnych gatunków otwornic oraz małżoraczka *Darwinula liassica* (Brodie) (wyniki badań J. Kopika i T. Marcinkiewicz zamieszczone w rozdziale stratygraficznym autorstwa R. Dadleza w: Marek, 1966). Depozycja warstw nidzickich odbywała się na obszarze dystalnej równi aluwialnej, zdominowanej przez osady pozakorytowe, w tym okresowych jezior. Zlepieniece reprezentują poziomy redeponowanych kongrecji glebowych (np. Szulc i in., 2015; Szulc, 2018).

Kończące profil triasu **warstwy bartoszyckie**, wydzielono na głęb. 1712,5–1739,3 m (26,8 m miąższości). Budują je szare drobnoziarniste piaszkowce, miejscami spirytyzowane lub dolomityczne rozdzielone kilkumetrową warstwą sza-

rego iłowca ze szczątkami roślinnymi na dwa kompleksy. W górnym kompleksie piaskowcowym występują przekątne warstwowania. Osady te były deponowane w środowisku fluwialnym, w klimacie pozwalającym na rozwój dość bogatej szaty roślinnej (por. Szulc, 2018).

Wiekowa interpretacja utworów kajpru opiera się na badaniach palinostratygraficznych miospor (Orłowska-Zwolińska, 1964, 1983, 1985). Orłowska-Zwolińska (1964, 1983) rozpoznała cztery poziomy miosporowe w kajprze otworu Nidzica IG 1: *Heliosaccus dimorphus* (I, na głęb. 1828,5–1846,0 m), *Aulisporites astigmus* (III, na głęb. 1812,0–1823,0 m), *Corollina meyeriana* (IV, na głęb. 1744,0 m) oraz *Ricciisporites tuberculatus* (V, na głęb. 1720,0–1730,7 m). Poziom I jest charakterystyczny dla utworów dolnego kajpru Polski i został wydatowany na późniejszy lądyn, zaś poziom III charakteryzuje utwory piaskowca trzecinowego i wskazuje na środkowo karnicki wiek (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Poziom IV, charakterystyczny dla wyższej części środkowego kajpru, ma najszerszy zasięg wiekowy: od późnego karniku po wczesny retyk, a z kolei poziom V, datowany na późny retyk, jest typowy dla górnego kajpru Polski (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Dodatkowe dane pochodzą z archiwalnych badań mikrofaunistycznych utworów triasu.

Styk (1963) przebadła 79 próbek z utworów triasu z profilu otworu Nidzica IG 1 pod kątem występowania w nich mikrofauny i możliwości jej biostratygraficznego zastosowania. Małżoraczki i rzadziej otwornice występują w profilu pstrego piaskowca w próbkach od głęb. 1902,0 m do głęb. 2153,0 m, przy czym najbardziej liczny i urozmaicony ich zespół autorka stwierdziła na głęb. 2095,0–2135,5 m. Zespół ten jest zdominowany przez różne gatunki małżoraczek

z rodzaju *Darwinula*. Z otwornic występuje dość licznie *Hyperammina* sp. Należy podkreślić, że jest to najliczniejszy zespół mikrofauny z całego profilu triasu badanego otworu. W próbkach z głęb. 1907,5 oraz 2024,0–2035,8 m dominującą lub wręcz jedyną mikrofauną są oogonie charofitów. Na głęb. 1955,0–2012,0 m autorka stwierdziła występowanie łusek i zębów ryb. Charakterystyczny jest brak mikrofauny w próbkach ze stwierdzonymi w nich ooidami (próbki z głęb. 2040,8–2065,0 i 2086,0–2090,0 m). Jedynie w próbkach z głęb. 2095,0 i 2105,0 m ooidy współwystępują z nielicznymi małżoraczkami. Wnioski stratygraficzne ograniczają się do potwierdzenia przynależności badanych utworów do pstrego piaskowca, bez możliwości biostratygraficznego udokumentowania granicy między jego dolną i środkową podgrupą (Styk, 1963).

Małżoraczki charakterystyczne dla wapienia muszlowego pojawiają się od głęb. 1899,0 m, przy czym w próbce z głęb. 1894,5 m towarzyszą im oogonie charofitów. Najbogatszy liczebnie i gatunkowo zespół mikrofauny (małżoraczki i otwornice) został stwierdzony w próbce z głęb. 1890,0 m. Nieliczna mikrofauna występuje również w próbkach z głęb. 1864,0 i 1880,0–1885,0 m. W próbkach z głęb. 1869,0 i 1875,5 m zanotowano jedynie występowanie zębów ryb. W próbkach z głęb. 1849,5; 1854,5 i 1859,0 m nie stwierdzono występowania mikrofauny. Styk (1963) nie widziała możliwości mikrofaunistycznego udokumentowania granicy między utworami wapienia muszlowego i kajpru.

Mikrofauna w utworach dolnego kajpru jest bardzo uboga. Nieliczne okazy otwornic opisano z próbek z głęb. 1825,0 m i 1840,0 m.

Powyższe wyniki zostały zweryfikowane, zaktualizowane i po części wykorzystane w pracach Styk (1975, 1982).

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW PSTREGO PIASKOWCA

Wstęp

Utwory pstrego piaskowca w otworze Nidzica IG 1 występują na głęb. 1894,0–2154,0 m. Opracowanie oparto na analizie 131 próbek skalnych (tab. 2), z których wykonano 216 płytek cienkich (nr kolekcji 231/1-246), wykorzystując pracę Nowickiej (1965), dotyczącą utworów pstrego piaskowca i kajpru. Dodatkowo zamieszczono wyniki analiz granulometrycznych (tab. 3) i analiz minerałów ciężkich (tab. 4) wykonanych przez Nowicką (1965), zgodnie z zaleceniami zawartymi w „Instrukcji do badań petrograficznych skał osadowych z rdzeni otworów wiertniczych” (z. 18, 1972). Na podstawie dostępnych danych oraz skonstruowanych krzywych kumulacyjnych i histogramów zostały wyliczone: współczynnik wysortowania (*So*), mediana (*Md*), najczęstsza średnica ziarn (*Mn*). Minerale ciężkie oznaczono po uprzednim wyseparowaniu w bromoformie.

Poza tym w celach porównawczych wykorzystano dane zawarte w publikacjach dotyczących dolnego triasu (m.in.: Kuberska, 1997, 1999; Kuberska i in., 2023).

Pstry piaskowiec dolny

Utwory pstrego piaskowca dolnego występują na głęb. 2005,0–2154,0 m. Są reprezentowane przez iłowce przewarstwione mułowcami, piaskowce różnoziarniste, wapienie ooidowe, pseudooidowe, miejscami piaszczyste (fig. 26A–D). Mogą zawierać wtrącenia anhydrytu, czasami liczniej nagromadzone lub w postaci cienkich wkładek. W postaci cienkich wkładek i lamin występują również wapienie dolomityczne, margle dolomityczne, dolomity wapniste i dolomity. Wymienione utwory często występują w postaci cienkich lamin naprzemianlegle przewarstwianych się.

İłowce są skałami o barwie szarozielonkawej, zielonkawej, fioletowej, brunatnej, ceglastej, są często plamiste (np. z głęb. 2035,9, 2039,9, 2042,0 i 2114,3 m). Skały te wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową lub pelitowo-psamitową, teksturę przeważnie kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem minerałów ilastych. Miejscami ich tekstura jest bezładna, szczególnie w odmianach wzbogaconych w wodorotlenki żelaza i charakteryzujących się barwą

Tabela 2

**Dane izotopowe U-Pb SHRIMP dla cyrkonów z próbki granodiorytu
z Nidzicy IG 1 głęb. 2317,0 m**

SHRIMP U-Pb zircon isotopic data from Nidzica IG1 granodiorite sample depth 2317.0 m

Profil	Nidzica IG 1				
	2311,0	2312,5	2317,0	2321,0	2326,0
Głęb. [m]	2311,0	2312,5	2317,0	2321,0	2326,0
Nr lab.	4.11.17	4.11.18	4.11.19	4.11.20	4.11.21
Typ skały	alkal. granit	Q monzonit	granodioryt	Q monzonit	granit
FeO T	2,71	2,43	1,63	2,27	2,01
CIPW					
Quartz	19,25	17,34	21,69	15,61	21,27
Plagioclase	45,40	44,33	51,91	50,79	39,48
Orthoclase	26,3	32,0	21,9	27,4	33,8
Nepheline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kalsilite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corundum	2,96	0,88	0,64	0,48	0,50
Diopside	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hypersthene	3,39	2,77	2,08	3,22	2,83
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivine	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Larnite	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0
K ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0
Na ₂ SiO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rutile	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	1,04	1,16	0,78	1,06	0,87
Magnetite	1,3	1,17	0,78	1,1	0,97
Hematite	0	0	0	0	0
Apatite	0,35	0,37	0,23	0,37	0,28
Zircon	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0
Chromite	0	0	0	0	0
Sphene	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0
Halite	0	0	0	0	0
Fluorite	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0	0	0	0
Na ₂ SO ₄	0	0	0	0	0
Calcite	0	0	0	0	0
Na ₂ CO ₃	0	0	0	0	0
Total	99,99	99,99	99,98	99,99	100
An	2,24	10,32	11,80	13,39	8,34
Ab	43,15	34,02	40,11	37,40	31,14
ANOR	7,86	24,39	35,04	32,86	19,80
Q'	21,17	18,52	22,72	16,65	22,50
D.I	45,55	49,31	43,56	42,97	55,07

Tabela 2 cd.

	Profil	Nidzica IG 1				
	Głęb. [m]	2311,0	2312,5	2317,0	2321,0	2326,0
	Nr lab.	4.11.17	4.11.18	4.11.19	4.11.20	4.11.21
	Typ skały	alkal. granit	Q monzonit	granodioryt	Q monzonit	granit
Pearce	Zr/Hf	34,9	39,7	44,2	51,3	43,2
Nb+Y	środ. granit	24,0	33,6	17,0	39,2	18,6
Rb		141,0	155,0	106,0	115,0	167,0
Y		14,0	21,6	9,0	25,2	10,6
Nb		10,0	12,0	8,0	14,0	8,0
A/CNK (P2O5)		1,2	1,1	1,0	1,0	1,0
A/NK		1,3	1,37	1,42	1,44	1,29
Whalen i in. 1987						
Zr+Nb+Ce+Y		323,8	382,89	295,06	323,24	294,98
FeO*/MgO		4,5	4,77	3,75	3,16	3,37
Zr+Nb+Ce+Y		323,8	382,89	295,06	323,24	294,98
(K ₂ O+Na ₂ O)/CaO (mol.)		11,1	2,99	2,59	2,32	3,65
10000*Ga/Al		2,1	1,88	2,14	2,14	1,92
Nb		10,0	12,00	8,00	14,00	8,00
10000*Ga/Al		2,1	1,88	2,14	2,14	1,92
Zr		244	278	221	205	216
Peral (mol%)		1,2	1,0	1,0	1,0	1,0
FeOt/MgO+FeOt		0,82	0,83	0,79	0,76	0,77
Na2O+K2O		9,53	9,41	8,43	9,03	9,38
T sat zr ICP		829	823	806	791	803
pierwiastki główne w % wag., pierwiastki śladowe w ppm; oznaczenia: FeOT - żelazo całkowite jako FeO;						

Tabela 3

Spis badanych próbek (głębokość, nazwy skał)

List of analysed samples (depth, rock name)

Lp. No	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Name of rock
1	PSTRY PIASKOWIEC DOLNY LOWER BUNTSANDSTEIN	2153,2	piaskowiec/arenit kwarcowy
2		2152,8	dolomit piaszczysty
3		2146,9	piaskowiec/arenit subarkozowy
4		2143,5	piaskowiec wapnisty z ooidami
5		2142,5	piaskowiec/arenit kwarcowy
6		2140,5	wapień ooidowy piaszczysty
7		2139,7	wapień ooidowy piaszczysty
8		2137,5	wapień ooidowy piaszczysty
9		2137,3	wapień pseudoooidowy piaszczysty
10		2136,7	wapień pseudoooidowy
11		2136,4	mułowiec marglisty
12		2135,7	margiel dolomityczny
13		2135,0	wapień piaszczysty
14		2134,8	wapień pseudoooidowy piaszczysty
15		2134,5	wapień pseudoooidowy piaszczysty
16		2133,6	wapień dolomityczny
17		2132,5	wapień pseudoooidowy piaszczysty

Tabela 3 cd.

Lp. No	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Name of rock	
18	PSTRY PIASKOWIEC DOLNY LOWER BUNTSANDSTEIN	2131,7	wapień ooidowy piaszczysty	
19		2130,5	wapień pseudooidowy piaszczysty	
20		2129,7	wapień pseudooidowy	
21		2128,5	wapień pseudooidowy piaszczysty	
22		2128,1	wapień pseudooidowy, piaszczysty	
23		2123,7	wapień pseudooidowy piaszczysty	
24		2123,0	wapień pseudooidowy piaszczysty	
25		2116,4	wapień pseudooidowy piaszczysty	
26		2114,3	iłowiec	
27		2106,5	iłowiec żelazisty/wapień ilasto-żelazisty	
28		2103,6	iłowiec wapnisty/wapień żelazisto-piaszczysty	
29		2100,8	wapień piaszczysty	
30		2073,8	margiel dolomityczny mułowcowy	
31		2073,1	margiel dolomityczny mułowcowy	
32		2071,5	piaskowiec różnoziarnisty	
33		2069,5	piaskowiec różnoziarnisty/arenit subarkozowy; mułowiec piaszczysty	
34		2067,9	piaskowiec różnoziarnisty/arenit subarkozowy	
35		2067,5	mułowiec/iłowiec/margiel dolomityczny	
36		2066,8	wapień pseudooidowy piaszczysty	
37		2066,0	wapień ooidowy piaszczysty	
38		2062,2	wapień ooidowy mułowcowy	
39		2060,5	wapień pseudooidowy	
40		2059,3	dolomit wapnisty mułowcowy	
41		2058,4	wapień pseudooidowy	
42		2057,4	wapień pseudooidowy/margiel	
43		2055,2	wapień ooidowy	
44		2052,7	wapień mułowcowy dolomityczny	
45		2052,4	wapień/iłowiec wapnisty	
46		2047,1	wapień mułowcowy dolomityczny	
47		2045,9	wapień ooidowy mułowcowy	
48		2042,0	iłowiec wapnisto-żelazisty	
49		2041,4	wapień ooidowy mułowcowy	
50		2040,3	wapień ooidowy	
51		2039,9	iłowiec	
52		2039,4	mułowiec wapnisto-dolomityczny	
53		2036,7	wapień ooidowy	
54		2036,4	wapień ooidowy	
55		2035,9	wapień marglisty mułowcowy	
56		2035,5	wapień mułowcowy	
57		2035,0	wapień/iłowiec wapnisty/ wapień ooidowy	
58		2031,8	wapień pseudooidowy	
59		2029,9	wapień pseudooidowy mułowcowo-piaszczysty	
60		2028,8	wapień piaszczysty/ iłowiec/ mułowiec	
61		2024,9	wapień pseudooidowy piaszczysty	
62		2024,4	wapień ooidowy	
63		2018,9	iłowiec/mułowiec wapnisty	
64		2018,6	wapień ooidowy z fauną	
65		2017,0	mułowiec ilasty	
66		2015,8	wapień pseudooidowy/ iłowiec/ mułowiec	
67		2013,2	iłowiec/mułowiec wapnisty	
68		2011,5	wapień ooidowy	
69		2005,2	wapień ooidowy	
70		PSTRY PIASKO- WIEC ŚRODKOWY MIDDLE BUNTSANDSTEIN	2003,0	iłowiec
71			2000,9	mułowiec piaszczysty
72			2000,4	iłowiec mułowcowy
73			1996,5	iłowiec mułowcowy
74			1994,0	piaskowiec zlepieńcowaty
75			1993,7	piaskowiec/waka kwarcowa

Tabela 3 cd.

Lp. No	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Name of rock
76	PSTRY PIASKOWIEC ŚRODKOWY MIDDLE BUNTSANDSTEIN	1987,9	iłowiec mułowcowy
77		1984,9	iłowiec mułowcowy
78		1983,9	iłowiec mułowcowy
79		1981,0	piaskowiec
80		1972,3	mułowiec/ iłowiec
81		1971,8	piaskowiec
82		1971,3	iłowiec mułowcowy
83		1967,5	iłowiec
84		1962,0	mułowiec
85		1961,1	iłowiec
86		1958,9	iłowiec mułowcowo-piaszczysty
87		1957,4	zlepieniec piaszczysty
88		1955,4	piaskowiec
89		1954,8	mułowiec piaszczysty
90		1948,3	iłowiec mułowcowy
91		1947,3	iłowiec mułowcowo-piaszczysty
92		1946,2	zlepieniec piaszczysty
93		1942,6	zlepieniec piaszczysty
94		1940,2	zlepieniec piaszczysty
95		1939,7	iłowiec mułowcowy
96		1938,7	zlepieniec drobnookruchowy
97		1938,3	mułowiec piaszczysty
98		1938,0	mułowiec
99		1937,3	iłowiec mułowcowo-piaszczysty
100		1936,7	zlepieniec piaszczysty
101		1935,2	iłowiec mułowcowo-piaszczysty
102		1932,2	mułowiec piaszczysty
103		1930,2	iłowiec mułowcowy
104		1929,9	zlepieniec
105		1929,6	mułowiec
106		1929,4	zlepieniec piaszczysty
107	1929,1	iłowiec mułowcowy	
108	1928,0	mułowiec/ iłowiec	
109	1927,4	zlepieniec piaszczysty	
110	1927,0	zlepieniec piaszczysty	
111	1925,2	piaskowiec	
112	1922,2	piaskowiec mułowcowy/waka subarkozowa	
113	1922,0	zlepieniec piaszczysty	
114	1921,5	mułowiec	
115	1916,6	zlepieniec piaszczysty	
116	1915,1	iłowiec	
117	1914,4	iłowiec mułowcowo-piaszczysty	
118	1913,3	piaskowiec	
119	1913,1	iłowiec mułowcowo-piaszczysty	
120	1912,3	mułowiec piaszczysty	
121	1910,4	mułowiec	
122	1910,2	iłowiec mułowcowy	
123	1909,7	zlepieniec mułowcowo-piaszczysty	
124	1907,0	zlepieniec mułowcowo-piaszczysty	
125	1906,8	wapień mułowcowy	
126	1906,2	wapień marglisty	
127	1905,7	piaskowiec zlepieńcowaty	
128	1905,1	mułowiec/ iłowiec	
129	1904,4	iłowiec	
130	1903,5	mułowiec/ iłowiec	
131	1902,8	iłowiec mułowcowy/mułowiec ilasty	

Tabela 4

Wyniki analizy granulometrycznej

Results of granulometric analysis

Wiek Age	Głęb. Depth [m]	Części rozpuszczalne w HCl Soluble parts in HCl	Zawartość minerałów ciężkich Content of heavy minerals	>0,5	0,5–0,4	0,4–0,3	0,3–0,2	0,2–0,1	0,1–0,06	<0,06	<i>Mn</i>	<i>Md</i>	<i>So</i>
Środkowy pstry piaskowiec Middle Buntsandstein	1910,9	17,1	0,02	0,6	0,3	0,3	0,3	0,6	41,3	56,6	0,6	–	–
	1912,3	16,5	0,02	1,5	0,6	0,2	2,8	20,4	52,0	22,5	1,0	0,08	1,20
	1921,5	9,4	0,02	0,3	0,1	0,3	0,5	4,6	59,0	35,2	0,07	0,07	–
	1929,6	11,1	0,05	0,0	0,2	0,2	0,8	6,6	52,6	39,6	0,07	0,07	–
	1932,2	11,6	0,03	0,0	0,5	0,1	0,3	1,3	33,5	64,3	0,05	–	–
	1938,3	8,3	0,06	0,2	0,4	0,3	2,3	10,5	50,0	36,3	0,08	0,07	–
	1954,8	5,8	0,03	0,7	0,2	0,3	1,4	27,4	53,3	16,2	0,10	0,09	1,31
Dolny pstry piaskowiec Lower Buntsandstein	2000,9	4,9	0,04	0,1	0,1	0,1	0,4	25,7	56,0	17,6	0,09	0,08	1,29
	2028,8	43,5	0,04	0,2	0,2	0,2	0,3	1,2	32,2	65,7	0,05	–	–
	2146,9	29,3	1,50	6,0	15,0	19,1	25,3	18,5	9,0	7,1	0,27	0,26	1,59

Mn – przeciętna średnica ziaren; *Md* – mediana analizy granulometrycznej; *So* – współczynnik wysortowania wg Traska (1932)

Mn – average grain diameter; *Md* – median; *So* – sorting factor according to Trask (1932)

brunatną i cegląstą. Materiał detrytyczny reprezentujący frakcję aleurytową lub psamitową, to przede wszystkim ziarna kwarcu o średnicy 0,01–0,14 mm, rozmieszczone nieregularnie lub licznie nagromadzone w postaci lamin. Ponadto odnotowano ooidy kalcytowe, niektóre słabo zażelazone, o średnicy 0,07–0,92 mm, czasami o postaciach zredukowanych, miejscami dość licznie nagromadzone. Powszechnie występują łyszczki, sporadycznie piryt (głęb. 2039,9 m). Poza minerałami ilastymi, stanowiącymi główny składnik ilowców, występują węglany: anhedralny i subhedralny kalcyt oraz dolomit o wyraźnym romboedrycznym pokroju. Nieco większy udział minerałów węglanowych skutkuje powstaniem odmian wapnistych lub dolomitycznych.

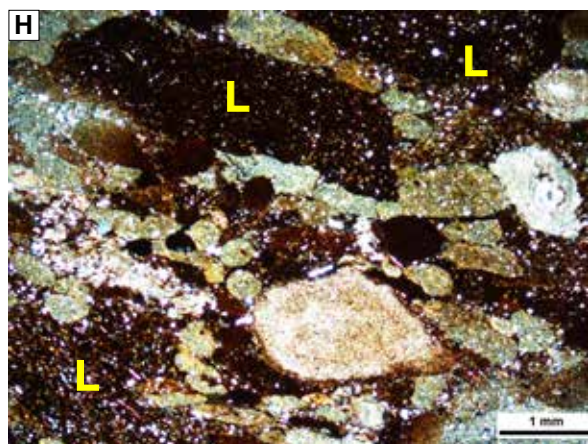
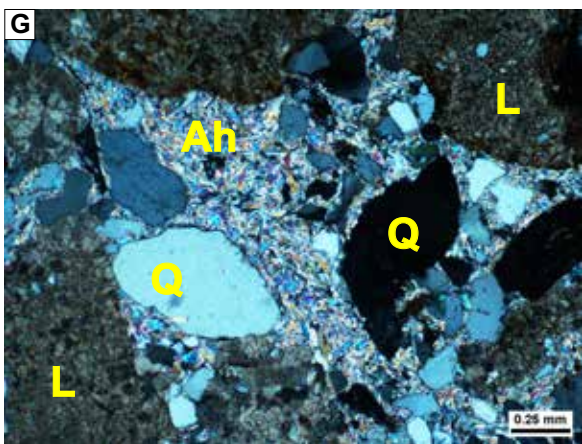
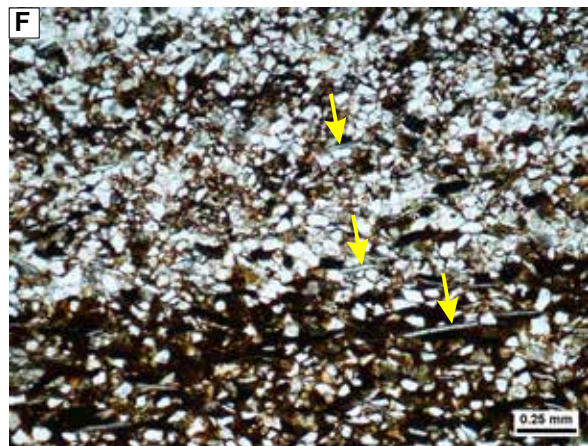
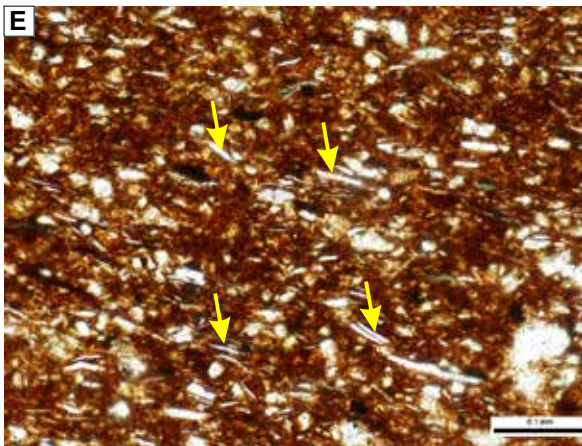
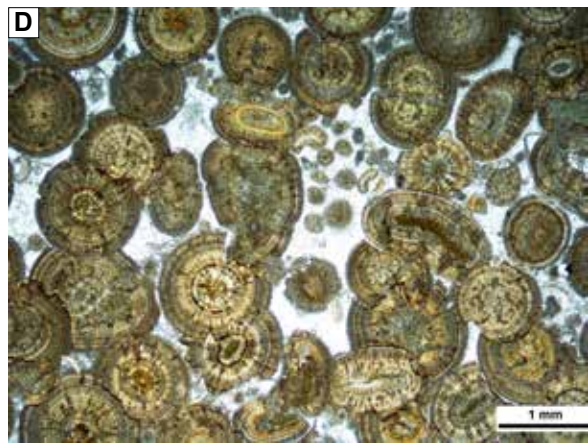
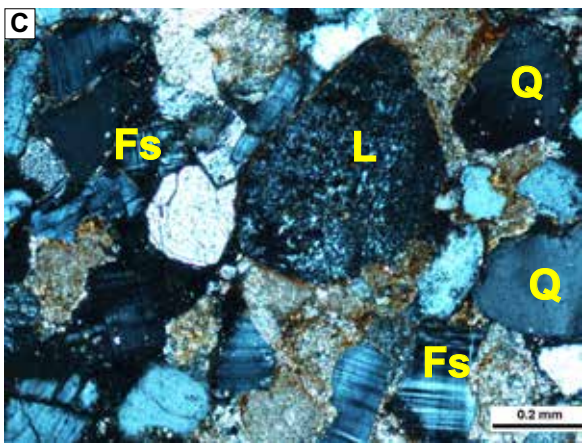
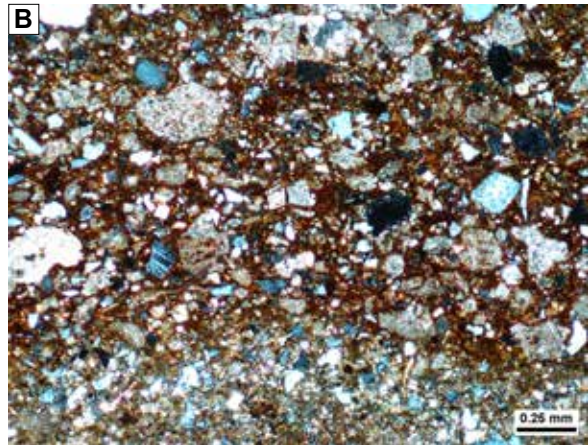
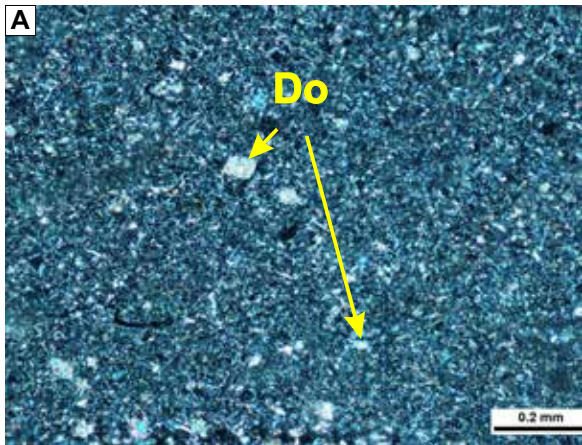
Mułowce charakteryzują się barwą jasnoszarą, szarozielonkawą, brunatną, są miejscami plamiste, wykazują strukturę aleurytową, aleurytowo-pelitową lub aleurytowo-psamitową, teksturę bezładną lub kierunkową, podkreślona ułożeniem blaszek łyszczków. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu monokrystalicznego, sporadycznie polikrystalicznego, rzadko występują skalenie. W niewielkiej ilości notuje się blaszki muskowitu lub schlorytowanego biotytytu. Lokalnie występują nieco większe nagromadzenia łyszczków. Przeciętna średnica ziarn kwarcu waha się w granicach 0,01–0,14 mm, najczęściej 0,05–0,09 mm. Materiał okrucowy w odmianach piaszczystych ma średnice w granicach 0,01–0,46 mm, przeciętnie

Fig. 26. Fragmenty skał pstrego piaskowca dolnego (A–D) i pstrego piaskowca środkowego (E–H) obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL)

A – ilowiec z licznymi romboedrami dolomitu (Do); głęb. 2114,3 m; B – mułowec marglisty z domieszką ziarn frakcji psamitowej; głęb. 2135,7 m; C – piaskowiec o składzie arenitu subarkozowego; widoczne ziarna kwarcu (Q), skalenie (Fs) i nieliczne litoklasty (L); głęb. 2146,9 m; D – fragment wapienia ooliticznego; głęb. 2040,3 m; E – ilowiec o dużej zawartości minerałów łyszczkowych (strzałki); głęb. 2003,0 m; F – mułowec o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek minerałów łyszczkowych (strzałki); głęb. 1919,4 m; G – fragment piaskowca zlepioncowatego; widoczne ziarna kwarcu (Q), litoklasty (L) oraz spoiwo anhydrytowe (Ah); głęb. 1994,0 m; H – zlepienie z licznymi okrucami skał ilastych (L); głęb. 1929,9 m. A–C, G, H – nikiel skrzyżowane; D–F – nikiel równoległy

Fragments of rocks in polarizing microscope (PL) Lower Buntsandstein (A–D) and Middle Buntsandstein (E–H)

A – claystone with lots of dolomite rhombohedra (Do); depth 2114.3 m; PL; B – marly mudstone with an admixture of psammite fraction grains; depth 2135.7 m; C – the sandstone of subarkosic arenite; grains of quartz (Q), feldspars (Fs) and few lithoclasts (L) are visible; depth 2146.9 m; D – the fragment of oolitic limestone; depth 2040.3 m; E – claystone with a high content of flakes of mica minerals (arrows); depth 2003.0 m; F – the mudstone with a directional structure marked by the arrangement of mica minerals (arrows); depth 1919.4 m; G – the fragment of conglomeratic sandstone; grains of quartz (Q), lithoclasts (L) and anhydrite cement (Ah) are visible; depth 1994.0 m; H – the conglomerate with lots of clay rock fragments (L); depth 1929.9 m; A–C, G, H – cross polarized light; D–F – without analyser



0,05–0,09 mm i 0,12–0,22 mm. Sporadycznie występują ziarna kwarcu nieobtoczonego o mozaikowym znikaniu światła o średnicy 1,11 mm (głęb. 2018,9 m). Materiał okruchowy frakcji aleurytowej zawiera ziarna nieobtoczone, materiał detrytyczny frakcji psamitowej zawiera ziarna półobtoczone. We frakcji psamitowej obok kwarcu występuje mikroklin, skałen potasowy, zrosty kwarcowo-skałeniowe (zapewne fragmenty granitoidów) oraz fragmenty mikrosjenitu (głęb. 2069,5 m). Ponadto występują, z reguły nieliczne, kalcytowe pseudoooidy i/lub ooidy o średnicach 0,05–0,55 mm oraz fragmenty fauny wypełnione substancją fosforanową. Spoiwo mułowców jest zróżnicowane, przeważnie anhedralne kalcytowe i euhedralne dolomitowe, miejscami złożone z anhydrytu i gipsu lub ilasto-żelaziste.

Piaskowce charakteryzują się barwą jasnobrązową, różową, szarą, brunatną, miejscami zabarwienie ich jest plamiste szaro-brunatne. Struktura piaskowców jest psamitowa, rzadziej psamitowo-aleurytowa, tekstura bezładna. Materiał okruchowy – mułkowy, o ile występuje, jest przeważnie nieobtoczony, natomiast ziarna frakcji psamitowej charakteryzują się dosyć dobrym obtoczeniem. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu monokrystalicznego, rzadziej polikrystalicznego, niekiedy z wrostkami cykonu, turmalinu, miejscami spękane. Poza kwarcem dość licznie, szczególnie w odmianach subarkozowych, występuje skałenie reprezentowane przez mikroklin, skałen potasowy, oligoklaz, pertyt mikroklinowy, skałenie zbliżnione karlsbadzko oraz skałenie z wrostkami kwarcu (głęb. 2067,9 i 2069,5 m). Skałenie są przeważnie częściowo przeobrażone, zserycytyzowane, niekiedy skarbonatyzowane. Wśród okruchów skalnych wyróżniono granitoidy o strukturze hipidiomorficznie ziarnistej, kwarcyty, kryptokrystaliczne skały krzemionkowe, rogowce, piaskowce kwarcytowe, mikrosjenit o strukturze porfirowej, diabazy o strukturze ofitowej, skały wylewne o strukturze felzytowej, okruchy porfiru o strukturze porfirowej oraz okruchy przypominające tufy. Ponadto obserwuje się myrmekit oraz okruchy złożone ze skałeni i kwarcu. Powszechnie występują również ooidy i pseudoooidy węglanowe (o najczęstszej średnicy 0,18 mm), miejscami zażelazione, częściowo zglaukonityzowane lub wypełnione anhydrytem. W skład spoiwa typu bazalnego wchodzi kalcyt, dolomit, miejscami anhydryt i gips. Obecne są także wodorotlenki żelaza i minerały ilaste.

Wśród wapieni występują odmiany określane jako wapienie oolitowe, pseudooolitowe (*sensu* Ryka, Maliszewska, 1982), mułowcowe lub piaszczyste w zależności od domieszki materiału detrytycznego oraz jego frakcji. Wapienie, to skały barwy jasno- i ciemnoszarej, szarej, jasnobrązowej, różowej, i czerwonej, o strukturze ooidowej, teksturze bezładnej. W drobnoziarnistym, nierównoziarnistym spoiwie kalcytowym, miejscami spoiwie utworzonym z anhydrytu i/lub gipsu o strukturze drobnoziarnistej, występują gęsto ułożone ooidy węglanowe o średnicy 0,12–1,66 mm, najczęściej 0,18–0,37 mm lub 0,46–0,64 mm. Ooidy charakteryzują się budową współśrodkowo-promienistą, promienistą lub koncentryczną. Niekiedy są zażelazione. Ponadto spotyka się pseudoooidy węglanowe, miejscami podwójne

lub potrójne otoczone wspólną otoczką, ooidy zdeformowane, czasami rogalikowo powyginane. Wapienie, w skład których wchodzi większość pseudoooidów nazwano wapieniami pseudoooidowymi. W partiach jądrowych ooidów i/lub pseudoooidów występują drobne skupienia jasnozielonego glaukonitu (głęb. 2036,7 i 2041,4 m) lub ziarna detrytyczne. W wapieniu z głęb. 2005,2 m zauważono silnie rozwinięty proces rekrytalizacji, który spowodował zatarcie budowy wewnętrznej w ooidach, które są wypełnione drobno- lub gruboziarnistym kalcytem i tkwią w różnoziarnistym spoiwie kalcytowym. Materiał okruchowy frakcji aleurytowej i psamitowej jest reprezentowany przez kwarc, mniej licznie występuje mikroklin, skałen potasowy i plagioklasy. We frakcji psamitowej dodatkowo zauważono litoklasty, do których zaliczono skały węglanowe, piaskowce kwarcowe, mułowce, fragmenty granitoidów. Sporadycznie występują także okruchy mikrosjenitu o strukturze porfirowej, o holokrystalicznym tle skalnym, ze skałeniami zbliżzonymi karlsbadzko, wykształconymi tabliczkowo, częściowo przeobrażonymi i skaolinityzowanymi, z kwarcem w interstycjach oraz z pseudomorfozami chlorytowymi po minerałach maficznych. W wapieniach o barwie brunatnej występują partie skały zbudowane z pelitu kalcytowego zawierającego domieszkę wodorotlenków żelaza, w których tkwią poprzerywane, różnych rozmiarów, skupienia kalcytu o strukturze pelitowej i drobnoziarnistej impregnowanej wodorotlenkami żelaza. W skupieniach tych obserwuje się fałszenie powyginane laminki zbudowane z kalcytu o strukturze drobnoziarnistej, układającego się promieniście. Poza tym w niektórych wapieniach zauważono fragmenty fauny (szczątki małży i ślimaków, zęby ryb – głęb. 2015,8 m) wypełnione izotropową substancją fosforanową lub pelitem kalcytowym, impregnowane pirytem. Materiał okruchowy jest scementowany przeważnie anhedralnym kalcytem, czasami z domieszką dolomitu, wykształconego w postaci romboedrycznej oraz miejscami anhydrytem i/lub gipsem. Wapienie pozbawione ooidów z domieszką minerałów ilastych tworzą odmiany margliste przechodzące w margle, a skały gdzie przeważa dolomit zaliczono do odmian dolomitu marglistego, mułowcowego, czy piaszczystego (tab.2).

W jednym przypadku zidentyfikowano anhydryt (głęb. 2128,1 m) o strukturze drobnoziarnistej i teksturze bezładnej, z niewielką domieszką gipsu.

W wybranych próbkach pstręgo piaskowca dolnego (głęb. 2000,9, 2028,8 i 2146,9 m,) zostały wykonane przez Nowicką (1965) analizy sitowe, a ich wyniki przedstawia tabela 2. Przeliczone analizy granulometryczne określiły, m.in. współczynnik wysortowania osadu So , który zmienia się w granicach 1,29–1,59 i określa próbkę piaskowca i mułowca piaszczystego jako średnio wysortowane. Różnice między Md a Mn , przyjmując wartość ujemną, określają omawiane skały jako osady morskie (Friedman, 1962). Nowicka (1965) korzystając z wyliczeń Passegi (1963) stwierdziła, że piaskowiec różnoziarnisty (głęb. 2146,9 m) tworzył się na głębokości do ok. 10 m, mułowiec piaszczysty (głęb. 2000,9 m) – do ok. 60 m, natomiast mułowiec (głęb. 2028,8 m) do głębokości ok. 80 m.

Z materiału okruchowego z próbki wapienia oolitowego piaszczystego z głęb. 2143,5 m, wydzielono minerały ciężkie z frakcji 0,06–0,2 mm (tab. 3). Stwierdzono obecność tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, rutylu i granatu.

Pstry piaskowiec środkowy

Utwory pstrego piaskowca środkowego występują na głęb. 1899,9–2005,0 m i są wykształcone w postaci mułowców, przewarstwionych iłowcami i piaskowcami drobnoziarnistymi, najczęściej kruchymi, częściowo zlepieńcowatymi oraz zlepieńców (fig. 26E–H). Zlepieńce występują w postaci wkładek różnej miąższości. Ponadto występują pojedyncze wkładki łupków ilastych oraz wapieni.

Iłowce charakteryzują się barwą czerwonoróżową i szarzieloną, miejscami z zielonymi lub jasnofioletowymi plamami i wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową, czasami z domieszką frakcji psamitowej, teksturę bezładną lub kierunkową, podkreśloną ułożeniem łusek minerałów ilastych lub łyszczyków. Iłowce utworzone są z minerałów ilastych (głównie illitu), zawierających domieszkę wodorotlenków żelaza. Wodorotlenki żelaza są rozproszone w skałach równomiernie, rzadziej obserwuje się skupienia o różnej intensywności zabarwienia, powodujące strukturę plamistą skały. Poza tym występują drobne ziarna tlenków żelaza oraz piryty w postaci pelitu i nielicznych drobnych skupień. W odmianach iłowców szarzielonkawych i szarych odnotowano obecność kalcytu. Niektóre iłowce, określane jako mułowcowe lub piaszczyste, zawierają domieszkę materiału okruchowego reprezentowanego głównie przez ziarna kwarcu. Ponadto występują pojedyncze skalenie, dość licznie nagromadzone blaszki biotytu, muskowitu, chlorytu. Charakterystyczne jest występowanie, różnej wielkości, okruchów skał węglanowych (miedzy innymi w próbkach z głęb.: 1904,4, 1937,3, 1961,1, 1961,7, 1983,9 i 1987,9 m) o strukturze mikrytowej i/lub mikrosparytowej, często impregnowanych wodorotlenkami żelaza. Okruchy te są dobrze obtoczone, czasami mają kształty nieregularne lub wydłużone (głęb. 1961,7 m).

Mułowce charakteryzują się barwą szarzieloną, zieloną, różową, jasnoczerwonoróżową lub czerwonoróżową, strukturą aleurytową, aleurytowo-psamitową lub aleurytowo-pelitową, teksturą słabo kierunkową lub kierunkową. Kierunkowość podkreślają blaszki łyszczyków, a czasami liczne laminki mułowca wzbogacone w minerały ilaste lub wodorotlenki żelaza. W mułowcach równoległe i przekątnie warstwionych, w laminkach wzbogaconych w minerały ilaste i wodorotlenki żelaza, stosunek materiału okruchowego do spoiwa jest bliski jedności. Generalnie charakterystyczną cechą osadów środkowego pstrego piaskowca jest występowanie skał niejednorodnych – drobno, równoległe, przekątnie lub nieregularnie laminowanych, z laminami poprzerywanymi i poprzesuwanymi. Obserwuje się naprzemiennie układające się laminy iłowców i iłowców mułowcowych z laminami mułowców i mułowców piaszczystych. Grubość lamin waha się w zakresie 0,02–1 cm.

Materiał okruchowy o najczęstszych średnicach 0,07–0,09 mm, jest reprezentowany głównie przez kwarc, w drobnej ilości występuje mikroklin, skalenie potasowe i plagioklasy. Biotyt, muskowitz i chloryt występują w nieznacznych ilościach, czasami nagromadzają się liczniej. Poza tym zidentyfikowano okruchy iłowców i iłowców mułowcowych impregnowanych wodorotlenkami żelaza, okruchy wapieni o strukturze mikrosparytowej. Na głęb. 1935,2 m w próbce iłowcowo-mułowcowo-piaszczystej w laminach mułowcowych występuje znaczne nagromadzenie siewki roślinnej.

Spoiwo mułowców ma zmienny skład, zbudowane jest z minerałów ilastych (illit), wodorotlenków żelaza oraz kalcytu. Odnotowano także obecność anhydrytu (głęb. 1954,8 i 2000,9 m).

Piaskowce są skałami o barwie jasnoszarej, szarzielonej, szarjasknoróżowej, jasnoróżowej, różowej i jasnoczerwonoróżowej, wykazującymi strukturę psamitową, psamitowo-aleurytową lub psamitowo-psefitową. Ich tekstura jest kierunkowa lub bezładna. Często obserwuje się partie skały równoległe lub przekątnie warstwowane. Kierunkowość tekstury podkreślają blaszki łyszczyków lub laminy wzbogacone w minerały ilaste i blaszki uwodnionego lub schlorotyżowanego biotytu. Materiał okruchowy występuje w ziarnach nieobtoczonych, rzadziej półobtoczonych i obtoczonych, najczęściej o średnicy 0,12–0,24 mm. Głównym składnikiem jest kwarc mono-, rzadziej polikryształiczny. W niektórych ziarnach kwarcu zauważono wzrostki turmalinu, łyszczyków, minerałów nieprzezroczystych. Poza tym występuje mikroklin, skałen potasowy i plagioklasy. W odmianach zlepieńcowatych występuje także mikroperyt mikroklinowy, zrosty kwarcowo-skaleniowe i okruchy granitoidów. Poza tym odnotowano kryptokryształiczne skały krzemionkowe, kwarcyty i łupki kwarcowe. W jednym przypadku (głęb. 1994,0 m) zidentyfikowano okruch skały wylewnej silnie zmienionej. We frakcji psefitowej dość licznie występują okruchy wapieni o strukturze mikrytowej i mikrosparytowej o średnicach do 7 mm. Ponadto w piaskowcach z głęb. 1913,3 i 1925,2 m występują pojedyncze toceńce iłowców najczęściej zażelazionych oraz okruchy skał węglanowych o strukturze pelitowej, w różnym stopniu impregnowanych wodorotlenkami żelaza. W nieznacznej ilości występują blaszki muskowitu, biotytu, niepleochroicznego, barwy ciemnobrunatnej, rzadziej biotytu schlorotyżowanego. Sporadycznie występują fragmenty fauny wypełnione izotropową substancją fosforanową.

W skład spoiwa piaskowców wchodzi illit, kalcyt, wodorotlenki żelaza i anhydryt. Spoiwo siarczanowe (anhydrytowe) występuje w większości próbek piaskowców zlepieńcowatych i grubiej uziarnionych. Jest wykształcone w postaci drobnych tabliczek. W piaskowcach z głęb. 1913,3 i 1925,2 m ziarna materiału okruchowego mają cienkie obwódki zbudowane z wodorotlenków żelaza. W większości próbek spoiwo ma charakter podstawowy lub kontaktowy.

Zlepieńce w omawianym profilu należą do parazlepieńców barwy szarej, szarzielonkawej, różowej i brunatnej. Wykazują strukturę psefitową, psefitowo-psamitową, teksturę przeważnie bezładną, miejscami kierunkową.

Fracja psefitowa złożona jest, m.in. z dobrze obtoczonych okruchów wapieni (głęb. 1916,6, 1927,0, 1940,2, 1946,2 i 1957,4 m). Są to fragmenty skał mikrytowych, mikrosparytowych oraz wapieni o strukturze sferolitycznej, a także okruchy wapieni mułowcowych, mułowcowo-piaszczystych lub piaszczystych. Niektóre okruchy wapieni są impregnowane wodorotlenkami żelaza. Poza tym obserwowano toceńce iłowców i iłowców mułowcowo-piaszczystych. W zlepieniu z głęb. 1929,9 m układają się one równolegle, co podkreśla w tym przypadku kierunkową teksturę skały. Zlepieniec mułowcowo-piaszczysty z głęb. 1909,7 m jest złożony ponadto z licznych, nieregularnych okruchów dolomitu o strukturze drobnoziarnistej, osiągających średnicę do 2,2 cm, a występujące okruchy wapieni drobnoziarnistych są częściowo zdolomityzowane. Materiał detrytyczny frakcji psamitowej i aleurytowej w zlepieniach jest reprezentowany głównie przez nieobtroczone, rzadko półobtroczone ziarna kwarcu monokrystalicznego (średnice ziarn wahają się w granicy 0,01–0,82 mm). Poza tym występuje mikroklin, skalenie potasowe, plagioklasy oraz okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych i kwarcytów. Łyszczki nagromadzają się miejscami dość licznie, są reprezentowane przez muskowitz i biotyt (biotyt niepleochroiczny, ciemnobrunatny, uwodniony oraz schlorityzowany o barwie brunatnozielonkawej). Obecne są także chloryty. Spoiwo zlepieńców jest złożone z kalcytu, miejscami z domieszką wodorotlenków żelaza i minerałów ilastych. Występują także partie skał o spoiwie utworzonym z drobnych kryształów anhydrytu. W zlepieniu z głęb. 1909,7 m zauważono także dolomit, a w próbce zlepieńca z głęb. 1924,4 m zidentyfikowano celestyn.

Oprócz skał klastycznych, w analizowanym profilu pstrego piaskowca środkowego, zidentyfikowano również obecność wapieni marglistych, mułowcowych (tab. 1). Wykazują one strukturę mikrytową, teksturę bezładną. Głównym składnikiem jest pelit kalcytowy, miejscami z nierównomiernie rozproszonymi minerałami ilastymi, tworzącymi nieregularne skupienia i smużki. Ponadto zawierają domieszkę materiału okrucowego, głównie kwarcu 0,01–0,07 mm, najczęściej 0,03–0,05 mm. W nieznacznej ilości występują drobne blaszki muskowitzu, biotytu i chlorytu oraz ziarna tlenków żelaza.

Analizie sitowej (Nowicka, 1965) poddano trzy próbki mułowców piaszczystych – z głęb. 1912,3, 1938,3 i 1954,8 m oraz 4 próbki mułowców – z głęb. 1910,9, 1921,5, 1929,6 i 1932,2 m (tab.2).

Analizy granulometryczne określiły, m.in. współczynnik wysortowania osadu So , który zmienia się w granicach 1,29–1,31 i określa próbki jako średnio wysortowane. Różnice między Md a Mn , przyjmując wartość ujemną, określają omawiane skały jako osady morskie (Firedman, 1962). Nowicka (1965), korzystając z wyliczeń Passegi (1963), stwierdziła, że mułowce piaszczyste i mułowce tworzyły się na głęb. 22–70 m. Wyniki analiz minerałów ciężkich (tab. 2, 4) wykazały obecność tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, turmalinu, rutylu, granatu, epidotu, staurolitu, sylimanitu oraz anatazu.

Podsumowanie

Utwory pstrego piaskowca dolnego są wykształcone w postaci iłowców przewarstwionych mułowcami, wapieniami oolitowymi oraz wapieniami piaszczystymi. Miejscami zawierają wtrącenia anhydrytu, który występuje także w postaci pojedynczych, cienkich wkładek. W postaci cienkich wkładek i lamin występują również wapienie pseudooolitowe, dolomityczne, margle i dolomity. W profilu (w spągowej części pstrego piaskowca dolnego oraz na głęb. 2067,0–2073,5 m) występują także piaskowce. Obecność wśród mułowców i iłowców licznych wkładek wapieni ooidowych, pseudoooidowych, margli, piaskowców świadczy o wielokrotnych zmianach warunków sedimentacji związanych ze spływaniem lub pogłębianiem się zbiornika. Obecność anhydrytu może świadczyć o znacznym zasoleniu zbiornika, a występowanie siarczanów w mięjszych pakietach – o intensywnym parowaniu w jego obrębie.

Utwory pstrego piaskowca środkowego są wykształcone w postaci mułowców przewarstwionych iłowcami i piaskowcami, miejscami zlepieńcowatymi oraz zlepieńcami. Liczne przewarstwienia piaskowców wskazują na wielokrotne spływanie zbiornika. Obecność zlepieńców, których materiał okrucowy w przeważającej części pochodził z niszczenia starszych skał osadowych, jest także dowodem na zdecydowane zmiany warunków sedimentacji.

Materiał okrucowy w utworach pstrego piaskowca dolnego i środkowego jest reprezentowany głównie przez kwarc (monokrystaliczny w przewodzie nad polikrystalicznym) oraz mikroklin i oligoklaz. W skałach klastycznych pstrego piaskowca dolnego obok kwarcu, skaleni i łyszczków (obecnych powszechnie) występują także okruchy skalne (m.in. granitoidy, piaskowce kwarcytowe, wapienie ooidowe, mikryty, kryptokrystaliczne fragmenty skał krzemionkowych, mikrosjenity, diabazy, skały wylewne o strukturze felzytowej, porfirowej). Wśród minerałów ciężkich stwierdzono obecność tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, turmalinu, rutylu, granatu. Na podstawie takiego zespołu minerałów ciężkich Nowicka (1965) wnioskuje, że pierwotnymi skałami, które dostarczały materiału okrucowego były skały magmowe, a biorąc pod uwagę ich stan zachowania należy przypuszczać, że część pochodzi z rezydentacji.

Materiał okrucowy pstrego piaskowca środkowego jest zdecydowanie mniej urozmaicony. Obok kwarcu, skaleni i łyszczków odnotowano pojedyncze okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, granitoidów. Zidentyfikowano także jeden okruc skały wylewnej. W piaskowcach i zlepieniach występują licznie okruchy wapieni, toceńce iłowców impregnowane wodorotlenkami żelaza, rzadko okruchy dolomitów. Na podstawie zespołu minerałów ciężkich Nowicka (1965) wnioskuje, że pierwotnymi skałami, które dostarczały materiału okrucowego były skały magmowe, a także skały metamorficzne zawierające staurolit, sylimanit i granat.

Przemiany diagenetyczne zachodzące w skałach pstrego piaskowca dolnego i środkowego mają zbliżony charakter,

do tych opisywanych z rejonu Kujaw (Kuberska, 1999). Obserwowano tu efekty działania kompaktacji mechanicznej, której widocznym skutkiem jest upakowanie materiału detrytycznego, kontakty międzyziarnowe proste i punktowe oraz powyginane blaszki łuszczyków. Cementacja w osadach skutkowałą powstaniem cementów obwódkowych, porowych i podstawowych. W skałach węglanowych wyróżniono, ze względu na wykształcenie cementów, mikryt i mikrosparyt. Wśród cementów obwódkowych obserwowano występujące otoczki ilasto-żelaziste i węglanowe. Cementy porowe i podstawowe są reprezentowane głównie przez kalcyt, miejscami dolomit oraz anhydryt. Z procesem cementacji jest ściśle powiązane zastępowanie, którego wi-

docznym skutkiem jest obecność częściowych lub całkowitych pseudomorfoz. Efekty rozpuszczania diagenetycznego najlepiej są widoczne w piaskowcach subarkozowych i/lub sublitycznych, w których skalenie i okruczy skał najłatwiej ulegały temu procesowi. Przeobrażanie diagenetyczne w głównej mierze dotyczyło skaleni, łuszczyków oraz wybranych litoklastów. Efekty procesu neomorfizmu można było obserwować w skałach węglanowych, a wynikiem tego była, m.in. krystalizacja sparum kalcytowego.

Wymienione procesy diagenetyczne zachodziły w osadach od momentu sedymentacji przez kolejne stadia pogrzebania (eo- i mezodiagenetyza).

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW KAJPRU

Wstęp

Utwory kajpru (trias górny) w otworze wiertniczym Nidzica IG 1 opisano na podstawie 38 próbek skalnych, występujących na głęb. 1784,0–1849,3 m (tab. 5) z których wykonano 48 płytek cienkich (nr kolekcji 231/1-246) dla potrzeb analizy petrograficznej, wykorzystując pracę Nowickiej (1965), dotyczącą utworów pstręgo piaskowca i kajpru. Dodatkowo zamieszczono wyniki analiz granulometrycznych i analiz minerałów ciężkich (tab. 6, 7) wykonanych przez Nowicką (1965) zgodnie z zaleceniami zawartymi w „Instrukcji do badań petrograficznych skał osadowych z rdzeni otworów wiertniczych” (z. 18, 1972). Na podstawie dostępnych danych oraz skonstruowanych krzywych kumulacyjnych i histogramów zostały wyliczone: współczynnik wysortowania (*So*), mediana (*Md*), najczęstsza średnica ziarn (*Mn*). Minerale ciężkie oznaczono po uprzednim wyseparowaniu w bromoformie. Na podstawie badań mikroskopowych (mikroskop polaryzacyjny firmy Nikon) zweryfikowano nazwy mikrolitofacji oraz określono skład mineralny, a przykładowe obrazy skał przedstawiono na figurze 27.

Poza tym w celach porównawczych wykorzystano dane zawarte w publikacjach dotyczących petrografii i diagenetyki górnego triasu (m.in.: Maliszewska, 1997; Krystkiewicz, 1999).

Kajper

Utwory kajpru są wykształcone w postaci piaskowców drobnoziarnistych, średnioziarnistych, sporadycznie zlepieńcowatych, przewarstwionych mułowcami i łowcami. W postaci cienkich wkładek występują dolomity.

Łowce są szarozielone, szare, miejscami o zabarwieniu plamistym (brunatnożółte/zielone). Wykazują strukturę pelitową, pelitowo-aleurytową lub pseudoooidową, teksturę bezładną lub kierunkową, podkreśloną ułożeniem łuszczyków minerałów ilastych lub równoległym ułożeniem skupień zwęglonego detrytus roślinnego. Podstawowym składnikiem łowców są minerały ilaste, głównie illit. Miejscami

występuje domieszka wodorotlenków żelaza, nadając im barwę w odcieniach brunatnych, a także domieszka mikrytu lub mikrosparum kalcytowego i dolomitowego (głęb. 1786,5, 1824,0, 1835,4, 1840,5, 1843,7 i 1846,2 m). Detrytus roślinny występuje w postaci kierunkowo ułożonych skupień, pasemek lub smug, niekiedy impregnowanych pirytem (głęb. 1843,7 m). W odmianach mułowcowych występuje domieszka materiału okruczowego frakcji aleurytowej reprezentowanego przez ziarna kwarcu, sporadycznie skalenie. Na głęb. 1839,7 i 1839,9 m Nowicka (1965) opisała łowce szamozytowe, które są utworzone z pseudoooidów szamozytowych o średnicach 0,03–0,27 mm i tkwią w wysoko dwójłomnym spoiwie ilastym.

Mułowce charakteryzują się barwą czerwonobrazową. Wykazują strukturę aleurytową, czasami z domieszką ziaren psamitowych oraz teksturą kierunkową podkreśloną występowaniem jaśniejszych lamin wzbogaconych w materiał okruczowy, na przemian z laminami ciemniejszymi wzbogaconymi w wodorotlenki żelaza. Głównym składnikiem materiału okruczowego są ziarna kwarcu, w nieznacznej ilości występują skalenie. W skład spoiwa wchodzi wodorotlenki żelaza, minerały ilaste oraz węglany (m.in. na głęb. 1786,9 i 1828,7 m).

Łowce i mułowce najczęściej występują w postaci naprzemianlegle układających się lamin, tworząc skały niejednorodne, drobno, nieregularnie, równoległe lub przekątnie warstwowane.

Piaskowce charakteryzują się barwą szarą lub szaro-brunatną, z reguły są drobnoziarniste, miejscami występują grubiej uziarnione, sporadycznie zlepieńcowate. Struktura piaskowców jest psamitowa, miejscami psamitowo-aleurytowa lub psamitowo-psefitowa, tekstura bezładna lub słabo kierunkowa podkreśloną ułożeniem blaszek minerałów łuszczykowych lub laminarnymi przewarstwieniami łowca. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego w przewodzie nad polikrystalicznym. Dość licznie występują także skalenie, m.in. mikroklin, skalenie potasowe i plagioklasy. Litoklasty są reprezentowane przez fragmenty kryptokrystalicznych skał

Tabela 5

Ilościowy skład mineralów ciężkich dla frakcji 0,06–0,2 mm w % obj.
Quantitative composition of heavy minerals for the fraction 0.06–0.2 mm in % vol.

Głęb. Depth [m]	Zawartość min. cięż. [%obj] Content of heavy minerals [%weight]	Tlenki Fe Fe oxides	Wodorotlenki Fe Fe hydroxides	Ilmenit Ilmenite	Piryt Pyrite	Cyrkon Zirconium	Turmalin Tourmaline	Rutyl Rutile	Granat Garnet	Epidot Epidote	Staurolit Staurolite	Dysten Dystene	Anataz Anatase	Sylimanit Sillimanite	Biotyt Biotite	Chloryt Chlorite
1932,2	0,03	50,1	10,6	7,8	0,0	0,3	0,9	3,1	20,7	0,0	0,3	0,0	3,1	0,0	2,5	0,6
1935,2	0,07	34,7	8,4	8,2	0,0	1,8	0,5	2,9	42,1	0,0	0,3	0,0	0,8	0,3	0,0	0,0
1938,3	0,06	45,6	11,2	9,4	0,0	1,1	0,5	1,8	28,9	0,2	0,7	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2
2143,5	0,03	61,4	21,9	9,0	0,0	6,4	0,0	0,5	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

krzemionkowych, kwarcytów, łupków kwarcowo-łyszczykowych, fragmenty kwarcowo-skalieniowe pochodzące z granitoidów oraz chalcedonitów. Poza tym występują toczyńce iłowców silnie zażelazone, a w odmianach zlepieńcowatych odnotowano okruchy dolomitów, mikrosparytowych, czasami mułowcowo-piaszczystych. Obecne są również łyszczyki reprezentowane przez muskowit i schlorityzowany biotyt, a w piaskowcu z głęb. 1816,2 m pojedyncze fragmenty fauny wypełnione substancją fosforanową. Spoiwo piaskowców jest zróżnicowane: typu kontaktowego – najczęściej jest zbudowane z minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza, typu podstawowego z kalcytu, dolomitu oraz minerałów ilastych.

Dolomity charakteryzuje barwa szara lub brunatnobrązowa. Przeważnie mają strukturę mikrosparytową, mikrytową z domieszką materiału detrytycznego frakcji aleurytowej lub psamitowej. Są to głównie nieobtoczone ziarna kwarcu, dość liczne skaleni oraz litoklasty (okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, łupków kwarcowo-łyszczykowych, toczyńce iłowców). Ponadto są obecne łyszczyki (muskowit, schlorityzowany biotyt), wodorotlenki i tlenki żelaza oraz ilmenit. Materiał okruchowy jest rozmieszczony nierównomiernie, miejscami nagromadza się dość licznie. Odmiany margliste w swoim składzie mają także minerały ilaste.

W wybranych próbkach (głęb. 1790,0, 1796,2, 1816,2, 1818,8 i 1829,9 m) zostały wykonane analizy sitowe Nowicka (1965), (tab.2). Przeliczone analizy granulometryczne określiły, m.in. współczynnik wysortowania osadu So , który zmienia się w granicach 1,47–1,69 i określa próbki piaskowców i mułowców jako złe i średnio wysortowane. Różnice między Md a Mn , przyjmując wartość ujemną, określają omawiane skały jako osady morskie (Friedman, 1962). Nowicka (1965) korzystając z wylczeń Passegi (1963) stwierdziła, że mułowce piaszczyste (głęb. 1790,0 i 1829,9 m) tworzyły się na głębokości do ok. 32 m, natomiast piaskowce (głęb. 1816,2 i 1818,8 m) tworzyły się na głębokości ok. 25 m.

Z materiału okruchowego wymienionych próbek zostały wydzielone minerały ciężkie z frakcji 0,06–0,2 mm (tab.7). Stwierdzono obecność tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, turmalinu, rutylu, granatu, spinelu, epidotu, staurolitu, dystenu, sylimanitu.

Podsumowanie

Utwory kajpru są wykształcone w postaci piaskowców, sporadycznie zlepieńcowatych, przewarstwionych mułowcami i iłowcami. Dolomity występują w formie cienkich wkładek. W osadach miejscami występuje licznie nagromadzony, zwęglony lub spirytywany detrytus roślinny, niekiedy obserwowano szczątki ryb. Występowanie piaskowców świadczy o wzmocnionym dopływie materiału klastycznego.

Materiał okruchowy w osadach kajpru jest reprezentowany głównie przez nieobtoczone ziarna kwarcu oraz skaleni (mikroklin, oligoklaz). Ponadto odnotowano okruchy skał (fragmenty kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, łupków kwarcowo-łyszczykowych, toczyńce

iłowców), a w odmianach zlepieńcowatych okruchy dolomitów. Biorąc pod uwagę zespół minerałów ciężkich, Nowicka (1965) wnioskuję, że skałami które dostarczyły materiału detrytycznego były skały magmowe oraz metamorficzne zawierające staurolit, dysten, sylimanit i granat. Stan zachowania minerałów ciężkich sugeruje, że ich część pochodzi z resedymtacji.

Analizując efekty procesów diagenetycznych stwierdzono, że podobnie jak w rejonie Kujaw (Krystkiewicz, 1999) przeważały tu procesy niszczące porowatość, a więc kompaktacja i silna cementacja węglanami.

Wśród minerałów ciężkich stwierdzono obecność tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, turmalinu, rutylu, granatu. Na podstawie takiego zespołu minerałów ciężkich Nowicka (1965) wnioskuję, że pierwotnymi skałami, które dostarczały materiału okruchowego były skały magmowe, a biorąc pod uwagę ich stan zachowania należy przypuszczać, że część pochodzi z resedymtacji.

Materiał okruchowy pstręgo piaskowca środkowego jest zdecydowanie mniej urozmaicony. Obok kwarcu, skaleni i łuszczaków odnotowano pojedyncze okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, granitoidów. Zidentyfikowano także jeden okruch skały wylewnej. W piaskowcach i zlepieńcach występują licznie okruchy wapieni, toczne iłowców impregnowane wodorotlenkami żelaza, rzadko okruchy dolomitów. Na podstawie zespołu minerałów ciężkich Nowicka (1965) wnioskuję, że pierwotnymi skałami, które dostarczały materiału okruchowego były skały magmowe, a także skały metamorficzne zawierające staurolit, sylimanit i granat.

Przemiany diagenetyczne zachodzące w skałach pstręgo piaskowca dolnego i środkowego mają zbliżony charakter, do tych opisywanych z rejonu Kujaw (Kuberska, 1999). Obserwowano tu efekty działania kompaktacji mechanicznej, której widocznym skutkiem jest upakowanie materiału detrytycznego, kontakty międzyziarnowe proste i punktowe oraz powyginane blaszki łuszczaków. Cementacja w osadach skutkowałą powstaniem cementów obwódkowych,

Tabela 6

Spis badanych próbek (głębokość, nazwy skał)

List of analysed samples (depth, rock name)

Lp. No.	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock name
1	1784,9	mułowiec
2	1786,5	iłowiec mułowcowy
3	1786,9	mułowiec piaszczysty/iłowiec mułowcowy
4	1787,4	piaskowiec
5	1787,9	dolomit
6	1790,0	piaskowiec
7	1792,2	piaskowiec
8	1796,2	piaskowiec
9	1796,9	piaskowiec
10	1803,1	piaskowiec drobnodziarnisty
11	1806,0	piaskowiec drobnodziarnisty
12	1809,2	piaskowiec drobnodziarnisty
13	1810,1	piaskowiec drobnodziarnisty
14	1812,2	piaskowiec drobnodziarnisty, mułowcowy
15	1812,6	piaskowiec dolomityczny
16	1815,2	piaskowiec średniodziarnisty
17	1816,2	piaskowiec średniodziarnisty
18	1818,8	piaskowiec zlepieńcowaty
19	1820,6	piaskowiec średniodziarnisty
20	1822,8	mułowiec piaszczysty
21	1824,0	iłowiec mułowcowy
22	1825,5	mułowiec
23	1827,6	mułowiec
24	1828,7	iłowiec/mułowiec
25	1828,9	dolomit marglisty
26	1829,6	dolomit marglisty
27	1829,9	mułowiec piaszczysty/piaskowiec
28	1833,5	dolomit
29	1835,4	iłowiec mułowcowy
30	1838,7	iłowiec mułowcowy
31	1839,7	iłowiec szamozytowy
32	1839,9	iłowiec szamozytowy
33	1840,5	iłowiec mułowcowy
34	1841,7	iłowiec
35	1842,8	dolomit mułowcowy
36	1843,7	iłowiec
37	1846,2	piaskowiec ilasty/iłowiec piaszczysty
38	1848,7	iłowiec

Tabela 7

Wyniki analizy granulometrycznej

Results of granulometric analysis

Głęb. Depth [m]	Części rozpuszczalne w HCl Soluble parts in HCl	Zawartość minerałów ciężkich Content of heavy minerals	>0,5	0,5–0,4	0,4–0,3	0,3–0,2	0,2–0,1	0,1–0,06	<0,06	<i>Mn</i>	<i>Md</i>	<i>So</i>
1790,0	13,8	0,02	0,0	1,0	1,5	5,5	27,5	41,5	23,0	0,10	0,09	1,53
1796,2	7,2	0,13	0,3	2,0	4,0	17,0	40,7	16,0	20,0	0,14	0,13	1,69
1816,2	17,2	1,40	0,1	5,0	13,6	39,5	23,0	7,7	11,1	0,21	0,12	1,47
1818,8	6,0	0,14	0,5	2,0	3,2	17,0	36,7	21,8	18,8	0,14	0,13	1,69
1829,9	19,7	0,09	0,0	0,5	3,2	9,0	23,4	37,4	26,7	0,11	0,09	–

So – współczynnik wysortowania wg Traska (1932); *Mn* – przeciętna średnica ziaren; *Md* – mediana

So – sorting factor according to Trask (1932); *Mn* – average grain diameter; *Md* – median

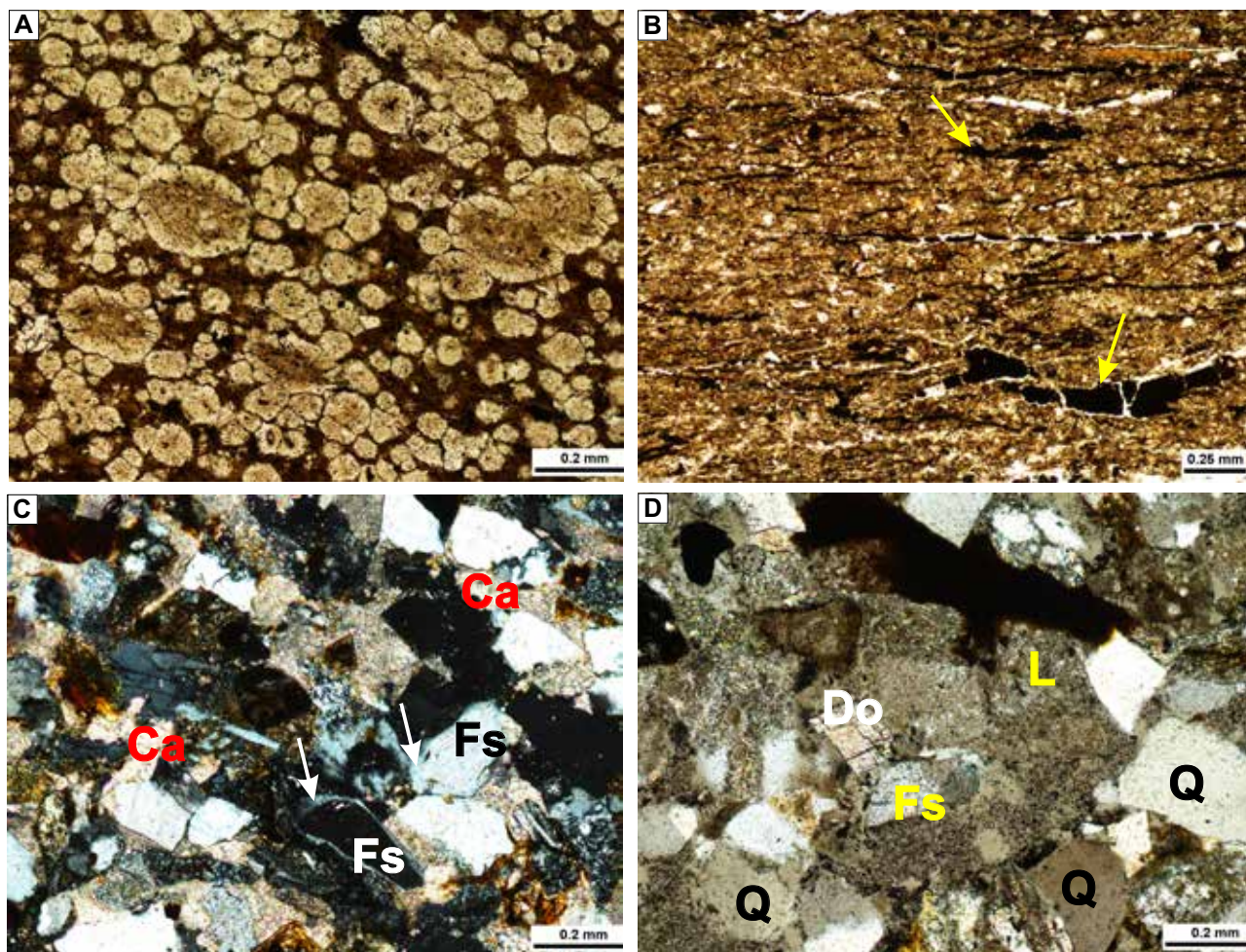


Fig. 27. Fragmenty skał obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL)

A – iłowiec szamozytowy; głęb. 1839,7 m; **B** – iłowiec z widocznymi skupieniami materii organicznej (strzałki); głęb. 1843,7 m; **C** – piaskowiec o składzie arenitu subarkozowego; między innymi widoczne ziarna skaleni (Fs) z autigenicznymi obwódkami (strzałki), oraz spoiwo kalcytowe (Ca); głęb. 1803,1 m; **D** – fragment piaskowca średnioziarnistego; między innymi widoczne ziarna kwarcu (Q), skalenia (Fs), litoklasty (L) oraz spoiwo dolomitowe (Do); głęb. 1816,2 m. A–B – bez analizatora; C–D – nikole skrzyżowane

Fragments of rocks in polarizing microscope (PL)

A – the chamosite claystone; depth 1839.7 m; **B** – the claystone with visible concentrations of organic matter (arrows); depth 1843.7 m; **C** – the sandstone composed of subarkosic arenite; among others – grains of feldspars (Fs) with authigenic rims (arrows) and calcite cement (Ca) are visible; depth 1803.1 m; **D** – the fragment of medium-grained sandstone; among others – grains of quartz (Q), feldspars (Fs), lithoclasts (L) and dolomite cement (Do); depth 1816.2 m. A–B, – without analyser cross polarized light; C–D –cross polarized light

porowych i podstawowych. W skałach węglanowych wyróżniono, ze względu na wykształcenie cementów, mikryt i mikrosparyt. Wśród cementów obwódkowych obserwowano występujące otoczki ilasto-żelaziste i węglanowe. Cementy porowe i podstawowe reprezentowane są głównie przez kalcyt, miejscami dolomit oraz anhydryt. Z procesem cementacji ściśle powiązane jest zastępowanie, którego widocznym skutkiem jest obecność częściowych lub całkowitych pseudomorfoz. Efekty rozpuszczania diagenetycznego najlepiej widoczne są w piaskowcach subarkozowych

i/lub sublitycznych, w których skalenie i okruchy skał najłatwiej ulegały temu procesowi. Przeobrażanie diagenetyczne w głównej mierze dotyczyło skaleni, lyszczyków oraz wybranych litoklastów. Efekty procesu neomorfizmu można było obserwować w skałach węglanowych, a wynikiem tego była, m.in. krystalizacja sparukalcytowego.

Wymienione procesy diagenetyczne zachodziły w osadach od momentu sedymentacji przez kolejne stadia pogrzebienia (eo- i mezodiageneza).

Jerzy NAWROCKI, Anna BECKER, Katarzyna SOBIEN

WYNIKI BADAŃ MAGNETOSTRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW PSTREGO PIASKOWCA

Magnetostratygrafia jest ważną metodą badań stratygraficznych utworów pstrego piaskowca z trzech powodów. Po pierwsze, utwory pstrego piaskowca wypełniające basen centralnej Europy są ubogie w skamieniałości przewodnie, a zwłaszcza w te o krótkich i dobrze zdefiniowanych zasięgach stratygraficznych. Po drugie, ze względu na dużą zawartość tlenków żelaza, w tym zwłaszcza hematytu, są wystarczająco silnie namagnesowane i co udowodniono licznymi badaniami – zawierające namagnesowanie o charakterze pierwotnym tj. bliskim czasu sedymentacji skały. Po trzecie, zapis magnetostratygraficzny ujęty w globalnej skali zmian polarności magnetycznej na odcinku związanym z przełomem permu i triasu i w dolnym triasie charakteryzuje się obecnością szeregu zon o normalnej i odwrotnej polarności, które można korelować zarówno w skali basenu, jak i globalnie. Pierwsza wiarygodna skala zmian polarności magnetycznej w obrębie utworów pstrego piaskowca basenu centralnej Europy powstała w Polsce na podstawie wyników badań próbek rdzeni z ośmiu otworów (Nawrocki, 1997). W następnych latach wykonano badania magnetostratygraficzne skał pstrego piaskowca z innych otworów wiertniczych na niżu polskim (Becker, Nawrocki, 2014; Nawrocki, Becker, 2020; Becker i in., 2020a), jak również z odsłonięć w Górach Świętokrzyskich (Nawrocki i in., 2003). Już pierwsze prace pozwoliły na opracowanie syntetycznej skali magnetostratygraficznej, którą skorelowano ze skalą opracowaną dla obszaru borealnego (Ogg, Steiner, 1991). W wyniku tej korelacji stwierdzono, że dolny pstry piaskowiec jest odpowiednikiem griesbachu i wczesnego dieneru, natomiast środkowy pstry piaskowiec odpowiada późnemu dienerowi i smithowi. Celem prezentowanych tutaj badań skał pstrego piaskowca z otworu Nidzica IG 1 było wyodrębnienie i zdefiniowanie polarności pierwotnej pozostałości magnetycznej. Otrzymane wyniki były podstawą konstrukcji skali zmian polarności magnetycznej i finalnie jej korelacji z magnetostratygraficzną skalą regionalną.

Zakres i metody badań

Przedmiotem nowych badań magnetostratygraficznych były próbki skał środkowego i górnego pstrego piaskowca, które pobrano z rdzeni otworu wiertniczego Nidzica IG 1 (brzeżna część basenu polskiego) (fig. 28). Badane skały, wykształcone w głównej swej masie jako różnej frakcji czerwone (hematytowe) osady klastyczne, stanowiły potencjalnie bardzo dobry obiekt badań paleomagnetycznych. Wobec braku orientacji geograficznej rdzenia, ręczną próbkę paleomagnetyczną stanowił jego fragment orientowany jedynie góra-dół. Z otworu Nidzica IG 1, z głęb. 1894,0–2025,0 m, pozyskano 40 fragmentów rdzenia. Z każdego fragmentu rdzenia wycięto wiertłem diamentowym co najmniej dwie cylindryczne próbki paleomagnetyczne o średnicy 25 mm i wysokości 22 mm.

Cała kolekcja próbek poddana została stopniowemu rozmagnesowaniu termicznemu w piecu MMTD1 (producent Magnetic Measurements) ekranowanym od wpływów zewnętrznego pola magnetycznego. Natężenia składowych pozostałości mierzono po każdym stopniu rozmagnesowania za pomocą magnetometru rotacyjnego JR-6A (producent Agico Ltd. Brno). Zestawione tabelarycznie w postaci zbioru składowych wyniki pomiarowe poddano następnie obróbce komputerowej przy użyciu programu opartego na algorytmie Kirschvinka (1980). Za pomocą wspomnianego wcześniej programu określono względne deklinacje i inklinacje pozostałości magnetycznej na poszczególnych etapach rozmagnesowania, a także względne deklinacje i inklinacje wektorów odjętych. Następnie policzono deklinacje względne i inklinacje kierunków charakterystycznych metodą dopasowania linii do wektorów odjętych. Inklinacje kierunków charakterystycznych, zestawione zgodnie z głębokością pobrania próbek stanowiły podstawę do sporządzenia wykresu zmian polarności magnetycznej. Wystarczająco wysokie wartości inklinacji oczekiwanej na przełomie permu i triasu dla miejsca badań ($30\text{--}35^\circ$) (np. Torsvik i in., 2012), przy jednoczesnej dużej różnicy między nimi a inklinacją współczesnego pola geomagnetycznego o wartości ok. 65° w miejscu badań, pozwalają na łatwe odróżnienie składowej pierwotnej od ewentualnych, późniejszych składowych wtórnych. Uzyskane wyniki kategoryzowano. I tak polarność magnetyczną najwyższej, pierwszej kategorii przypisywano wynikom pozyskanym z co najmniej dwóch próbek danego fragmentu rdzenia, w których charakterystyczny kierunek paleomagnetyczny z przełomu permu i triasu zdefiniowano za pomocą metody dopasowania linii (Kirschvink, 1980). Kategorię drugą przyznawano danym pozyskanym również z co najmniej dwóch próbek, ale kierunek charakterystyczny wyznaczano tutaj metodą stabilnego punktu końcowego. Wyniki uzyskane jedną bądź drugą metodą, ale tylko w jednej próbce z fragmentu rdzenia, były zaliczane do najniższej, trzeciej kategorii. Nośniki namagnesowania skał pstrego piaskowca z basenu epikontynentalnego centralnej Europy w Polsce analizowano w ramach wcześniejszych prac. Dominuje w nich hematyt a w podrzędnych wkładkach wapieni i szarych piaskowców występuje również magnetyt (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003; Nawrocki, Becker, 2020). Wyniki przedstawionych tutaj badań były przedmiotem publikacji Becker i in. (2020a, b).

Wyniki

Charakterystyczne kierunki paleomagnetyczne

Natężenia namagnesowania naturalnej pozostałości magnetycznej wynosiły tutaj od $0,38 \times 10^{-4}$ A/m do $1,2 \times 10^{-2}$ A/m. Próbki z 33 fragmentów rdzenia, co stanowiło 82,5% pobranej kolekcji, zawierały składową o umiar-

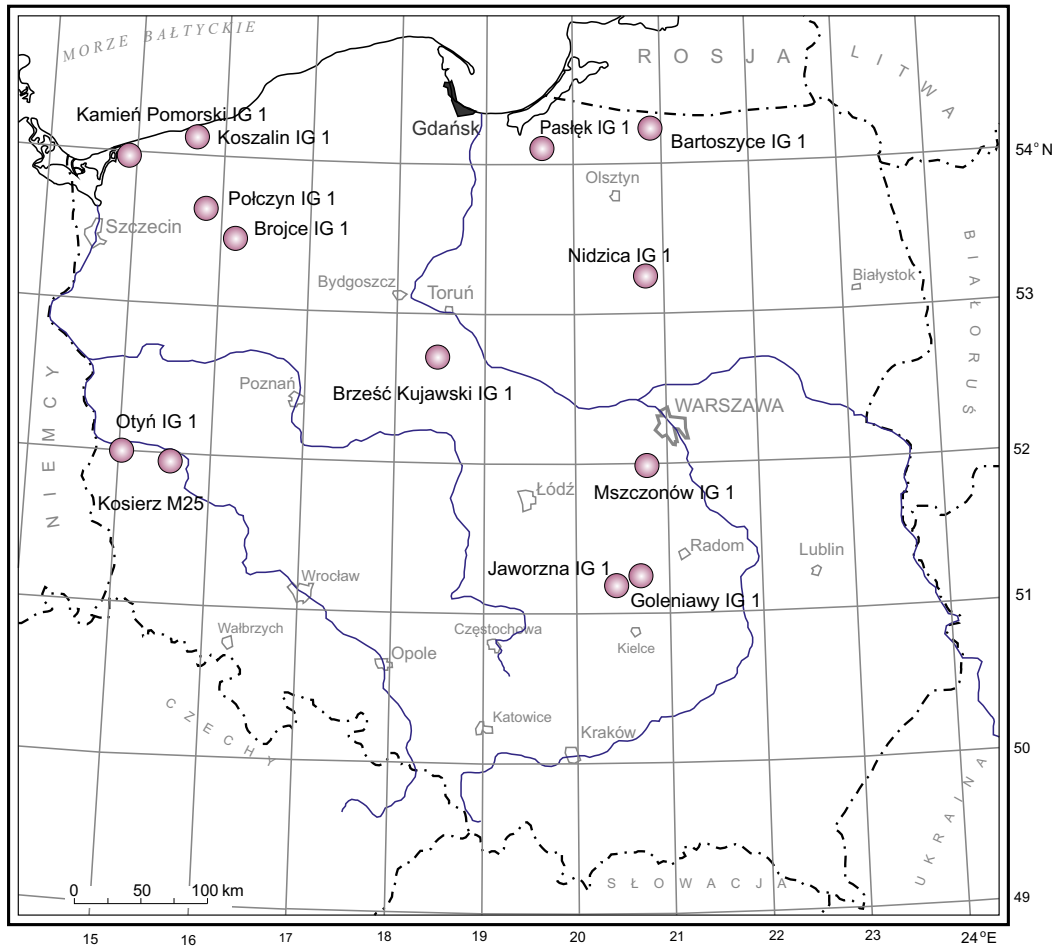


Fig. 28. Lokalizacja otworów wiertniczych, w których wykonywano badania magnetostratygraficzne utworów pstrego piaskowca

Location of boreholes where magnetostratigraphic investigations of Buntsandstein deposits were conducted

kowanie niskiej inklinacji (fig. 29), reprezentującą zapewne wczesnotriasowe pole magnetyczne. Temperatury rozmagnesowania tej składowej nie udało się zdefiniować, ponieważ w większości próbek w temperaturze powyżej 550°C następował silny wzrost podatności magnetycznej, będący najprawdopodobniej efektem przeobrażenia obficie występujących w badanych skałach minerałów ilastych. Można zatem tylko stwierdzić, że temperatura ta była wyższa od 550°C. Ponad połowa próbek z otworu Nidzica IG 1 nie zawierała składowej o stromej inklinacji. Jeśli taka składowa jednak występowała, to była tutaj wyraźnie mniej stabilna, rozmagnesowując się w temperaturach nie wyższych niż 400°C. Taka charakterystyka składowej współczesnej, różna od obserwowanej we wcześniej badanych rdzeniach wiertniczych z centralnej i zachodniej części basenu polskiego (np. Nawrocki, 1997; Nawrocki, Becker, 2020), wynika najprawdopodobniej z innych warunków jej utrwalaania. Skały środkowego pstrego piaskowca z otworu Nidzica IG 1 znajdowały się pod prawie dwukrotnie mniej miąższym nadkładem niż silniej przemagnesowane skały z innych badanych

lokalizacji. Wszystkie wysokotemperaturowe kierunki charakterystyczne o względnie płaskiej inklinacji z otworu Nidzica IG 1 tworzą na sferze rzutów pas rozciągnięty wzdłuż równoleżnika 30° (fig. 30). Średnia inklinacja wynosi tutaj 30 ± 7°. Względne deklinacje kierunków paleomagnetycznych są na sferze rozproszone ponieważ badane próbki nie były orientowane geograficznie, lecz wyłącznie góra-dół.

Polarność magnetyczna

Profil magnetostratygraficzny charakteryzujący utwory pstrego piaskowca z otworu wiertniczego Nidzica IG 1 zawiera kilka miejsc pozbawionych zapisu (fig. 31). Tym niemniej podobnie jak w innych otworach, w których również badano zapis magnetostratygraficzny w obrębie skał środkowego pstrego piaskowca, jest widoczna dominacja odwrotnego namagnesowania w obrębie osadów dolnej jego części. W wyższej części środkowego pstrego piaskowca wydaje się dominować polarność normalna. Również większość osadów zaliczanych do pstrego piaskowca górnego jest nama-

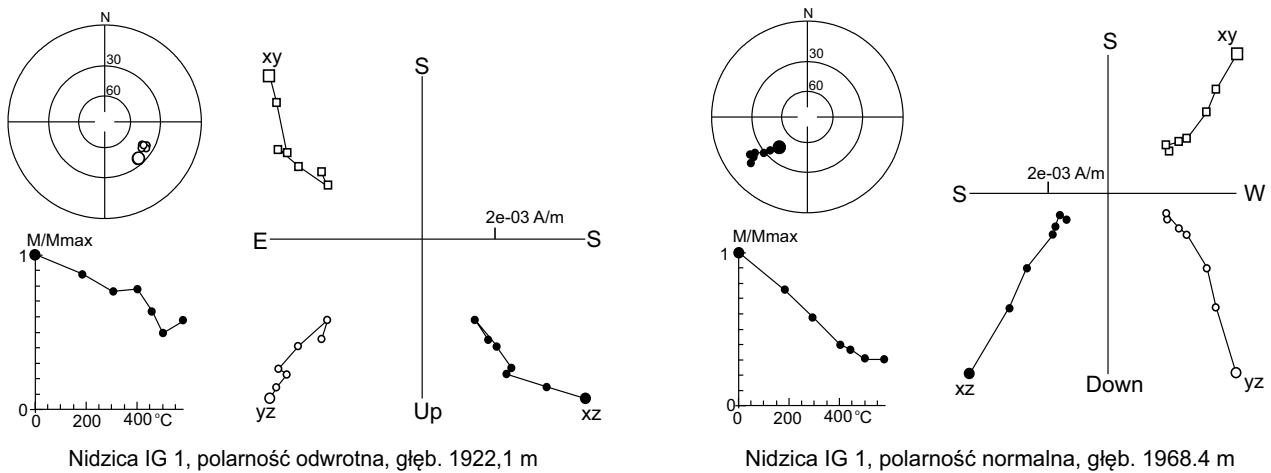


Fig. 29. Przebieg rozmagnesowania dwóch próbek utworów pstrego piaskowca z otworu Nidzica IG 1 zaprezentowany na diagramach ortogonalnych i krzywych spadku natężenia pozostałości magnetycznej

Mmax – natężenie naturalnej pozostałości magnetycznej; M – natężenie pozostałości magnetycznej na danym stopniu rozmagnesowania

The course of demagnetization of two samples of the Buntsandstein deposits from the Nidzica IG 1 borehole presented on intensity of magnetization decay and orthogonal plots

Mmax – intensity of natural remanent magnetization; M – intensity after demagnetization

gnesowana w kierunku normalnym. Zidentyfikowano tu też 3 zony polarności odwrotnej, z których jedna zamyka tutaj sukcesję utworów pstrego piaskowca.

Na figurze 32 przedstawiono zapis zmian polarności magnetycznej wraz z numeracją magnetozon na tle szczegółowego profilu litostratygraficznego otworu Nidzica IG 1. Z zestawienia można wnioskować, że polarność magnetyczna nie zależy tutaj od litologii.

Dyskusja wyników

Zmienna polarność oraz inklinacje kierunków charakterystycznych, odpowiadające tym oczekiwany dla miejsca badań w okresie permu i triasu, a także niezależność ich od litologii, wskazują, że wysokotemperaturowe kierunki paleomagnetyczne są pierwotne lub zbliżone do pierwotnych. Stąd uzyskane magnetozony można uznać za realne, przydatne dla korelacji stratygraficznej zarówno w obrębie basenu centralnej Europy, jak i poza nim. Wzajemne korelacje lokalnych skal magnetostratygraficznych, zestawionych dla utworów pstrego piaskowca z obszaru basenu polskiego (Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014; Becker i in., 2020a, b) przedstawia figura 33. Jak już wspomniano, w górnej części utworów środkowego pstrego piaskowca z otworu Nidzica IG 1 występuje zapis normalnego namagnesowania. Fakt ten wskazuje, że podobnie jak i na zachodnim obrzeżeniu basenu polskiego (fig. 33, otwór Otyń IG 1), tak i na

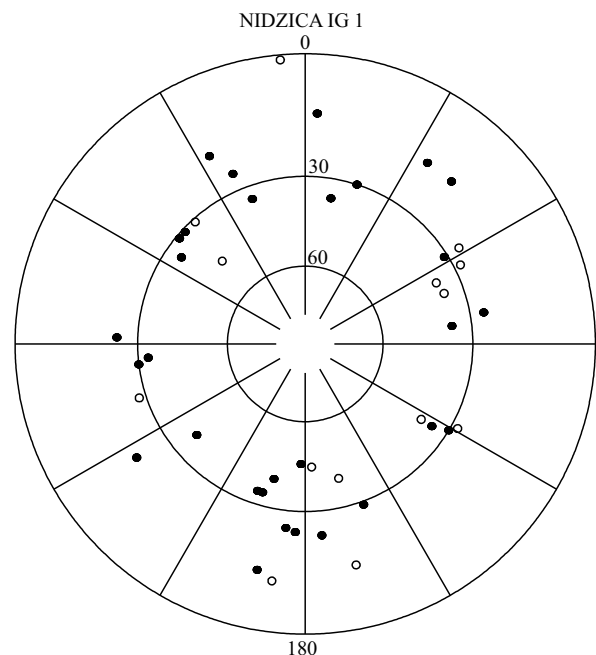


Fig. 30. Projekcja sferyczna kierunków charakterystycznych pozostałości magnetycznej próbek utworów pstrego piaskowca nawierconych w otworze Nidzica IG 1

Czarne kółka oznaczają kierunki o inklinacji dodatniej (polarność normalna), białe kółka – kierunki o inklinacji ujemnej (polarność odwrotna)

Stereographic projection of characteristic remanent magnetization directions isolated from the samples of the Buntsandstein deposits of the Nidzica IG 1 borehole

Black circles indicate normal polarity directions, white circles reversed polarity

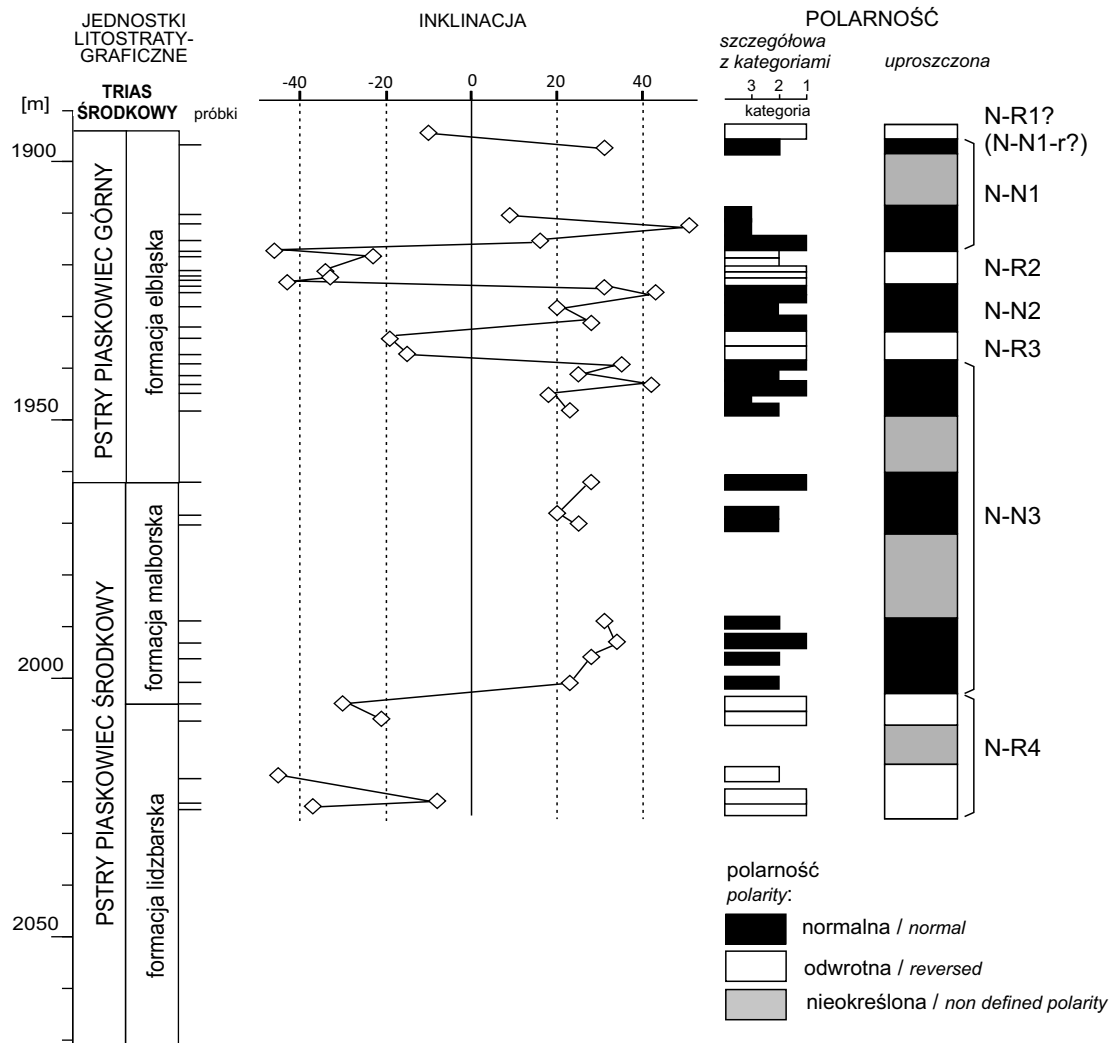


Fig. 31. Wykres zmian inklinacji kierunku charakterystycznego i polarności magnetycznej w obrębie badanych utworów pstręgo piaskowca z otworu Nidzica IG 1

The plot of characteristic inclinations and magnetic polarities obtained from the Buntsandstein sediments of the Nidzica IG 1 borehole

jego wschodnich peryferiach możemy mieć ekwiwalenty formacji połączyńskiej, oczywiście o zredukowanej miąższości i zapewne znacznie mniejszym zasięgu czasowym. Istnienie luki stratygraficznej między środkowym pstrym piaskowcem a formacją retu postulowano na obszarze niemieckiej części basenu centralnej Europy (Aigner, Bachman, 1992; Menning, 1995; Geluk, Röhlting, 1997). Szyperko-Teller i in. (1997) tę lukę ograniczali wyłącznie do brzeżnych partii basenu polskiego. Czy rzeczywiście ta luka występuje i obejmuje znaczny odcinek retu w badanym otworze Nidzica IG 1, czy raczej mamy do czynienia z kondensacją stratygraficzną? Obecność dwóch magnetozon o polarności odwrotnej w obrębie sukcesji retu może przemawiać za drugą z wymienionych możliwości. Zmiana polarności z odwrotnej na normalną w środkowym pstrym piaskowcu następuje blisko

granicy formacji lidzbarskiej i malborskiej. W ujęciu chronostratygraficznym miejsce to można korelować z granicą indu i oleneku (Nawrocki, 1997), której wiek jest szacowany na ok. 251,2 mln. lat (International Stratigraphic Chart 2023).

Podsumowanie

Większość próbek (82,5%) pozyskanych z utworów pstręgo piaskowca nawierconych w otworze Nidzica IG 1 zawierała składową naturalnej pozostałości magnetycznej o charakterze pierwotnym, nabytą w trakcie sedimentacji skał lub ich wczesnej diagenety. Za jej pierwotnością, poza inklinacją o wartościach zbliżonych do oczekiwanych dla wczesnego triasu w tej części Europy, przemawia jej zmienna polarność i niezależność od litologii. Zmiana polarności

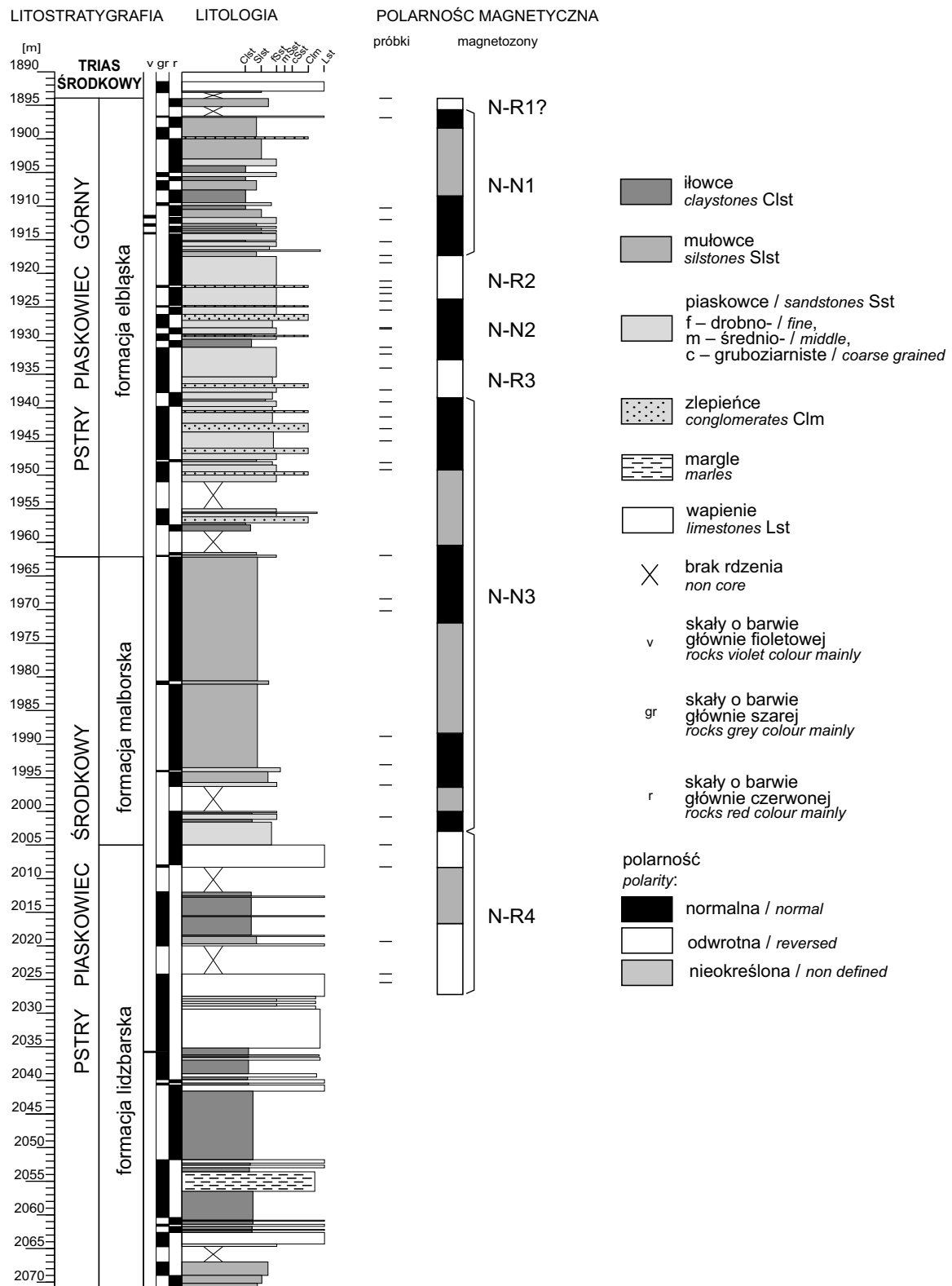


Fig. 32. Zmiany polarności magnetycznej i miejsca pobrania prób na badania paleomagnetyczne na tle jednostek litostratigraficznych i litologii środkowego i górnego pstręgo piaskowca w otworze wiertniczym Nidzica IG 1 (wg Becker i in., 2020a, b)

Changes of magnetic polarity and sampling locations on the background of lithology and lithostratigraphic units defined in the Nidzica IG 1 borehole (after Becker *et al.*, 2020a, b)

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

JURA DOLNA I ŚRODKOWA

Litologia i stratygrafia

Uwagi wstępne

W otworze Nidzica IG 1 jura występuje na utworach najwyższego triasu (warstwy bartoszyckie). Niższa część jej profilu obejmuje klastyczne utwory jury dolnej i środkowej. Ich profil w otworze jest prawie w pełni rdzeniowany, poza pięcioma kilku-kilkunastometrowymi odcinkami jury dolnej przewierconymi gryzerem. Piaskowce w profilu są często kruche, rozsypujące się na piasek, utwory iłowcowo-mułowcowe są bardziej zwięzłe.

Jura dolna

W otworze wiertniczym Nidzica IG 1 jurę dolną stwierdzono na głęb. 1482,5–1712,5 m; jej miąższość wynosi 230,0 m. Profil obejmuje utwory od hetangu po toark, dla których zastosowano formalny podział litostratygraficzny wg Pieńkowskiego (2004). Wydzielono tu 4 formacje: zagajską, olsztyńską, ciechocińską i borucicką.

Najstarsze utwory jury dolnej wydzielone zostały jako formacja zagajską, która w rejonie NE Polski wiekowo reprezentuje hetang i synemur. Jej profil, o miąższości 36,0 m, stwierdzono na głęb. 1676,5–1712,5 m. Są to w przeważającej mierze słabo zwięzłe piaskowce różnoziarniste, z domieszką żwirku, jasnoszare, bez widocznych struktur sedymentacyjnych, niekiedy ze skupieniami kaolinitu. Są to utwory osadzone w środowisku rzeczonym. W najwyższych 5 m formacji pojawiają się mułowce, a w części najwyższej również iłowiec laminowany piaskowcem. Utwory wydzielone tu jako formacja zagajską Dadlez (1968) zaliczył do warstw olsztyńskich dolnych, chociaż nie wykluczał, że mogą eprezentować starsze piętra jury dolnej. Również Franczyk (1983) przyjęła koncepcję, że najstarsze utwory w otworze Nidzica IG 1 reprezentują warstwy olsztyńskie, a warstwy liwieckie (najstarsze warstwy jury dolnej wcześniejszy odpowiednik formacji zagajskiej) nie sięgają dalej niż nieco poza otwór Działdowo 1. Jednak mając na uwadze niewielką odległość dzielącą oba otwory oraz porównując ich profile (fig. 34), a w także profile położonych znacznie dalej na północ otworów Olsztyn IG 1 i Olszyny IG 1 (tab.1), wydaje się uzasadnione wydzielenie w otworze Nidzica IG 1 formacji zagajskiej, pomimo braku w obu otworach dokumentacji palinologicznej potwierdzającej wiek formacji.

Występująca wyżej formacja olsztyńska wydzielona została na głęb. 1554,0–1676,5 m i ma miąższość 122,5 m. W profilu formacji dominują utwory piaskowcowe. Są to piaski i bardzo kruche piaskowce różnoziarniste, od drobnoziarnistych z domieszką ziaren średnich do gruboziarnistych z domieszką żwirków. Niekiedy występuje w nich kaolinit

oraz pojedyncze okruchy węgla. W obrębie formacji występują dwa poziomy iłowców (głęb. 1638,5–1640,3 oraz 1653,1–1654,1 m) barwy ciemnoszarej, ze smugami i soczewkami piaszczystymi, w dolnym poziomie z niezbyt liczną siecią roślinną, w górnym z licznymi szczątkami roślin i fragmentami uwęglonego drewna. Są to utwory pochodzenia rzecznoego, prawdopodobnie powstałe głównie w obrębie koryt rzecznych. Z głęb. 1639,0 m T. Marcinkiewicz oznaczyła megasporę *Paxillitriletes phyllicus* (Murray), która, gdy występuje masowo, jest na Niżu Polskim wskaźnikowa dla toarku, jednak w znacznie mniej licznie spotykana jest od górnego pliensbachu (Marcinkiewicz, 1971, 1980; Marcinkiewicz i in., 2014).

Reprezentująca toark dolny formacja ciechocińska, wyraźnie wyróżnia się na krzywych geofizycznych ze względu na jej odmienne wykształcenie od pozostałych formacji. Są to szarozielonej barwy iłowce i mułowce z kilkudziesięciocentymetrowymi wkładkami piaskowców jasnoszarozielonych, liczniejszych w dolnym odcinku. iłowce są zazwyczaj masywne, rzadko ze smugami pyłowca, niekiedy z dużą ilością rozproszonego muskowitu, uwęglonymi szczątkami lub detrytem roślin, pojedynczymi konkrekcjami syderytu ilastego, licznymi zlustrowaniami tektonicznymi, pękające ostrokrawędziście. Mułowce są zazwyczaj piaszczyste, zwięzłe, z muskowitem, uwęgloną siecią roślinną, niekiedy nieco zsyderytyzowane. Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, często mułowcowe, masywne lub warstwowane smużyście albo przekątnie, z muskowitem i detrytem uwęglonej flory, na głęb. 1518,3 m z rizoidami. Są to utwory osadzone w środowisku zatoki brakicznej, a w dolnym odcinku prawdopodobnie również deltowym (Pieńkowski, 2004).

Profil jury dolnej kończy formacja borucicka, wiekowo zaliczana do górnego toarku. Obejmuje ona część profilu na głęb. 1482,5–1508,8 m i jej miąższość wynosi 26,5 m. Są to w najniższym odcinku piaskowce średnioziarniste wyżej przechodzące w drobnoziarniste, masywne, jasnoszare niekiedy prawie białe, kruche, miejscami ze skupieniami kaolinitu.

Jura środkowa

W otworze Nidzica IG 1 utwory jury środkowej stwierdzono na głęb. 1390,3–1482,5 m. Ich miąższość wynosi 92,0 m, co jest wartością porównywalną z innymi profilami pogranicza niecki płockiej i południowych Mazur, lecz znacznie mniejszą niż w strefach położonych bliżej osi basenu sedymentacyjnego (Ryll, 1983). Brak tu utworów najniższej jury środkowej – aalenu i prawie całego bajosu.

Profil jury środkowej rozpoczyna na głęb. 1482,5 m kompleks piaskowcowy o miąższości 11,5 m. Są to piaskowce drobnoziarniste, bardzo kruche, rozsypujące się na piasek, jasnoszarej lekko brunatnawej barwy, z liczną miką

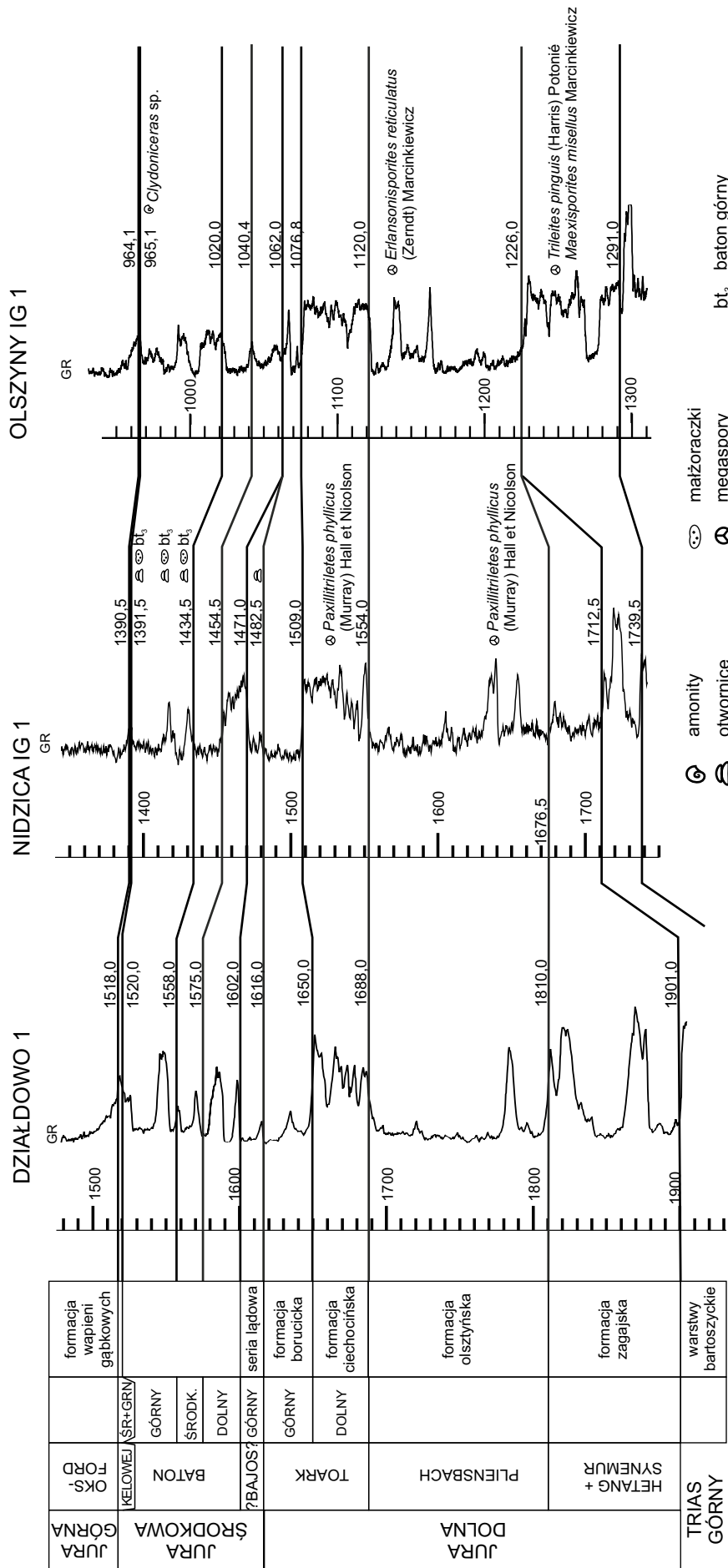


Fig. 34. Korelacja utworów jury dolnej i środkowej w otworze Nidzica IG 1 z pobliskimi otworami Działdowo 1 i Olszyny IG 1

Stratygrafia jury dolnej i środkowej w otworze Działdowo 1 na podstawie Franczyk (1983) i Rylla (1983); w otworze Olszyny IG 1 na podstawie Dadleza (1968) i Dayczak-Calikowskiej (1963); oznaczenie megaspory wg Marcinkiewicza w: Dadlez (1963)

Correlation of Lower and Middle Jurassic formations in the Nidzica IG 1 borehole with the nearby Działdowo 1 and Olszyny IG 1 boreholes

Stratigraphy of the Lower and Middle Jurassic in the Działdowo 1 borehole based on Franczyk (1983) and Ryll (1983); in the Olszyny IG 1 borehole based on Dadlez (1968) and Dayczak-Calikowska (1963); megaspore identification according to Marcinkiewicz in: Dadlez (1963)

i pojedynczymi cienkimi wkładkami ciemnoszarych mułowców ilastych z obfitą miką i laminowanych piaskiem. Wiek tych utworów nie jest precyzyjnie określony, jednak znaleziono w nich pojedyncze otwornice *Haplophragmoides* sp. i *Epistomina* sp., wskazujące na początek wpływów morskich, co pozwala wnioskować o środkowojurajskim wieku osadów. Na podstawie korelacji z otworami położonymi w północnej części płockiej należy przypuszczać, że są to utwory najwyższego bajosu lub najniższego batonu, tworzące tzw. serię lądową (Ryll, 1983).

Typowe dla batonu dolnego utwory mułowcowo-iłowcowe, barwy czarnej lub ciemnoszarej stwierdzono na głęb. 1454,0–1471,0 m. Występuje w nich niezbyt liczna mika, dość obfita sieczka spirytyzowanej flory, konkretne ilasto-syderytowe, niekiedy laminy pyłowca i bioturbacje. Oznaczona tu mikrofauna otwornicowa obejmuje słabo zachowane pojedyncze okazy z rodzajów *Haplophragmoides*, *Lenticulina*, *Recurvoides*, *Trochammina* i *Glomospira*, co nie precyzuje wieku tych utworów (zob. Iwańczuk ten tom.). Ich dolnobatoński wiek został przyjęty na podstawie korelacji z otworami północnej niecki płockiej (Ryll, 1983).

Nadległe utwory piaskowcowe, występujące na głęb. 1434,5–1454,0 m (miąższość 19,5 m), przypuszczalnie należy zaliczyć do środkowego batonu. Są to piaski lub słabo scementowane piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, czasem z domieszką ziaren średnich i żwirku, miki oraz niekiedy licznym kaolinitem w porach. W utworach tych nie stwierdzono żadnej fauny.

Baton górny o miąższości 44,0 m stwierdzono na głęb. 1390,5–1434,5 m. W dolnej części profilu występują dwa pakiety skał iłowcowo-mułowcowych, ciemnoszarych, z obfitą miką oraz licznymi konkretnymi marglisto-syderytycznymi i pojedynczą wkładką iłowca syderytycznego barwy brązowej. Łupki wykazują listeczkową łupliwość, mułowce zawierają soczewki i laminy pyłowca. Stwierdzono w nich detrytus fauny małżowej, bioturbacje *Planolites* isp. oraz mikrofaunę, w skład której wchodzi liczne otwornice, pojedyncze małżoraczki, liczne igły gąbek, kolce jeżowców, elementy szkieletowe szkarłupni, mszywioty. Kluczowe dla oznaczenia wieku tych skał jest współwystępowanie w próbkach z głęb. 1414,0–1420,4 m gatunków otwornic takich jak *Paleomiliolina czestochowiensis* (Pazdro), *Paleomiliolina rawiensis* (Pazdro), *Epistomina* ex. gr. *mosquensis* Uhlig i *Epistomina* ex. gr. *parastelligera* (Hofker) oraz małżoraczka *Progonocythere polonica* Błaszyk, co wskazuje na baton,

najprawdopodobniej górny baton (zob. Iwańczuk, ten tom). Opisane kompleksy drobnoziarniste rozdzielają piaski i słabo scementowane piaskowce głównie drobnoziarniste, silnie wapniste, o warstwowaniu przekątnym, z obfitym detrytem fauny i rozproszoną węgloną sieczką roślinną.

Wyższy odcinek profilu batonu górnego (powyżej głęb. 1415,0 m) budują piaskowce barwy brązowo-rdzawej, różnoziarniste, często tworzące pakiety warstwowania przekątnego rynnowego o ziarnie grubszym na dole i drobniejszym w części górnej. Występują w nich również ooidy żelaziste i rozproszony piryt oraz obfity detrytus fauny. Kompleks ten odpowiada (fig. 34) stwierdzonym w otworze Olszyny IG 1 w górnej części profilu batonu górnego zlepieńcom i piaskowcom chlorytowym, w których znaleziono fragment amonita *Clydoniceras* sp., datującego utwory na poziom discus (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). W stropie profilu górnego batonu, w otworze Nidzica IG 1 występuje 30 cm warstwa mułowca, odpowiadająca 1 m warstwie w otworze Olszyny IG 1, która jest charakterystyczna dla najwyższej części poziomu discus.

Profil jury środkowej kończy bardzo cienka, 1,0 m warstwa utworów keloweju, stwierdzona na głęb. 1390,5–1391,5 m (w rdzeniu 1390,3–1391,3 m). W dolnym 0,6 m odcinku jest to piaskowiec bardzo silnie wapnisty, na pograniczu z wapieniem piaszczystym, brązowo-żółtawo-rdząwy, z licznymi ooidami żelazistymi oraz obfitym detrytusem przekształconej fauny małżowej i członami liliowców. Górne 0,4 m tworzy tzw. warstwa bulasta, zbudowana z wapienia marglisto-dolomitycznego, nieznacznie gruzłowego, z obfitym rozproszonym glaukonitem, przerostami ciemnych iłów i liczną przekształconą fauną belemnitów i małży, nieoznaczalnym amonitem oraz kolcami jeżowców. Opisane utwory są wykształcone w sposób typowy dla keloweju środkowego i górnego obszaru mazursko-suwalskiego (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). Na całym tym obszarze brak jest dolnego keloweju, a transgresyjne, skondensowane utwory keloweju środkowego i górnego występują bezpośrednio na utworach najwyższego batonu górnego. Obejmują one zlepienieć spągowy datowany na poziom jason oraz warstwę bulastą zawierającą faunę amonitową poziomów coronatum–lamberti. Wiek warstwy bulastej został udokumentowany na podstawie amonitów między innymi w otworze Sierpc 1 położonym w północnej części niecki płockiej (Feldman-Olszewska, 2018)

JURA GÓRNA

Andrzej WIERZBOWSKI

Biostratygrafia utworów jury górnej na podstawie rewizji oznaczeń gatunków amonitów

Wstęp

Otworem wiertniczym Nidzica IG 1 przewiercono utwory jury górnej o miąższości 343,8 m w przedziale głęb.: 1046,7–1390,5 m (wg Dayczak-Calikowskiej warstwa bulasta keloweju występuje na głęb. 1390,3–1390,8 m), zgodnie z opracowaniem litologiczno-stratygraficznym z Centralnego Archiwum Geologicznego PIG-PIB Instytutu Geologicznego (Dembowska, 1962: opracowanie litologii, litostratygrafii i biostratygrafii według oznaczeń makrofauny przez J. Dembowską, L. Karczewskiego i L. Malinowską oraz mikrofauny przez W. Bielecką). Przedmiotem niniejszego opracowania jest rewizja oznaczeń amonitów z wiercenia (z kolekcji przechowywanej w Muzeum Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB w Warszawie – nr kolekcji 797. II.1-241) i ich nowa interpretacja stratygraficzna. Dodatkowo w celach porównawczych wykorzystano wybrane amonity z pobliskich wierceń Sierpc 1 oraz Żuromin-5 przechowywane także w kolekcjach muzeum. Autor opracowania zapoznał się również z rdzeniami wiertniczymi z wiercenia Nidzica IG 1 przechowywanymi w Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Iwicznej k. Warszawy.

Utwory górnej jury wiercenia Nidzica IG 1 odnoszone były do sześciu nieformalnych jednostek litostratygraficznych – formacji wydzielanych w regionie I (odpowiadającym południowo-wschodniej Polsce), a dokładniej na wyniesieniu mazursko-suwalskim wg schematu zaproponowanego przez Dembowską (1979): formacji I – gąbkowo-wapiennej, formacji III – koralowcowej, formacji IV – oolitowej, formacji V – wapienno-marglisto-muszlowcowej, formacji VI – łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) oraz formacji VII – wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej). Zasięgi stratygraficzne kolejnych formacji w wierceniu oraz ich interpretacja chronostratygraficzna przedstawione są na figurze 35.

Opracowanie stratygrafii utworów jury górnej na podstawie rewizji oznaczeń amonitów

Najstarsze utwory w badanym wierceniu należą do formacji gąbkowo-wapiennej. Występują one w interwale głęb. 1324,0–1390,3 m, gdzie zaczynają się pojawiać pierwsze

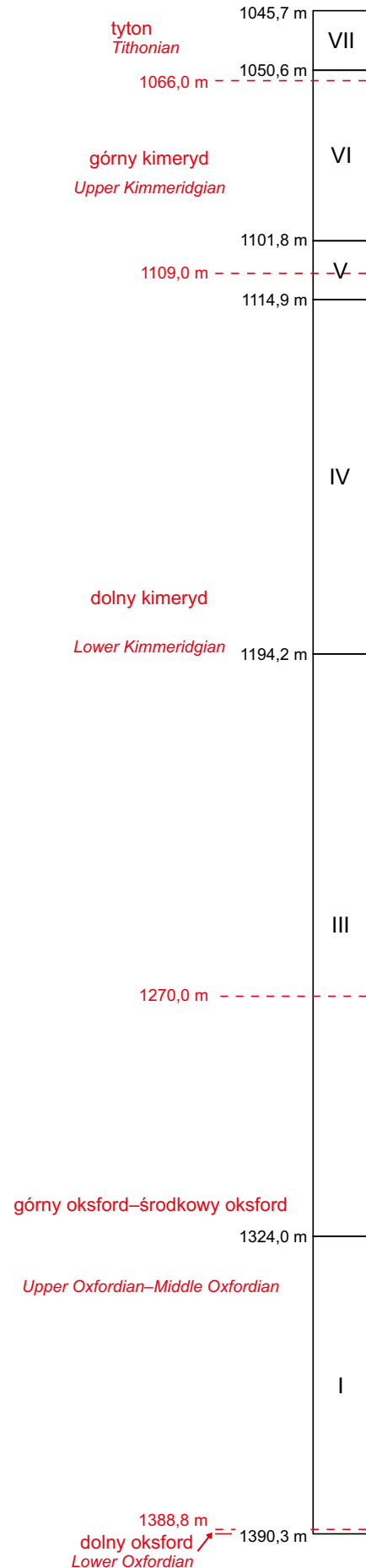


Fig. 35. Zespoły litostratygraficzne jury górnej (I, III, IV, V, VI, VII) w wierceniu Nidzica IG 1 i ich interpretacja chronostratygraficzna. Wydzielone formacje według oznaczeń Dembowskiej (1979)

Upper Jurassic lithostratigraphical units (I, III, IV, V, VI, VII) of the Nidzica IG 1 borehole section and their chronostratigraphical interpretation. Formation names are given after Dembowska (1979)

korallowce (Dembowska, 1962), osiągając miąższość 66,3 m. Utwory te w starszych opracowaniach, w tym dokumentacji wynikowej wiercenia Niedzica IG 1 (Dembowska, 1962; por także Dembowska, 1970) odnoszone były do podpięter „dywez”, „newiz” i „argow”, wydzielanych w obrębie piętra oksfordu, na podstawie amonitów, szczególnie licznych w niższej części profilu.

W najniższej części profilu spotykane są formy z rodzaju *Cardioceras*. Były one zaliczane (Dembowska, 1962) z zastrzeżeniem do gatunków *C. bukowskii* Maire, *C. cf. rachis* Buckman oraz *C. cf. rotundatum* (Sowerby) i uznane za diagnostyczne dla „podpietra newizu”. Zdaniem autora niniejszego opracowania w najniższej części omawianego profilu rzeczywiście występują przedstawiciele *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) (głęb. 1389,9–1390,1 m), wskazujące na obecność poziomu *bukowskii* dolnego oksfordu, chociaż ich identyfikacja gatunkowa wobec słabego stanu zachowania jest utrudniona. Wyżej (głęb. 1389,4 m) występuje słabo zachowany *Cardioceras* (*Cardioceras*) sp. sugerujący obecność poziomu *cordatum* oksfordu dolnego. Jeszcze wyżej stratygraficznie napotykanne okazy (1387,7–1388,2 m) należą już do *Cardioceras* (*Plasmatoceras*), wskazując na obecność najniższego oksfordu środkowego – poziomu *densiplicatum* w podziale borealnym. Dane te wskazują, że granica oksfordu dolnego i środkowego przebiega na głębokości ok. 1388,8 m. Występujące w młodszych warstwach (głęb. 1387,2 m) amonity należące do rodzaju *Perisphinctes*, zdaniem autora, reprezentują podrodzaj *Otosphinctes*, co wskazuje na obecność submedyterańskiego poziomu *plicatilis*, zestawianego z dolną częścią środkowego oksfordu. Poziom *plicatilis* koreluje się z poziomem *densiplicatum*, z wyłączeniem najwyższej jego części (por. Wierzbowski i in., 2013).

Z przedstawionych danych wynika, że najniższa część profilu wiercenia (zapewne ponad warstwą bulastą tj. od głęb. 1390,3 m, a na pewno od 1390,1 do ok. 1389,4 m) należy do oksfordu dolnego, który jest tu bardzo silnie skondensowany stratygraficznie (o miąższości ok. 1 m) i najprawdopodobniej bardzo niekompletny. Pojawiające się na głęb. 1387,2–1388,2 m pierwsze amonity oksfordu środkowego – niżej *cardiocerasy*, wyżej *perisfinkty* – wskazują na wyraźną zmianę w składzie faun amonitowych od form borealnych do form submedyterańskich. Taka zmiana jest powszechnie rozpoznawana w Polsce w obrębie poziomu *plicatilis* i uznawana jako wynik zmiany klimatu i cyrkulacji morskiej (np. Dembicz i in., 2006) przypadającej w niższej części środkowego oksfordu. Zmiana ta była uznawana w przeszłości jako wyznacznik granicy podpięter „newiz” i „argow” i utożsamiana błędnie z granicą oksfordu dolnego i oksfordu środkowego co znalazło wyraz m.in. w interpretacji profilu wiercenia Niedzica IG 1 publikowanego przez Niemczycką (1976: fig. 63), gdzie wskazana granica oznaczona została na głęb. 1387,5 m.

Występujące na głęb. 1360,8 oraz 1367,0 m amonity z rodzaju *Perisphinctes* mogą być dodatkowo odniesione do podrodzaju *Dichotomosphinctes*, co wskazuje na wyższą część oksfordu środkowego – submedyterański poziom *Transversarium*. Jednakże najwyższa część utworów formacji gąbkowo-wapiennej nie dostarczyła w wierceniu żadnych

Tabela 8

Ilościowy skład mineralów ciężkich dla frakcji 0,06–0,2 mm w % obj.
Quantitative composition of heavy minerals for the fraction 0.06–0.2 mm in % vol.

Głęb. Depth [m]	Zawartość min. cięż. [%wag] Content of heavy minerals [%weight]	Tlenki Fe Fe oxides	Wodorotlenki Fe Fe hydroxides	Ilmenit Ilmenite	Piryty Pyrite	Cyrkon Zirconium	Turmalin Tourmaline	Rutyl Rutile	Granat Garnet	Epidot Epidote	Staurolit Staurolite	Dysten Dystene	Anataz Anatase	Sylimanit Sillimanite	Biotyt Biotite	Chloryt Chlorite
1790,0	0,02	55,2	19,8	6,1	0,0	2,0	0,6	1,4	13,8	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
1796,2	0,13	46,6	11,0	3,0	1,2	1,9	2,6	0,7	31,1	1,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1816,2	1,40	52,8	6,1	3,2	0,0	1,6	0,8	0,5	32,4	0,5	1,3	0,5	0,0	0,0	0,3	0,0
1818,8	0,14	57,3	8,6	4,6	0,0	2,2	1,1	0,8	23,7	0,3	1,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
1829,9	0,09	46,3	10,0	7,8	10,0	4,3	1,0	1,8	12,7	2,8	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5

amonitów, a jej pozycja stratygraficzna odpowiada zapewne wyższej części oksfordu (por. niżej).

Młodsze utwory w wierceni, początkowo tylko z głęb. 1235,8–1324,0 m, odnoszone były do piętra „rauraku” (Dembowska, 1962) i uznane jako kolejny zespół litologiczny środkowego oksfordu (n.p. Niemczycka, 1976: fig. 63). Trzeba tu jednak zaznaczyć, że górna granica „rauraku” w wierceni Nidzica IG 1 została później znacząco zmodyfikowana przez Dembowską (1970: tab. 8) i wyznaczona zdecydowanie wyżej – na głęb. ok. 1194 m. Tak zdefiniowany zespół (głęb. 1194,2–1324,0 m o miąższości 129,8 m) lepiej odpowiada jego przewodniej litologii i taka też jego definicja ostatecznie przyjęta została w niniejszym opracowaniu. Utwory wchodzące w skład zespołu, chociaż dość zmienne litologicznie, zawierają głównie wapienie margliste i organogeniczne (gąbkowo-koralowcowe), charakteryzujące się występowaniem koralowców, stowarzyszonych niekiedy z gąbkami oraz bogatym zespołem fauny ramienionogowo-małżowej. W wapieniach tych występują także krzemienie. Jedyny amonit znaleziony w zespole pochodzi z głęb. 1260,0 m. Amonit ten oznaczony pierwotnie jako *Ringsteadia* sp. (por. Dembowska, 1962) należy w istocie do rodzaju *Vineta* i jest bliski formie *Vineta submediterranea* (Wierzbowski) diagnostycznej już dla najniższego kimerydu – poziomu Bimammatum w podziale submedyterańskim. Wynika stąd, że środkowa i wyższa część omawianego zespołu litostratygraficznego, powyżej głęb. 1260,0 m, odpowiadają już najniższemu kimerydowi, zgodnie ze zmodyfikowaną obecnie w podziale submedyterańskim dolną granicą tego piętra (Wierzbowski i in., 2023). Nie ma natomiast żadnych innych wskazówek paleontologicznych pozwalających przypisać określoną pozycję chronostratygraficzną dolnej części omawianego zespołu. Obecność ramienionogów – w tym *Septaliphoria astieriana* (d’Orbigny) – traktowana uprzednio jako ważny wskaźnik wiekowy (por. Dembowska, 1962), nie może być tu istotną informacją stratygraficzną. Trzeba wspomnieć natomiast, że występowanie charakterystycznych osadów marglistych w niższej części omawianego zespołu z wierceni Nidzica IG 1, włączając tu pakiety margli z głęb. 1273,9–1280,4 m, może wskazywać na korelację z podobnie wykształconymi osadami górnego oksfordu (górna część poziomu *bifurcatus* i poziom *hypselum*), dobrze datowanymi amonitami, w nieodległym obszarze Kcyni (por. Matyja, Wierzbowski, 1998). Można zauważyć, że wyraźne przeławienia margliste są obserwowane również bezpośrednio poniżej dobrze udokumentowanej amonitami granicy oksfordu i kimerydu w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na Wyżynie Wieluńskiej (por. Wierzbowski, 2017, 2020). Wydaje się zatem, że istnieją istotne przesłanki do korelowania dolnej części omawianego zespołu litostratygraficznego z wierceni z wyższą częścią oksfordu środkowego i z oksfordem górnym, a przybliżone położenie granicy oksfordu i kimerydu w wierceni odpowiadałoby głęb. ok. 1270 m. Trzeba tu zaznaczyć, że w konsekwencji pojawiają się tu istotne różnice w interpretacji stratygraficznej omawianych osadów z wierceni z głęb. 1235,8–1324,0 m w stosunku do starszych in-

terpretacji stratygraficznych, w myśl których osady te miały odpowiadać wyłącznie wyższej części oksfordu środkowego do granicy z oksfordem górnym (n.p. Niemczycka, 1976), bądź też, w przypadku zaliczenia do omawianego zespołu także wyżej leżących utworów do głęb. 1194,2 m, również niższej części oksfordu górnego (Dembowska, 1970).

Utwory omawianego zespołu litostratygraficznego z głęb. 1194,2–1324,0 m były niekiedy odnoszone do najwyższej części formacji I – gąbkowo-wapiennej, chociaż wykazują liczne podobieństwa facjalne do formacji III koralowcowej, która przechodzi stopniowo na obszarze bardziej zachodnich części wyniesienia mazursko-suwalskiego i na obszarze niecki płockiej w formację II wapienno-marglistą (np. Dembowska, 1979). Obecność koralowców kolonijnych i powszechnie tu występujących bogatych zespołów ramienionogów wyraźnie wskazuje, że te utwory nawiązują swoim wykształceniem do wapieni koralowcowych zawierających pierwsze koralowce kolonijne (zwłaszcza *Microsolenidae*), które pojawiają się w profilu ponad typowymi wapieniami megafacji gąbkowej. Pojawienie się tych osadów wyznacza spłylenie środowiska i określa początek nowego cyklu sedimentacyjnego, tak jak to miało miejsce na obszarze Gór Świętokrzyskich i Jury Częstochowskiej (por. Wierzbowski, 2023 oraz wcześniejsze cytowane tam prace). Potwierdza to, że osady omawianego zespołu litostratygraficznego w wierceni powinny być umieszczane w obrębie szeroko rozumianej formacji koralowcowej.

Kolejny zespół litostratygraficzny, wg opracowania litologiczno-stratygraficznego wierceni (Dembowska, 1970), występuje na głęb. 1114,9–1194,2 m i ma miąższość 79,3 m [we wcześniejszej interpretacji (por. Dembowska, 1962) do tego zespołu były odnoszone częściowo także starsze utwory od głęb. 1235,8 m]. Charakterystyczny pakiet zawierający przeławienia marglisto-mułowcowe, nieco dolomityczny, jest obserwowany na głęb. 1181,0–1184,7 m, jednakże także niżej na głęb. 1194,2–1213,2 m obserwuje się w wapieniach wkładki marglisto-mułowcowe, czasem z drobno rozsianymi fragmentami zwęglonej flory. Zasadnicza część omawianego zespołu litostratygraficznego (zwłaszcza w przedziale ok. 1140–ok. 1188 m) charakteryzuje się obecnością białych, porowatych, organogeniczno-organodetrytycznych, miękkich wapieni kredowatych o wysokiej zawartości CaCO₃ zawierających liczną i zróżnicowaną faunę (ślímaki z grupy nerineidów, koralowce kolinijne, gruboskorupowe małże – dicerasy i ostrzygi oraz inne małże i ramienionogi), a ponadto glony wapienne (*Solenopora*). W części wyższej zespołu, zwłaszcza od głęb. ok. 1140 m, pojawiają się już licznie wapienie oolitowe. Przy granicy niższej i wyższej części omawianego zespołu, na głęb. ok. 1156 m występują wkładki szarego mułowca wapnistego. Utwory wspomnianego zespołu litostratygraficznego z głęb. 1114,9–1194,2 m były zaliczane do piętra „astartu” (Dembowska, 1962) i korelowane z górnym oksfordem (np. Niemczycka, 1976: fig. 63) lub z najwyższą jego częścią (Dembowska, 1970), nie ma jednakże obecnie żadnych wątpliwości, że osady te w całości odpowiadają dolnemu kimerydowi. Wobec całkowitego braku amonitów w obrębie utworów omawianego zespołu w wierceni (a także w wierceniach sąsiednich),

ich dokładniejszy wiek może być określany jedynie pośrednio poprzez korelacje z innymi obszarami. Istotne tu jest porównanie wspomnianych utworów z podobnie wykształconymi utworami z obszaru Gór Świętokrzyskich, reprezentującymi bardziej południowe obszary płytkowodnej platformy węglanowej obszaru centralnej i wschodniej Polski, o dobrze udokumentowanej amonitami pozycji chronostratygraficznej (Wierzbowski, 2020, 2023).

Utwory dolnej części omawianego zespołu litostratygraficznego w wierceniu obejmujące wapienie organodetrytyczne i organogeniczne z liczną fauną do ok. 1140 m dobrze odpowiadają swoim wykształceniem litologicznym asocjacji wapieni kredowatych i pelitowych znanej szeroko z południowych części płytkowodnej platformy węglanowej w Polsce, zwłaszcza w Górach Świętokrzyskich (formacja z Bukowej, Wierzbowski, 2020). Utwory te są tam zaliczane do dolnego kimerydu do poziomów amonitowych *planula* i *platynota*, chociaż ich dolna i górna granica są w szczególności wyraźnie diachroniczne (Wierzbowski, 2020, 2023). Utwory te mogą być przypisane niższej części formacji IV oolitowej (por. Dembowska, 1979), czasem też traktowane były jako odpowiedniki niższych części formacji koralowo-oolitowej w synklinorium warszawskim (Kutek i in., 1973).

Można też wspomnieć, że charakterystyczny zespół marglisto-mułowcowy w wierceniu (głęb. 1181,0–1184,7 m, prawdopodobnie również obejmujący niżej występujące wkładki marglisto-mułowcowe do ok. 1213,2 m, także w obrębie najwyższej części starszego zespołu litologicznego), mógłby być korelowany z ogniwiem margli z Latosówki, występującym w Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Wieluńskiej w najwyższej części amonitowego poziomu *planula*.

Z kolei górna część omawianego zespołu litostratygraficznego w wierceniu Nidzica IG 1, zwłaszcza w przedziale głęb. 1114,9–1140,0 m, o dominującym udziale wapieni oolitowych, odpowiada wyższej części formacji IV – oolitowej (por. Dembowska, 1979) oraz górnej części formacji koralowo-oolitowej w synklinorium warszawskim (por. Kutek i in., 1973). W nawiązaniu do Gór Świętokrzyskich można tu zauważyć, że zespoły wapieni oolitowych tam występujące (np. formacja wapieni oolitowych z Małogoszcza, Wierzbowski, 2020) zawierają amonity wskazujące na dolny kimeryd od poziomu *platynota* do dolnej części poziomu *hypselocyclum* (Wierzbowski, 2023). Wskazana w niniejszym opracowaniu próba interpretacji chronostratygraficznej zespołu litostratygraficznego w wierceniu Nidzica IG 1 z głęb. 1114,9–1194,2 m, w myśl której miałby on odpowiadać wiekowo przedziałowi od poziomu *planula* do dolnej części poziomu *hypselocyclum*, pozostaje w zgodności z datowaniami starszych i młodszych zespołów litostratygraficznych w omawianym wierceniu.

Bardzo charakterystyczny zespół litostratygraficzny, określany przez Dembowską (1962, 1970) w większości jako „kimeryd dolny”, występuje w wierceniu na głęb. 1101,8–1114,9¹ m. W skład zespołu mającego tylko 13,1 m miąższości wchodzi łupki margliste nadścielone wapie-

niami z ooidami i pseudooidami oraz ziarnami glaukonitu, partiami o charakterze muszłowca (głęb. 1107,4–1114,9 m) oraz występujące wyżej piaskowce i mułowce z glaukonitem, (pseudo)ooidami z licznym detrytusem fauny (głęb. 1101,8–1107,4 m). W wierceniu Nidzica IG 1 te utwory nie dostarczyły żadnej mającej istotne znaczenie stratygraficznej fauny, poza nieliczną mikrofauną wskazującą generalnie na ich kimerydzki wiek (Dembowska, 1962).

Omawiany zespół litostratygraficzny był korelowany z formacją V-wapienno-marglisto-muszłowcową (por. Dembowska, 1979) i odnoszony do dolnego kimerydu (Niemczycka, 1976), chociaż nie wyłączana była również, przynajmniej częściowo, jego przynależność do niższej części kimerydu górnego (Dembowska, 1962). Dodatkowo, zdaniem Dembowskiej (1962) osady wspomnianego zespołu litostratygraficznego wykazują objawy rozmyć – wyraźne powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych i obecnością poziomu otoczków wapiennych na głęb. 1109,0 m – co wskazuje na silną pierwotną redukcję miąższości osadów.

Nieliczne amonity napotkane były w osadach odpowiadających omawianemu zespołowi /formacji V wapienno-marglisto-muszłowcowej w kilku nieodległych wierceniach ze struktury Lipna i bezpośrednich okolic (por. Niemczycka, 1983). Z wiercenia Żuromin 5 opisany był fragment amonita z rodzaju *Ataxioceras* – amonit ten pochodzący z głęb. 1416,5 m zdaniem autora niniejszego opracowania jest niewątpliwym przedstawicielem rodzaju i może należeć do grupy *A. lothari* (Oppel), co wskazuje na wyższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu. Inny amonit pochodzący z wiercenia Sierpc 1 z głęb. 1424,6 m jest przedstawicielem rodziny Aulacostephanidae i przypomina formę *Involuceras* lub *Aulacostephanoides/Aulacostephanus*, wskazujące odpowiednio na wyższą część kimerydu dolnego lub niższą część kimerydu górnego. Można tu wspomnieć, że zespół amonitów obejmujących rodzaj *Aulacostephanus* wskazujący na poziom *eudoxus* z kimerydu górnego był opisany przez Kutka i in. (1973) z pobliskiego wiercenia Lipno 4 – te amonity były pierwotnie lokowane u podstawy wspomnianego zespołu litologiczno-stratygraficznego. Jednakże ich pozycja w profilu wzbudzała znaczne wątpliwości z sugestią błędnej lokalizacji próbek w skrzynkach wiertniczych (por. Niemczycka, 1983). Podsumowując, wydaje się że przyjęcie dla omawianego zespołu litostratygraficznego przedziału wiekowego od wyższej części poziomu *hypselocyclum* aż do najniższej części kimerydu górnego (do dolnej części poziomu *eudoxus*) jest najbardziej logicznym rozwiązaniem problemu. Można przy tym założyć, że granica dolnego i górnego kimerydu przebiega w wierceniu na ok. 1109 m głębokości, gdzie najprawdopodobniej zaznacza się też poziom nieciągłości stratygraficznej. Powstałe w tym czasie osady reprezentują, silnie zredukowane wskutek rozmyć synsedymentacyjnych, fragmenty dwóch tektoniczno-stratygraficznych sukcesji transgresywno-regresywnych (por. Kutek, 1994a). Sukcesje te są wyraźnie zaznaczone w zapisie płytkowodnej platformy węglanowej Gór Świętokrzyskich:

¹ Utwory te zostały wyróżnione jako ogniwo z Nidzicy w pracy: Wierzbowski, (2025).

pierwsza z sukcesji rozpoczynająca się w późnej dobie *hypselocyclum* wczesnego kimerydu, druga – we wczesnej dobie *eudoxus* późnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2023).

Zespół litostratygraficzny z głęb. 1063,4–1101,8 m, zaliczany przez Dembowską (1962, 1970) do „kimerydu górnego” oraz „bononu dolnego i środkowego” o miąższości 38,4 m, odpowiada formacji VI – łupkowo-marglisto-mułowcowej (formacji pałuckiej). Jest reprezentowany w wierceniu przez mułowce margliste, w części najniższej też łupki ilaste. Utwory te obfitują w amonity, również reprezentowane w badanej kolekcji, pozwalając na szczegółowe opracowanie biostratygraficzne. W części najniższej, na głęb. ok. 1087,0–ok. 1101,8 m, bardzo licznie występują drobne kardioceratidy należące do rodzaju *Nannocardioceras*, rzadko występują inne amonity – fragmentarycznie zachowane formy z rodzaju *Aulacostephanus*, a także napotkano tu pojedynczy okaz perisfinktoidea, który prawdopodobnie może być odniesiony do rodzaju *Discosphinctoides*. Wspomniane utwory reprezentują dolną część t.zw. warstw amoebocerasowych (por. Dembowska, 1965), która może być zaliczona do pogranicza poziomów *eudoxus* i *autissiodorensis* kimerydu górnego (por. Wierzbowski, Wierzbowski, 2019). Młodsze utwory omawianego zespołu, poczynając od głęb. ok. 1085 m, zawierają bardziej zróżnicowany zespół amonitów m.in. z rodzaju *Sarmatisphinctes*, również liczne aspidoceratidy (*Aspidoceras*, *Sutneria*), aulacostefanidy (*Aulacostephanus*), rzadsze kardioceratidy (*Nannocardioceras*) i opelidy, wskazujące na najwyższy górny kimeryd – poziom *autissiodorensis*. Górna granica tego poziomu może być wyznaczona zasięgiem amonitów z rodzaju *Sarmatisphinctes*: niżej *Sarmatisphinctes subborealis* (Kutek et Zeiss) (do głęb. 1069,0 m) oraz wyżej *Sarmatisphinctes fallax* (Ilovaisky) (do głęb. 1066,0 m), a także występowaniem ostatnich przedstawicieli rodzaju *Aulacostephanus* (głęb. 1066,6 oraz 1066,3 m). Interpretacja ta zgodna jest z propozycją podziału poziomu *autissiodorensis* na dwa podpoziomy *subborealis* i *fallax* zaproponowana przez Kutka i Zeissa (1997) oraz uzupełniona przez Rogova (2010).

Najmłodsze utwory omawianego zespołu litostratygraficznego, wykształcone jako mułowce z glaukonitem z wkładkami piaskowca glaukonitowego, pochodzące z głęb. 1063,4–1065,2 m, dostarczyły amonitów (Dembowska, 1962) wskazujących na ich przynależność do dolnego tytonu (w istocie do wydzielanego wówczas „dolnego portlandu”). Według Dembowskiej (1962, por. także 1973) w niższej części tych utworów (1064,5–1065,2 m) miały występować amonity z rodzaju „*Subplanites*”: *Ilovaiskyia klimovi* (Ilovaisky) oraz *I. pseudoscythica* (Ilovaisky), po których (Dembowska, 1962) następowały w części wyżej (1063,4–1064,5 m) amonity *Zaraiskites scythicus* (Vischniakoff). Z danych faunistycznych i litologicznych wynika jednakże, że bezpośrednio poniżej głęb. 1065,2 m występuje 70 cm grubości warstwa osadu (sięgająca zatem głęb. 1065,9 m), zawierająca nagromadzenie detrytusów faunistycznego z amonitami (Dembowska, 1962): w osadach tych zaczynają licznie pojawiać się amonity z rodziny Oppeliidae (najprawdopodobniej z rodzaju *Neochetoceras*) znane w centralnej

Polsce z najniższego tytonu (wołgu), poczynając od amonitowego poziomu *klimovi* (Kutek, Zeiss, 1997). Wspomniany interwał stratygraficzny 1065,2–1065,9/1066,0 m odpowiada zatem najprawdopodobniej najstarszym osadom tytonu rozpoczynającym nowy cykl sedimentacyjny, a granicę pomiędzy kimerydem a tytonem można umiejscowić na głębokości ok. 1066 m. Wiąże się to z wyraźnym impulsem regresywnym rejestrowanym przy granicy kimerydu i tytonu w różnych obszarach Europy, co wyraża się m.in. wyraźną zmianą zespołów amonitów, a także pojawieniem się w centralnych częściach basenów osadów z bogatym nagromadzeniem materii organicznej (por. Wierzbowski, Wierzbowski, 2019). Potwierdzeniem takiej interpretacji jest występowanie w badanym wierceniu już na głęb. 1065,6 m amonita *Ilovaiskyia klimovi* (Ilovaisky) dokumentującego obecność najniższego tytonu – poziomu amonitowego *klimovi*. Pojawienie się wkładek piaskowców można korelować ponadto z ogniwem żnińskim formacji pałuckiej zbudowanym z utworów warstw piaszczysto-oolitowo-wapiennych (por. Dembowska, 1979).

Młodsze amonity w omawianym zespole w wierceniu, napotkane na głęb. 1065,2 m, są reprezentowane przez formy bliskie *Ilovaiskyia pseudoscythica* (Ilovaisky), diagnostycznych dla poziomu *pseudoscythica* dolnego tytonu, oraz zespół drobnych okazów, napotkanych na głęb. 1064,0–1064,8 m, reprezentujących wewnętrzne skrzyty o charakterystycznej gęstej ornamentacji pojedynczych i dwudzielnych żeber o niskim podziale. Właśnie te ostatnie amonity są bliskie *Ilovaiskyia tenuicostata* (Michailov), diagnostycznych dla poziomu *tenuicostata=puschi*, i/lub wczesnych *Zaraiskites* bliskich *Zaraiskites quenstedti* (Rouillier), diagnostycznych dla najniższej części poziomu *scythicus*. Najmłodsze amonity w omawianym zespole, stanowiące jednocześnie najmłodsze amonity górnourajskie w wierceniu, napotkane na głęb. 1063,5–1069,5 m, należą już niewątpliwie do rodzaju *Zaraiskites* i reprezentują najprawdopodobniej gatunek *Zaraiskites scythicus* (Vischniakoff). Gatunek ten występuje w podpoziomie *scythicus*, reprezentującym niższą część poziomu *scythicus* dolnego tytonu, korelowanym także z najniższą częścią „środkowego wołgu” (Kutek, 1994b).

Przedstawiona charakterystyka biostratygraficzna najwyższej części omawianego zespołu litostratygraficznego pokazuje, że jego najmłodsze utwory z głęb. 1063,5–ok. 1066 m wykazują silną kondensację stratygraficzną. Utwory te o miąższości ok. 2,5 m reprezentują przedział chronostratygraficzny odpowiadający znacznej części dolnego tytonu (od poziomu *klimovi* do niższej części poziomu *scythicus*) i charakteryzują się wyjątkowym nagromadzeniem muszli amonitów.

Utwory z głęb. 1049,9–1063,4 m o miąższości 13,5 m są wykształcone w dole jako margle i wapienie gruzłowe z detrytusem fauny (o bardzo słabym uzysku rdzenia, a nawet całkowitym jego braku na głęb. 1053,2–1060,0 m) i są nadścielone wapieniami mułowcowymi z bardzo liczną fauną, zwłaszcza ramienionogów i serpul (1049,9–1053,2 m). Te utwory, zaliczane uprzednio do „środkowego bononu” względnie „środkowego portlandu” (Dembowska, 1962,

1973), w swojej części najwyższej z bogatą fauną ramienionogów były korelowane z tzw. „warstwą ramienionogową”. Utwory reprezentują niższą część formacji VII – wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) (por. Dembowska, 1979), o utrzymujących się wpływach morskich. Utwory te nie dostarczyły w wierceniu amonitów, a ich pozycja chronostratygiczna odpowiada, podobnie jak w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świetokrzyskich w profilu kamieniołomu Owadów–Brzezinki k. Sławna, pograniczu dolnego i górnego tytonu – najwyższej części amonitowego poziomu *scythicus* – najniższej części amonitowego poziomu *virgatus* (por. Matyja, Wierzbowski, 2016).

Najmłodsze utwory górnej jury w wierceniu Nidzica IG 1 stwierdzone na głęb. 1046,7–1049,9 m o miąższości 3,2 m,

Hubert WIERZBOWSKI, Andrzej WIERZBOWSKI

Litostratygrafia utworów jury górnej

Sedymentacja osadów jury górnej profilu wiercenia Nidzica IG 1 i następstwo chronologiczne utworów tego wieku są ściśle związane z generalnym rozwojem basenu sedymentacyjnego jury późnej na Niżu Polskim. Nałożyły się na nie regionalne aspekty środowiska depozycji, związane z umiejscowieniem profilu wiercenia w brzeżnej, południowo-zachodniej strefie wyniesienia mazursko-suwalskiego, przy granicy niecki płockiej. Na zapis facjalno-litologiczny profilu jury górnej w otworze Nidzica IG 1 miało też wpływ bliskie położenie zlokalizowanej bardziej na północ, strefy występowania drobnoklastycznych facji oksfordu i dolnego kimerydu, zaliczanych do formacji VIII mułowcowej (Łyny)². Skutkowało to zwiększoną marglistością osadów oksfordu i dolnego kimerydu. Sedymentacja na obszarze częściowo podniesionej struktury wyniesienia mazursko-suwalskiego zapewne sprzyjała również pojawianiu się kondensacji i luk sedymentacyjnych, charakterystycznych dla przelomu dolnego i górnego kimerydu oraz dolnego tytonu profilu wiercenia Nidzica IG 1.

Profil jury górnej wiercenia Nidzica IG 1 obejmuje przedział głęb. 1046,7–1390,3 m, o miąższości 343,6 m.

Ponad warstwą bulastą górnego keloweju, w przedziale głęb. 1324,0–1390,3 m występują utwory (o miąższości 66,3 m), które należy zaliczyć do formacji gąbkowo-wapiennej (Dembowska, 1979), odpowiadającej w ujęciu facjalnym formacji wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej Polski (Matyja, Wierzbowski, 1994, 2004). Utwory formacji gąbkowo-wapiennej są wykształcone w dolnej części (głęb. 1387,5–1390,3 m) jako cienkie wapienie mułowcowe z glaukonitem przechodzące w margle dolomityczne i wapienisto-dolomityczne (Dembowska, 1962). Pierwotnie były zaliczane do „dywezu” oraz „newizu” i stanowią odpowiednik warstw jasnogórskich znanych z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (por. Różycki, 1953; Matyja, Wierzbowski, 1994, 2004). Utwory margliste dolnej części profilu formacji

są wykształcone jako margle i łupki margliste nieco dolomityczne, nadścielone mułowcami marglistymi z wkładkami dolomitów. Zawierają ubogą faunę serpul i drobnych małżów (w dolnej części) i reprezentują prawdopodobnie fragment wyższej części formacji kcyńskiej, zapewne powstały już w środowisku nie-pełnomorskim. Utwory te mogą odpowiadać przelomowi tytonu i beriasu. Wysoka zawartość dolomitu w najwyższym przedziale mułowcowo-marglistym ($MgCO_3 = 31,6\%$) może wskazywać na obecność skał odpowiadających ogniwiu z Wieńca, gdzie pojawiają się anhydryty i dolomity (anhydryty nie sięgają jednak zasięgiem przestrzennym do regionu Nidzicy; por. Dembowska, 1973).

gąbkowo-wapiennej zawierają igły gąbek, szczątki jeżowców, rostra belemnitów i liczną faunę amonitową. Z uwagi na głębokowodny charakter osadów obecność w nich dolomitu musi być uznana za cechę wtórną. W przedziale głęb. 1389,4–1390,1 m na podstawie fauny amonitów udokumentowano poziom *cordatum* oksfordu dolnego, a wyżej na głęb. 1387,7–1388,2 m amonity poziomu *densiplicatum* oksfordu środkowego (zob. A. Wierzbowski, ten tom – opracowanie biostratygraficzne). Wskazuje to na obecność bardzo silnej kondensacji lub luki stratygraficznej w najniższym oksfordzie (poziom *mariae*) oraz na niewielką miąższość utworów wyższego dolnego oksfordu (poziom *cordatum*). Granica dolnego i środkowego oksfordu powinna zostać, na podstawie powyższych danych, umiejscowiona na głęb. 1388,8 m.

Ponad utworami marglistymi najniższej części formacji gąbkowo-wapiennej, w przedziale głęb. 1324,0–1387,5 m, występują dość miąższe (63,5 m) utwory gąbkowych wapieni i wapieni marglistych. Powyższe utwory są na ogół drobnodetrytyczne, a w dolnej części nieco dolomityczne, zawierają liczne krzemienie, tuberoidy oraz miejscami skorupy małży i ramienionogów. Zwraca uwagę podwyższona marglistość osadów, związana zapewne z umiejscowieniem profilu wiercenia w brzeżnej części strefy występowania wapieni gąbkowych. W przedziale głęb. 1362,0–1368,5 m pojawia się dodatkowo wkładka wapieni piaszczystych, świadcząca o krótkotrwałym dopływie grubszego materiału detrytycznego. Na głęb. 1387,2 m udokumentowano amonity charakterystyczne dla poziomu *plicatilis* oksfordu środkowego, wyżej na głęb. 1360,8–1367,0 m amonity poziomu *transversarium* oksfordu środkowego ((zob. A. Wierzbowski, ten tom – opracowanie biostratygraficzne). Wymienione warstwy reprezentują zatem oksford środkowy, a być może również częściowo oksford górny.

Wyżej występują utwory gąbkowo-koralowcowe z krzemieniami (głęb. 1235,8–1324,0 m) o miąższości 88,2 m, które zaliczane były pierwotnie głównie do rauraku oraz wapienie pelitowe-kredowate i organodetrytyczne z koralowcami, mał-

² Formacja VIII mułowcowa (Łyny) występuje w profilu oksfordu i dolnego kimerydu syneklizy perybałtyckiej i północnej części wyniesienia mazursko-suwalskiego.

żami i ramienionogami (głęb. 1194,2–1235,8 m) o miąższości 41,6 m, pozbawione wkładek oolitów, które pierwotnie były zaliczane do dolnej części piętra astartu (Dembowska, 1962). Odpowiadają one generalnemu wykształceniu facjalnemu utworów formacji koralowcowej (Dembowska, 1970, 1979), która w takim ujęciu, mieściłaby się w interwale głęb. 1194,2–1324,0 m osiągając miąższość 129,8 m. W niższej części tej formacji w profilu wiercenia Nidzica IG 1 występują wapienie i wapienie margliste, a podrzędnie margle detrytyczne, z gąbkami, koralowcami kolonijnymi, ramienionogami, kolcami jeżowców, małżami i krzemieniami, o niewielkim stopniu dolomityczności i z pojedynczymi przeławiczeniami czarnego iłowca. Należy zwrócić uwagę, że ww. seria utworów zawierających koralowce, a jednocześnie gąbki i krzemienie na obszarze niecki płockiej i jej obrzeżenia była zaliczana do najwyższej części formacji gąbkowo-wapiennej (Dembowska, 1979). Podobnego typu utwory, w klasycznych miejscach ich występowania na terenie wyżyn południowopolskich, są jednakże zaliczane do szeroko pojętych formacji koralowcowych, np. formacji wapieni koralowcowych z Bukowej i formacji z Prusicka (Matyja, Wierzbowski, 1994, 2004; Wierzbowski, 2017). Uzasadnia to włączenie zbliżonych facjalnie utworów z profilu wiercenia Nidzica IG 1 do formacji koralowcowej, przy czym samo pojawienie się koralowców wskazuje na znaczne spłylenie środowiska depozycji. Długi przedział współwystępowania gąbek i koralowców w profilu wiercenia Nidzica IG 1 może wiązać się z przejściowym charakterem osadów, których cechy facjalne zbliżają się nieco do obejmujących długi przedział stratygraficzny marglisto-mułowcowych utworów formacji mułowcowej (Łyny) zawierających igły gąbek. Wyższa część formacji koralowcowej profilu wiercenia Nidzica IG 1, pozbawiona gąbek i mieszcząca się w zakresie głęb. 1194,2–1235,8 m, jest zbudowana z wapieni pelitowych, o charakterze wapieni kredowatych oraz wapieni detrytycznych z licznymi koralowcami, fauną ramienionogów i małży oraz igłami jeżowców, miejscami z przeławiczeniami marglistymi i marglisto-ilastymi. W przedziale głęb. 1206,6–1213,2 m pojawiają się przerosty prawie czarnego iłowca marglistego, zawierającego zwęgloną florę. W stropie ww. pakietu pojawiają się również wapienie i margle nieco dolomityczne.

Na głęb. 1260,0 m znaleziono amonita wskazujące na poziom *bimammatum* dolnego kimerydu. Zdaniem A. Wierzbowskiego niżej leżącą wkładkę margli (głęb. 1273,9–1280,4 m) można korelować z grubym pakietem mułowcowo-marglistym najwyższego oksfordu znanym z wiercenia Kcynia IG 4 (ten tom). Wskazywałoby to, że granicę oksford/kimeryd można postawić na głęb. ok. 1270 m. por. Matyja, Wierzbowski, 1998; A. Wierzbowski – opracowanie biostratygraficzne, ten tom). Należy zaznaczyć, że tak przyjęta granica oksfordu i kimerydu zgodna jest z niedawno przyjętym jej wzorcem GSSP (ang. *Global Boundary Stratotype Section and Point*) dla prowincji borealnej (Wierzbowski i in., 2023), który jest umiejscowiony nieco niżej niż wcześniej przyjmowane położenie ww. granicy dla prowincji submedyterańskiej. W wyniku przyjęcia przedmiotowego wzorca GSSP wyższa część dawnego

submedyterańskiego poziomu amonitowego *bimammatum*, tj. poziom *bimammatum* w obecnym ujęciu, po wyłączeniu (pod)poziomu *hypselum*, a także poziomu *planula*, zostały zaliczone do dolnego kimerydu.

Leżące na głęb. 1114,9–1194,2 m utwory, o miąższości 79,3 m, pierwotnie zaliczane do wyższej części astartu, należy przypisać do formacji IV oolitowej (por. Dembowska, 1962, 1970, 1979). Są zbudowana z wapieni oolitowych, oolitowo-onkolitowych, oragnodetrytycznych oraz podrzędnie pelitowych, o charakterze wapieni kredowatych. Miejscami, m.in. w dolnej części ww. utworów, występują margle i wapienie margliste. Wapienie organodetrytyczne zawierają liczne muszle ramienionogów i małży, ślimaki z grupy nerineidów, korale i algi (*Solonepora* sp.). W niższej części przedmiotowego przedziału (głęb. 1155,0–1172,0 m) w skałach występują dość licznie onkoidy, które były opisywane pierwotnie jako pseudoolity (por. Dembowska, 1962). W omawianych utworach nie znaleziono fauny amonitowej, nie ma jednak wątpliwości, że reprezentują one dolnokimerydzki okres maksymalnego obniżenia poziomu morza i rozwoju płytkowodnej platformy węglanowej na Niżu Polskim. Stanowił on najwyższą, wybitnie regresywną część długiej depozycyjnej sekwencji COK (ang. *Callovian-Oxfordian-Kimmeridgian*), nazywanej także megasekwencją I (por. Kutek, 1994; Gutowski i in., 2005). Wspomniane wyżej utwory mogą być korelowane z podobnymi, dobrze datowanymi utworami dolnego kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Wierzbowski, 2020; 2023).

Następny pakiet litologiczny z głęb. 1101,8–1114,9 m, o niewielkiej miąższości 13,1 m, odpowiada formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej (Dembowska, 1970, 1979). Pierwotnie był zaliczany zasadniczo do „kimerydu dolnego” (por. Dembowska, 1962). Jest zbudowany z wapieni oolitowych podbarwionych glaukonitem, z ciemnymi przerostami marglisto-iłowcowymi, mułowców i iłowców marglistych oraz piaskowców wapnistych z licznym detrytusem fauny, głównie małży, przybierających niekiedy formę wkładek muszlowcowych. Przerosty marglisto-ilaste i otoczaki grubszego materiału występują w obrębie rozmyć synsedymencyjnych. Wyraźna powierzchnia rozmycia z otoczkami szarych wapieni występuje na głęb. 1109,0 m. Utwory tego pakietu litologicznego, które były opisywane m.in. z północnej części niecki płockiej, w tym ze struktury Lipna oraz południowej części wyniesienia mazursko-suwałskiego (Dembowska, 1970, 1979; Niemczycka, 1983), reprezentują krótką transgresywno-regresywną sekwencję LUK (ang. *Lower–Upper Kimmeridgian*) nazywaną także megasekwencją II (por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005). W jej trakcie doszło do zatopieniem płytkowodnej platformy węglanowej. Wydarzenie to jest datowane na środkową lub wyższą część poziomu *hypselocyclum* kimerydu dolnego na obszarze wyżyn południowopolskich (Wierzbowski, 2017, 2020). W trakcie sedymentacji młodszych osadów ww. formacji doszło do regresji morskiej, odzwierciedlonej pojawieniem się epizodu zwiększonej dostawy materiału grubookruchowego, datowanej na środkową część poziomu *eudoxus* kimerydu górnego (Kutek, 1994a; Gutowski, 1998;

Wierzbowski, 2023). Wspomniany epizod zakończył ww. sekwencję depozycyjną. Jednakże była proponowana również inna interpretacja, w myśl której wspomniane utwory reprezentują już początek następnej sekwencji transgresywno-regresywnej (Wierzbowski, 2023). Transgresywny charakter osadów może być odpowiedzialny za kondensacje i rozmycia występujące w niższej części dyskutowanego pakietu litologicznego w profilu wiercenia Nidzica IG 1, a obniżenie się poziomu morza za pojawieniem się piaskowców w wyższej jego części. Na podstawie fauny amonitowej występujących w profilach sąsiednich wierceń można datować skały formacji V wapienno-marglisto-muszlowcowej na najwyższą część kimerydu dolnego i niższą część kimerydu górnego (por. A. Wierzbowski – opracowanie biostratygraficzne). Jest to zgodne z datowaniami skał facji marglisto-muszlowcowych w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Wierzbowski, 2023). Granicę kimerydu dolnego i górnego można wyznaczyć w przedziale nieciągłości występującym na głęb. 1109,0 m.

Kolejny zespół litofacjalny z głęb. 1063,4–1101,8 m, o miąższości 38,4 m należy do formacji łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej; por. Dembowska, 1979). Jest zbudowany z mułowców ilastych i marglistych oraz łupków ilastych, miejscami z glaukonitem, zawierających w wyższej części wkładki piaskowca marglistego. Zawiera bogatą fauną amonitów, a miejscami również małże i ramienionogi. Zespół ten był pierwotnie zaliczany do najwyższej części kimerydu górnego, bononu dolnego i najniższej części bononu środkowego (por. Dembowska, 1962, 1979). W jego najniższej części (głęb. 1087,0–1101,8 m) udokumentowano faunę nannocardiocerasów charakterystyczną dla pogranicza poziomu *eudoxus* i *autissiodorensis* kimerydu górnego (por. A. Wierzbowski – opracowanie biostratygraficzne, ten tom). Wyżej (głęb. 1066,0–1085,0 m) występują amonity charakterystyczne dla poziomu *autissiodorensis* kimerydu górnego. Najmłodsze utwory formacji łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) z głęb. 1063,5–1065,9 m dostarczyły amonitów typowych dla kolejnych poziomów amonitowych dolnego tytonu, od poziomu *klimovi* aż do najniższej części poziomu *scythicus* (por. A. Wierzbowski – opracowanie biostratygraficzne, ten tom). Świadczy to o kondensacji stratygraficznej w tym przedziale, która objawia się również występowaniem glaukonitu. Wkładki piaszczyste występujące w dolnej jego części można wiązać z regresją morską w najniższym tytonie. Odpowiadają one zapewne ogniwu

znińskiemu zbudowanemu z warstw piaszczysto-oolitowo-wapiennych z glaukonitem, które jest znane z brzeżnych części basenu Niżu Polskiego (Dembowska, 1979; Marek, 1993). Granicę kimerydu i tytonu można umiejscowić precyzyjnie na głęb. 1066,0 m.

Najmłodszy zespół litofacjalny jury górnej wiercenia Nidzica IG 1, który należy do formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej), występuje na głęb. 1046,7–1063,4 m i posiada miąższość 16,7 m (por. Dembowska, 1979). W dolnej części (do głęb. 1050,6 m) jest złożony z wapieni mułowcowych i detrycznych oraz margli, zawierających liczną faunę małży i ramienionogów. Powyżej (od głęb. 1050,6 m) pojawiają się warstwy marglisto-mułowcowe, zawierające w niższej partii liczne serpule oraz faunę małży i ramienionogów, a w wyższej partii wkładki wapieni dolomitycznych i dolomitów wapnistych oraz zwęgloną florę. Zespół ten był zaliczany pierwotnie do bononu środkowego i górnego (Dembowska, 1962, 1970). Utworu formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) nie dostarczyły amonitów, jednakże wyższe jej części obfitujące w serpule i miejscami ramienionogi należy korelować z tzw. warstwą ramienionogową i serpulitem (Dembowska, 1962, 1973; Bielecka, Szejn, 1966). Podobne utwory z kamieniołomu Owadów-Brzezinki, z południowej części niecki łódzkiej, są datowane na poziom *virgatus*, który wraz z najwyższą częścią poziomu *scythicus*, wg obecnego stanu wiedzy, należy włączyć do tytonu górnego (Matyja, Wierzbowski, 2016; Pszczółkowski, 2016; Błażejowski i in., 2023). Granicę tytonu dolnego i górnego można zatem orientacyjnie postawić na głęb. 1050,6 m. Najwyższa część omawianego zespołu facjalnego zbudowana z łupków marglistych i margli oraz mułowców marglistych z wkładkami dolomitycznymi i zwęgloną florą, zapewne o brakicznym charakterze, leżących na głęb. 1046,7–1049,9 m posiada niewielką miąższość 3,2 m. Pierwotnie te utwory były zaliczane do bononu górnego (Dembowska, 1962) i reprezentują wyższe części formacji VII wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej). Mogą należeć do najwyższego tytonu lub nawet najniższego beriasu, będąc odpowiednikiem wiekowym ogniwa z Wieńca, zbudowanego z anhydrytów i dolomitów z przeławiczeniami wapieni i margli (por. Dembowska, 1979). Ich precyzyjne umiejscowienie w schemacie litostratygraficznym jest jednakże niemożliwe z uwagi na brak danych (mikro)faunistycznych, jak również typowych dla ogniwa z Wieńca skał ewaporatowych, które nie sięgają zasięgiem przestrzennym do rejonu Nidzicy (por. Dembowska, 1973).

Jolanta IWAŃCZUK

STRATYGRAFIA MIKROPALEONTOLOGICZNA UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Jura środkowa

W profilu otworu Nidzica IG 1 utwory jury środkowej występują w interwale 1390,3–1482,5 m, skąd pochodzi 30 próbek analizowanych mikrofaunistycznie (Styk, 1962). Dokumentacja litologiczna (rdzenie, geofizyka) pozwoliła na szczegółowe wydzielenie kolejnych pięter, przy czym zapis

mikrofaunistyczny bywa zróżnicowany w zależności od facji osadowych.

Najmłodsze ogniwo jury środkowej reprezentuje kelowej (głęb. 1390,3–1392,0 m). Występują tu wapienie marglisto-dolomityczne o strukturze bulastej, z glaukonitem, z wkładkami ilów i słabo zachowaną makrofauną belemnitów i małży. Wyżej zalega piaskowiec wapnisty z ooidami

żelazistymi. Mikrofauna jest uboga i fragmentaryczna, pojawiają się jedynie sporadyczne egzemplarze *Epistomina* ex gr. *parastelligera* i *Haplophragmoides*. Granica oparta na mikrofaunie jest trudna do uchwycenia, natomiast makrofauna oraz charakterystyczna litologia pozwalają zdefiniować wiek wspomnianych wyżej utworów na kelowej. Podobne rozbieżności w obserwacjach notowano także w innych otworach Niżu Polskiego (Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Poniżej występują w profilu utwory atonu, które osiągnęły miąższość ok. 80 m i zostały podzielone na trzy części. Baton górny (głęb. 1392,0–1434,5 m) reprezentują piaskowce i mułowce z wkładkami iłowców oraz muszłowców. Mikrofauna, mimo facyjnie klastycznego charakteru, jest stosunkowo dobrze rozwinięta i obejmuje liczniejsze formy bentosowe: *Lenticulina* spp., *Astaculus*, *Spirillina*, *Nodosariidae* oraz *Epistomina* ex gr. *parastelligera*. Utwory batonu środkowego (głęb. 1434,5–1454,0 m) cechują się bardziej piaszczystym charakterem. Zespoły otwornic są tu rzadsze, ale potwierdzają przynależność stratygraficzną, zwłaszcza w ilasto-mułowcowych interwałach. Profil batonu dolnego (głęb. 1454,0–1471,0 m) jest zbudowany z iłów i mułowców z konkretnymi syderytowymi. Pojawia się tu najpełniejszy zespół batoński z licznie reprezentowanymi *Astaculus varians* (Bornemann), *Lenticulina* spp. i form z rodzajów *Epistomina* i *Spirillina*. Mikrofauna batonu jest najlepiej rozwinięta w facjach drobnoziarnistych (Styk, 1982; Smoleń, 2012; Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Najniższe ogniwo jury środkowej należy do bajosu górnego (głęb. 1471,0–1482,5 m). Utwory mają charakter silnie piaszczysty, dominują piaski drobnoziarniste z liczną miką i nielicznymi wkładkami mułowców. Mikrofauna jest tu bardzo uboga, z pojedynczymi okazami *Epistomina* ex gr. *parastelligera*; stąd oznaczenie stratygraficzne ma charakter przybliżony i wymaga wsparcia makrofaunistycznego oraz litologicznego (Bielecka, 1960; Bielecka, Styk, 1981).

Granice pięter wyznaczone na podstawie otwornic są na ogół przesunięte o kilka metrów względem ram makrofaunistycznych, co jest zgodne z obserwacjami z innych otworów Niżu Polskiego (Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Jura górna

W profilu otworu Nidzica IG 1 utwory jury górnej występują w interwale 1046,0–1390,3 m, skąd pobrano 70 próbek do analiz mikrofaunistycznych (Bielecka, 1963). Zapis faunistyczny okazał się bogaty i dobrze zachowany, co pozwoliło na szczegółowe wyróżnienie kolejnych pięter (tab. 9).

Najmłodsze utwory należą do tytonu (1046,0–1069,2 m). Składają się na nie wapienie margliste i margle barwy szarobruno-brązowej, niekiedy laminowane wkładkami ilastymi. Mikrofauna wskazuje jednoznacznie na to piętro dzięki obecności *Lenticulina infravolgensis* (Fursenko), *Nodosaria striatojurensis* (Klähn), *Tristix temirica* Dain, *Lenticulina magna* (Myatlyuk), *Lenticulina vistulae elongata* (Bielecka et Pożarysk) oraz *Varginulina* sp. Występują tu także formy dłu-

gowieczne, m.in. *Lenticulina münsteri* (Roemer), *Spirillina tenuissima* Gümbel, *Astaculus varians* (Bornemann), *Eoguttulina liassica* (Strickland) czy *Epistomina*. Granica dolna tytonu wyznaczona na podstawie mikrofauny leży nieco niżej niż granica ustalona makrofaunistycznie, co jest zgodne z obserwacjami z innych otworów Niżu Polskiego (Bielecka, Styk, 1981; Smoleń, 2012; Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Poniżej stwierdzono utwory kimerydu górnego (głęb. 1069,2–1101,8 m). Są to margle i wapienie margliste jasnoszare z cienkimi wkładkami iłowców. Zespoły otwornic charakteryzują się obecnością *Lenticulina magna* (Myatlyuk), *Astaculus compressiformis* (Paalzw), *Citharina flabellata* (Gümbel) oraz form z rodzajów *Epistomina* i *Paalzwella*. Występowanie *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski wskazuje na lokalne pogłębienia środowiska sedymentacji – jest to gatunek dobrze znany z utworów oksfordu i dolnego kimerydu, często spotykany w facjach głębszych i mniej energicznych (Murray, 1991). Granica dolna tego interwału, określona mikrofaunistycznie, znajduje się wyżej niż granica oparta na amonitach, co podkreśla różnicę w reakcji mikro- i makrofauny na zmiany środowiskowe (Smoleń, Iwańczuk, 2018).

Jeszcze niżej zalegają utwory kimerydu dolnego (głęb. 1101,8–1273,7 m), zbudowane z ciemnoszarych margli i wapieni marglistych, niekiedy z wkładkami iłowców i glaukonitu. Mikrofauna wskazuje na obecność *Nodosaria striatojurensis* (Klähn), *Citharina proxima* (Terquem) i *Lenticulina wiśniowski* (Myatlyuk), a także form długowiecznych: *Vaginulinopsis pasqueta* (Bizon), *Eoguttulina oolithica* (Strickl) oraz *Marginulina costata* Batsch. W stosunku do makrofauny granica dolnego kimerydu, oparta na mikrofaunie, przesunięta jest nieco ku dołowi.

Niższa część profilu należy do oksfordu (głęb. 1273,7–1390,2 m). W części górnej dominują margle i wapienie margliste, natomiast w środkowej wzrasta udział frakcji ilastej. Wśród otwornic pojawiają się *Fronicularia linguifera* Schwager, *Marginulina straticostata* (Batsch), *Sigmomorphina inovroclaviensis* Bielecka et Pożaryski i *Conorbis? polonicus* Bielecka et Pożaryski. Granica górnego oksfordu, ustalona mikrofaunistycznie, wypada nieco wyżej niż makrofaunistyczna. Najniższy fragment profilu (głęb. 1387,5–1390,2 m) należy do oksfordu dolnego, występują w nim ciemnoszare margle z cienkimi wkładkami wapieni. Obecność *Lenticulina quenstedti* (Gümbel), *Textularia jurassica* (Gümbel) czy *Paalzwella feifeli seiboldi* Lutze jednoznacznie potwierdza przynależność tego interwału do dolnego oksfordu (Bielecka, 1960; Smoleń, 2012).

Zestawienie danych wskazuje na ogólnie dobrą zgodność stratygrafii mikrofaunistycznej i makrofaunistycznej, choć granice pięter oparte na otwornicach najczęściej wypadają nieco niżej niż granice oparte na mikrofaunie. Różnice te są charakterystyczne również dla innych profili Niżu Polskiego i wynikają z odmiennej dynamiki rozprzestrzeniania się makro- i mikrofauny (Gradstein i in., 2012; Saraswati, Srinivasan, 2016; Saraswati, 2021).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Nidzica IG 1 utwory kredy występują na głęb. 442,2–1046,7 m i mają miąższość 604,5 m. Interwał od dolnej części turonu aż po spąg kredy dolnej był w pełni rdzeniowany (Marek, 1966). W wyższej części profilu kredy górnej otwór nie był w pełni rdzeniowany, co uniemożliwiło precyzyjne wyznaczenie wszystkich granic pomiędzy poszczególnymi piętrami. Stratygrafia kredy dolnej została ustalona na podstawie opisu makroskopowego rdzeni wiertniczych i pomiarów geofizyki wiertniczej w porównaniu z otworami Gradzanowo 2, 3 i 4 oraz Olszyny IG 1 i Pasłek IG 1. Chronostratyfografię kredy górnej opracowano na podstawie oznaczeń makro- i mikrofauny z wykorzystaniem danych litologicznych i w nawiązaniu do otworów wiertniczych Olszyny IG 1 i Pasłek IG 1 (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1973).

Kreda dolna

Utwory kredy dolnej o miąższości 69,2 m stwierdzono na głęb. 977,5–1046,7 m. Na podstawie danych z sąsiednich otworów wiertniczych oraz ogólnego rozwoju basenu na obszarze pogranicza niecki płockiej i wyniesienia mazursko-suwalskiego, w otworze Nidzica IG 1 wyróżniono formację włocławską (prawdopodobnie dolny hoteryw–górny walanżyn) oraz formację mogileńską (barrem–alb środkowy). Ponad formacją mogileńską leżą utwory transgresywne albu górnego. Utwory kredy dolnej, bezwapienne, były deponowane na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego.

Formację włocławską (walanżyn górny–hoteryw dolny; głęb. 1039,5–1046,7 m; miąższość 7,2 m) reprezentują w dolnej części (5,0 m) łupki ilaste, iłowce i mułowce, miejscami piaszczyste i ze żwirkiem kwarcowym, ciemnoszare i szarobrunatne. Występuje też warstewka syderytu oraz spirytyzowane fragmenty drewna. Powyżej pojawiają się szare piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste (0,9 m), w stropie średnioziarniste ze żwirkiem kwarcowym. Formację włocławską kończą łupki ilasto-piaszczyste (0,3 m) z laminami piaszczystymi i licznym muskowitem.

Formacja mogileńska (alb środkowy–walanżyn górny; głęb. 1005,0–1039,5 m; miąższość 34,5 m) jest zbudowana głównie z kruchych piaskowców i piasków, przeważnie średnio- i gruboziarnistych, w spągu zlepieńcowatych, a w stropie bardzo drobnoziarnistych. W całym profilu jest liczny glaukonit, stąd barwy skał są szare i szarozielonkawe. Miejscami są spotykane laminki ilaste, a na głęb. 1022,5–1025,7 m – warstwa mułowca glaukonitem i laminacją ilastą. Wydaje się, że formacja mogileńska może być tu reprezentowana tylko przez ogniwo kruszwickie (utwory transgresywne albu środkowego). Luka przypuszczalnie obejmuje ogniwa pagórczańskie, goplańskie i prawdopodobnie najniższą część ogniwa kruszwickiego.

Alb górny (głęb. 977,5–1005,0m; miąższość 27,5 m) budują piaski i piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe o zróżnicowanym uziarnieniu od bardzo drobnoziarnistych do różnoziarnistych, miejscami wapieniste. Barwy skał są szare i szarozielone. Występują конкреcje fosforytowe o średnicy do 3 cm. Zawartość węglanu wapnia sięga 32,0%.

Kreda górna

Utwory kredy górnej stwierdzono na głęb. 442,2–977,7 m. Mają one miąższość 535,5 m (fig 36), na mapie miąższości łącznie z albem górnym). Podobnie jak w wielu otworach wyniesienia mazursko-suwalskiego (np. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1974), także tu zaznacza się luka sedimentacyjna (na podstawie profilowań geofizyki wiertniczej) pomiędzy kampanem i mastrychtem. Luka sedimentacyjna obejmuje najprawdopodobniej kampan górny i być może część kampanu dolnego. Pewna redukcja osadów nie jest też wykluczona na pograniczu cenomanu i turonu. Utwory górnej kredy (od turonu po mastrycht) były deponowane na obszarze płytkiego szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego, tylko w cenomanie na płytkim szelfie silikoklastycznym.

Utwory cenomanu występują na głęb. 963,5–977,5 m, osiągając miąższość 14,0 m. Profil cenomanu cechuje kontynuacja piaszczystej sedimentacji albu górnego. Występują tu szarozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe, średnioziarn-

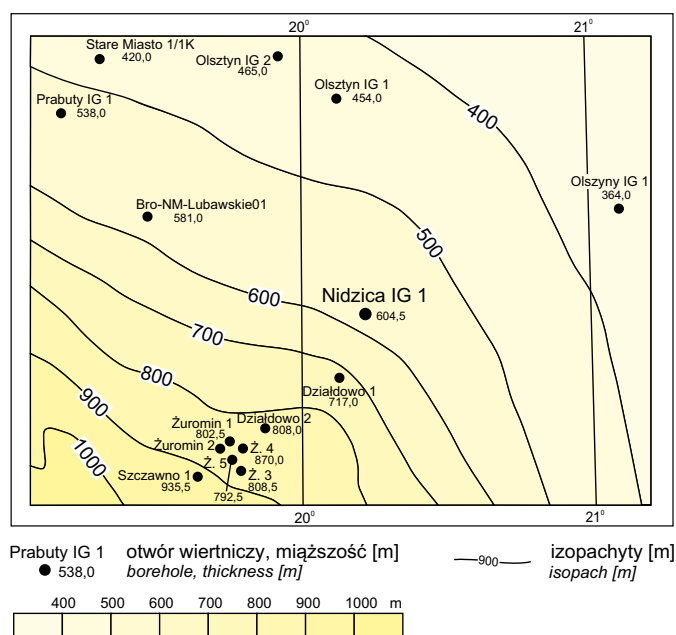


Fig. 36. Mapa miąższości utworów kredy górnej i albu górnego

Thickness map of the Upper Cretaceous with Upper Albian deposits

niste i drobnoziarniste z domieszką ziaren grubszych. Znaleziono w nich kilka okruchów piaskowca silnie sfosforyzowanego, zawierającego 7,4% P_2O_5 , i z niewielką zawartością węgla wapnia. Utwory turonu i koniaku dolnego występują w interwale głęb. 886,0–963,5 m i mają miąższość 77,5 m. W profilu turonu i dolnego koniaku wyróżniają się dwa kompleksy litologiczne. Kompleks dolny (głęb. 925,0–963,5 m) rozpoczynają wapienie margliste, piaszczysto-glaukonitowe z pojedynczymi konkrekcjami fosforytów. Powyżej występują wapienie margliste, organodetrytyczne (0,5 m) z licznym glaukonitem i pojedynczymi konkrekcjami fosforytów. Nad nim zalegają jasnoszare wapienie z nieregularnymi laminami margli zielonawo-szarych. Kompleks górny (głęb. 886,0–925,0 m) jest reprezentowany przez wapienie z krzemieniami, o wysokiej zawartości $CaCO_3$. Występują tu nieregularne, faliste laminki i warstewki margli ciemnoszarych z odcieniem jasnozielonym.

W koniaku górnym (głęb. 836,5–886,0 m; miąższość 49,5 m) wystąpiła kontynuacja sedymentacji wapieni z krzemieniami. Utwory mają przeważnie barwę białą. Miejscami występują laminki margli ciemnoszarych z odcieniem oliwkowym. Węglanowość tych skał nadal jest wysoka, przekraczając 90% $CaCO_3$. Górna granica koniaku przyjęta jest umownie w korelacji z otworem Olszyny IG 1, w odcinku nierzedzeniowanym, w stropie kompleksu wapieni z krzemieniami.

Profil santonu (głęb. 773,0–836,5 m; miąższość 63,5 m) jest reprezentowany przez opoki ciemnoszare, zwarte i twarde, miejscami ilaste. W utworach tych nie stwierdzono obecności mikro- i makrofauny. Obie granice, dolna i górna są łą-

two identyfikowalne na krzywych profilowań geofizycznych i dobrze korelują się również w sąsiednich otworach wiertniczych.

Sukcesja kampanu dolnego (głęb. 720,0–773,0 m; miąższość 53,0 m) jest zbudowana z wapieni marglistych szarych z bardzo licznymi czertami. Pojawiają się też warstewki i laminy margli ciemnoszarych, dość miękkich, o pokroju płytkowym. Na podstawie oznaczeń faunistycznych oraz regionalnego rozwoju paleogeograficznego tego obszaru, w korelacji między otworami, wynika, że istnieje tu luka sedymentacyjna obejmująca wyższą część kampanu dolnego oraz cały kampan górny.

Profil mastrychtu (głęb. 442,2–720,0; miąższość 277,8 m) w otworze Nidzica IG 1 podzielono na oba jego podpiętra – mastrycht dolny i górny na podstawie występowania mikroskamieniałości otwornic. Profil mastrycht dolnego (głęb. 515,0–720,0 m; miąższość 205,0 m) charakteryzuje się występowaniem 2 rodzajów skał: w części dolnej profilu szarych i ciemnoszarych opok, miejscami marglistych, o miąższości 181 m, oraz w części górnej – szarych margli z wkładkami wapieni marglistych o miąższości 24 m. Profil mastrychtu górnego (głęb. 442,2–515,0 m; miąższość 72,8 m) reprezentują dwa kompleksy skalne, oba zbudowane z wapieni marglistych. W kompleksie dolnym (57,5 m miąższości) wapienie mają nieco większą zawartość węgla wapnia, a w stropowej partii wykazują nieznaczne zapiaszczenie. Kompleks górny (miąższości 15,3 m) zaczyna się warstewką marglu, powyżej której zalegają wapienie margliste miejscami przechodzące w margle, generalnie o nieco większej zawartości $CaCO_3$ niż w kompleksie dolnym.

Anna WAŚKOWSKA

WYNIKI BADAŃ BIOSTRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW KREDY GÓRNEJ

Biostratygrafia utworów kredy górnej otworu Nidzica IG 1 bazuje na analizach otwornic pochodzących z próbek szlamowanych o frakcji materiału większej niż 65 μm . Powstała w wyniku rewizji materiałów archiwalnych, na które składały się kolekcja mikroskamieniałości zdeponowana w Archiwum Mikropaleontologicznym PIB-PIG oraz ekspertyzy mikropaleontologiczne wykonane przez Gawor-Biedową (1961a, b) oraz Witwicką (1961). Badanie objęło odcinek z głęb. 421,5–1046,7 m. W tym interwale zostały rozpoznane zespoły otwornic górnej kredy, od cenomanu do mastrychtu, oraz dolnego paleocenu. Zasięgi występowania wybranych gatunków otwornic przedstawiono na figurze 37.

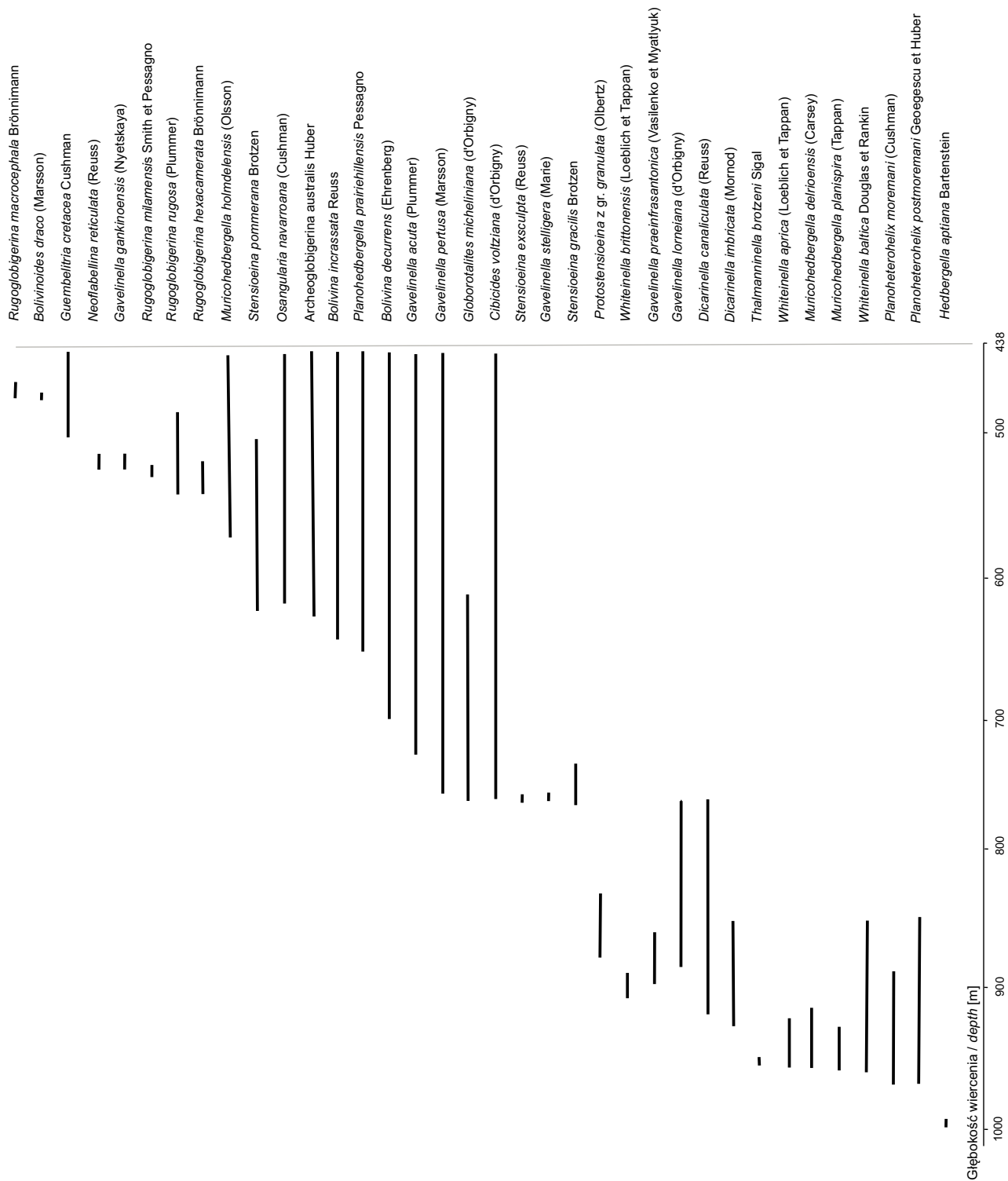
W próbkach z interwału głęb. 996,2–1046,7 m nie stwierdzono mikroskamieniałości otwornic. Pierwsze okazy zostały zaobserwowane na głęb. 996,0 m, były reprezentowane przez słabo zachowane *Hedbergella*, w obrębie których występują znane od barremu *Hedbergella aptiana* Bartenstein (Banner i in., 1993) oraz *Planoheterohelix* sp. pojawiające się w zapisie kopalnym od cenomanu. W miarę ciągły zapis paleontologiczny występuje od głęb. 963 m, w próbce z tego poziomu rozpoznano powszechne w cenomanie *Hedbergella occulta* Longoria oraz *Planoheterohelix moremani*

(Cushman). Zespoły wieku cenomańskiego zostały stwierdzone w interwale głęb. 957,0–962,0 m, w ich obrębie zidentyfikowany został gatunek cenomański *Thalmaninella brotzeni* Sigal (Robaszynski, Caron, 1979). Współwystępuje on z szeregiem form planktonicznych, z pierwszymi pojawieniami w cenomanie, m.in. *Whiteinella aprica* (Loeblich et Tappan), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Planoheterohelix moremani* (Cushman), *Planoheterohelix postmoremani* Georgescu et Huber, *Dicarinella imbricata* (Mornod) (Robaszynski, Caron, 1979; BouDagher-Fadel, 2015; Huber i in., 2017; Peryt i in., 2022) oraz powszechnymi w cenomanie *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner) oraz *Muricohedbergella planispira* (Tappan) (Falzoni i in., 2016; Gawor-Biedowa i in., 1984). Wśród otwornic bentosowych występowały formy pospolite w cenomanie, m.in., *Gavelinella brotzeni* (Gandolfi), *Gavelinella (Berthelina) berthelini* (Keller), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) (Gawor-Biedowa, 1972; Gawor-Biedowa i in., 1984).

Granica pomiędzy cenomanem a turonem przebiega w interwale głęb. 907,0–937,0 m. W zespołach otwornico-

Fig. 37. Rozkład wybranych gatunków otwornic w obrębie górnokredowej części profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1

Distribution of selected foraminifera species in the Upper Cretaceous part of the section Nidzica IG 1 borehole



Głębokość wiercenia / depth [m]

wych występują formy o dłuższych zasięgach stratygraficznych, które nie dają podstawy precyzyjnego wskazania tej granicy. W ich obrębie zidentyfikowano *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey), *Cibicoides gorbenkoi* Akimets, *Gavelinella* (Berthelina) *belorussica* (Akimets), *Gavelinella* (Berthelina) *lodziensis* Gawor-Biedowa, które są notowane do dolnego turonu (Gawor-Biedowa, 1972; Gawor-Biedowa i in., 1984), co wskazuje, że analizowany interwał nie jest młodszy niż dolny turon.

W bezpośrednio nadległej części otworu, w interwale głęb. 895,0–903,0 m występują dolnoturonskie zespoły otwornic, które składają się głównie z form planktonicznych. W ich obrębie została rozpoznana wskaźnikowa dla dolnego turonu *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan) oraz dla interwału turonskiego *Praeglobotruncana algeriana* (Caron) (Falzoni i in., 2016; Huber i in., 2017). Towarzyszy im szereg form pojawiających się w zapisie paleontologicznym w dolnym turonie tj. *Praeglobotruncana hilalensis* Barr, *Muricohedbergella crassa* (Bolli), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Praeglobotruncana pseudoalgeriana* Falzoni et al. oraz występująca do końca turonu *Whiteinella aprica* (Loeblich et Tappan) (Falzoni i in., 2016; Gawor-Biedowa, 1972). Wśród nielicznych otwornic bentosowych występują *Gavelinella praeinfrasantonica* (Vasilenko et Myatlyuk), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *Gavelinella lorneiana* (d'Orbigny), *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny).

Na głęb. 871,0 m występuje zespół otwornic wieku koniackiego, próbki z głęb. 891,0 oraz 786,0 m zawierają gatunki o dłuższych zasięgach stratygraficznych, obejmujących turon–santon. Zatem wskazanie granicy pomiędzy turonem a koniakiem na podstawie otwornic nie powiodło się. W zespole z głęb. 871,0 m rozpoznane zostały *Dicarinella canaliculata* (Reuss) oraz *Dicarinella imbricata* (Mornod), które współwystępują ze sobą w obrębie profilu koniaku (<https://www.mikrotax.org/pforams>). Stwierdzono też obecność, pojawiającej się w zapisie kopalnym od koniaku, *Stensioeina exsculpta* (Reuss) oraz *Gavelinella lorneiana* (d'Orbigny). Wymienionym wcześniej gatunkom towarzyszy charakterystyczna dla dolnego i środkowego koniaku *Protostensioeina* ex. gr. *granulata* (Olbertz) (Dubicka, Peryt, 2014; Gawor-Biedowa, 1980). *Protostensioeina* ex. gr. *granulata* (Olbertz) występuje do głęb. 861,0 m, wraz z nią pojawiają się, zanikające po dolnym koniak, gatunki *Gavelinella praeinfrasantonica* (Vasilenko et Mjatliuk) oraz *Gavelinella ammonoides* (Reuss) (Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk i in., 2016). Zespoły z otwornicami wieku koniackiego występują do głęb. 838,0 m, obok wspomnianych *Dicarinella*, *Stensioeina* i *Gavelinella* występują w nich okazy *Protostensioeina* div. sp., które są powszechne w koniak oraz znana od koniaku *Marginotruncana coronata* (Bolli) wraz z szeregiem form zanikających z końcem koniaku, tj. *Planoheterohelix praenuttalli* Haynes, *Claviohedbergella simplex* (Morrow) oraz *Whiteinella paradubia* (Sigal) (Haynes i in., 2015; Falzoni, Petrizzo, 2020). Towarzyszą im inne powszechne w koniak gatunki, m.in. *Archaeoglobigerina cretacea*

(d'Orbigny), *Laeviella bollii* (Pessagno), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Marginotruncana caronae* Peryt, *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Planoheterohelix postmoremani* Georgescu et Huber, *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin (Gawor-Biedowa, 1980; Gawor-Biedowa i in., 1984).

Opróbowany nadległy interwał z głęb. 764,0–816,0 m zawierał słabo zachowane, ubogie w otwornice, zespoły skamieniałości, w których dominowały ośrodki radiolarii oraz igły gąbek. W obrębie nielicznych otwornic występowały formy długowieczne, wśród których są obecne *Dicarinella* znane z zapisu paleontologicznego do końca santonu (<https://www.mikrotax.org/pforams>). Zespół otwornic wieku górno-santonńskiego został stwierdzony na głęb. 760,5 m, w jego obrębie znajdują się bentosowe gatunki *Stensioeina exsculpta* (Reuss) oraz *Stensioeina gracilis* Brotzen, które współwystępują tylko w santonie górnym, wraz z pojawiającymi się w środkowym santonie *Gavelinella lorneiana* (d'Orbigny) i *Gavelinella pertusa* (Marsson) oraz w górnym santonie *Gavelinella stelligera* (Marie) (Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk i in., 2016). W obrębie otwornic planktonicznych zidentyfikowano *Planoheterohelix* div. sp., oraz zanikające z końcem santonu *Dicarinella canaliculata* (Reuss).

Od głęb. 764,0 m występują zespoły otwornic wieku dolnokampańskiego, w obrębie których znajduje się marker dla tego interwału wiekowego *Bolivinoidea granulatus* Hofker (Dubicka, Peryt, 2016) oraz trwające do dolnego kampanu *Stensioeina gracilis* Brotzen i do środkowego kampanu *Globorotalites micheliniana* (d'Orbigny), *Stensioeina pommerana* Brotzen (Walaszczyk i in., 2016; Dubicka, Peryt, 2014; Gawor-Biedowa, 1992; Gawor-Biedowa i in., 1984). Jest również obecny gatunek *Cibicides voltziana* (d'Orbigny), który po raz pierwszy pojawia się w dolnym kampanie oraz powszechnie występująca *Gavelinella pertusa* (Marsson). Otwornice planktoniczne pojawiają się rzadko i nie mają znaczenia w diagnostyce stratygraficznej. Zespoły kampańskie odnotowane zostały do głęb. 737,0 m.

Na głęb. 730,0 m zmienia się struktura zespołu mikroskamieniałości, zaznaczająca się w spadku liczebności, różnorodności taksonomicznej oraz wielkości otwornic. Pojawiają się formy górnokampańsko-masytrychtstkie, tj. *Gavelinella acuta* (Plummer), *Osangularia navarroana* (Cushman), *Bolivina decurrens* (Ehrenberg), *Bolivina incrassata* Reuss, *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), *Muricohedbergella holmdelensis* (Olsson), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) (Gawor-Biedowa, 1992; Gawor-Biedowa i in., 1984; Huber, Leckie, 2011; Walaszczyk i in., 2016; Huber i in., 2022; Peryt i in., 2022), którym towarzyszą powszechnie występujące w tym interwale *Cibicides voltziana* (d'Orbigny), *Cibicoides bembix* (Marsson), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Bulimina* div. sp. W próbce pochodzącej z głęb. 627,0 m rozpoznano gatunek *Stensioeina pommerana* Brotzen, który na Niżu Polskim występuje do dolnego masytrychtu (Walaszczyk i in., 2016). Wspomniany wcześniej gatunek jest wskaźnikiem tego, że w tym interwale głębokości wiek utworów nie przekracza dolnego masytrychtu. Wskaźniki taksonomiczne dla górnego masytrychtu pojawiają

się począwszy od próbek pochodzących z głęb. 531,0 m, są to *Gavelinella gankinoensis* (Nyetskaya) oraz *Bolivinoidea draco* (Marsson), *Bolivinoidea gigantea* Hiltermann et Koch (Gawor-Biedowa, 1992; Gawor-Biedowa i in., 1984; Peryt, Dubicka, 2015; Dubicka, Peryt, 2016; Walaszczyk i in., 2016;), ponadto nieregularnie pojawia się mastrychcki gatunek *Neoflabellina reticulata* (Reuss). W obrębie otwornic planktonicznych obok powszechnych *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Laeviheterohelix glabrans* (Cushman), *Planoheterohelix reussi* (Cushman), *Muricohedbergella holmdelensis* (Olsson), *Planohedbergella aspera* (Ehrenberg), *Planoheterohelix planata* (Cushman), *Planohedber-*

gella prairiehillensis Pessagno, występują *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, *Rugoglobigerina milamensis* Smith et Pessagno, *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Guembelitra cretacea* Cushman. Od głęb. 458,0 m pojawiają się w zespołach otwornicowych nieregularnie *Gavelinella danica* (Brotzen), *Praebulimina parvula* (Brotzen), *Cibicides pinguis* (Jennings), *Falsoplanulina ekblomi* (Brotzen), *Cibicides ventratumidus* Mjatluk, *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), formy znane głównie z paleocenu, z pierwszymi nielicznymi wystąpieniami w najwyższej kredzie.

Aleksandra KOZŁOWSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW KREDY

Wstęp

Utwory kredy (dolnej i górnej) występują na głęb. 442,2–1046,7 m (604,5) (fig. 38); leżą na osadach jury górnej, a są przykryte osadami paleogenu i czwartorzędu. Reprezentują piaski i piaskowce glaukonitowe, wapienie piaszczyste, glaukonitowe, wapienie margliste i margle oraz opoki. Opracowanie petrograficzne oparto na badaniu 75 płytek cienkich przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 Pol firmy Nikon oraz na wynikach badań Harapińskiej-Depciuch (1962) zamieszczonych w opracowaniu archiwalnym. Opracowanie to zawiera opis petrograficzny wyróżnionych typów skał oraz dane z ok. 40 analiz części nierozpuszczalnych, 18 analiz granulometrycznych i 9 analiz minerałów ciężkich (tab. 10, 11). Badania chemiczne obejmowały oznaczenie części nierozpuszczalnych w skałach węglanowych. Minerale występujące w częściach nierozpuszczalnych zostały opisane pod lupą i splanimetrowane licząc do 500 ziarn (tab. 12, 13).

Opis petrograficzny

Głębokość 963,5–1036,0 m

Piaski glaukonitowe z wkładką piaskowca glaukonitowego

Z piasków glaukonitowych wykonano analizy granulometryczne (fig. 38, krzywe I). Ponadto wydzielono minerały ciężkie (tab. 10) i wyliczono ich zawartość procentową (tab. 11).

Piaskowiec glaukonitowy występuje w postaci wkładki w obrębie piasków glaukonitowych. Charakteryzuje się strukturą od drobną do gruboziarnistą i teksturą bezładną. Ziarna kwarcu o najczęstszej średnicy 0,2–0,6 mm i 0,06–0,1 mm, sporadycznie 1,0–2,0 mm, są półobtoczone i ostrokrawędziste. W bardzo dużej ilości występuje glaukonit barwy jasnozielonej o budowie agregatowej, rzadziej tworzy ziarna krystalicznie jednorodne o pleochroizmie od jasnozielonego lub żółtozielonego do zielonego. Wielkość ziarn glaukonitu waha się w granicach 0,1–0,4 mm. Ponadto w skale obserwowano skalenie potasowe – mikroklin o dość

Tabela 10

Zawartość minerałów ciężkich (%)

Heavy mineral content (%)

Głęb. Depth [m]	Minerały Minerals							
	cyrkon zircon	dysten disten	epidot epidote	granaty garnet	minerały nieprzezroczyste opaque minerals	rutyl rutile	staurolit staurolite	turmalin tourmaline
1036,0	1,6	9,8	2,6	73,6	0,9	0,9	5,8	3,1
1028,0	2,5	9,4	1,8	3,4	73,0	1,8	4,6	3,5
1022,0	2,3	2,4	0,9	3,7	80,6	2,4	4,8	1,9
1009,0	10,3	4,4	0,0	7,3	75,8	1,6	1,1	0,5
995,0	3,0	1,0	0,0	11,4	80,0	1,4	2,4	0,8
989,0	18,6	3,2	0,5	5,1	70,3	1,1	1,0	0,6
975,0	10,4	0,9	0,0	5,5	81,0	1,0	0,9	0,8
970,5	10,0	0,6	0,0	4,6	80,4	0,6	1,5	2,3
963,7	9,0	0,5	0,0	5,0	81,0	0,8	1,8	1,9

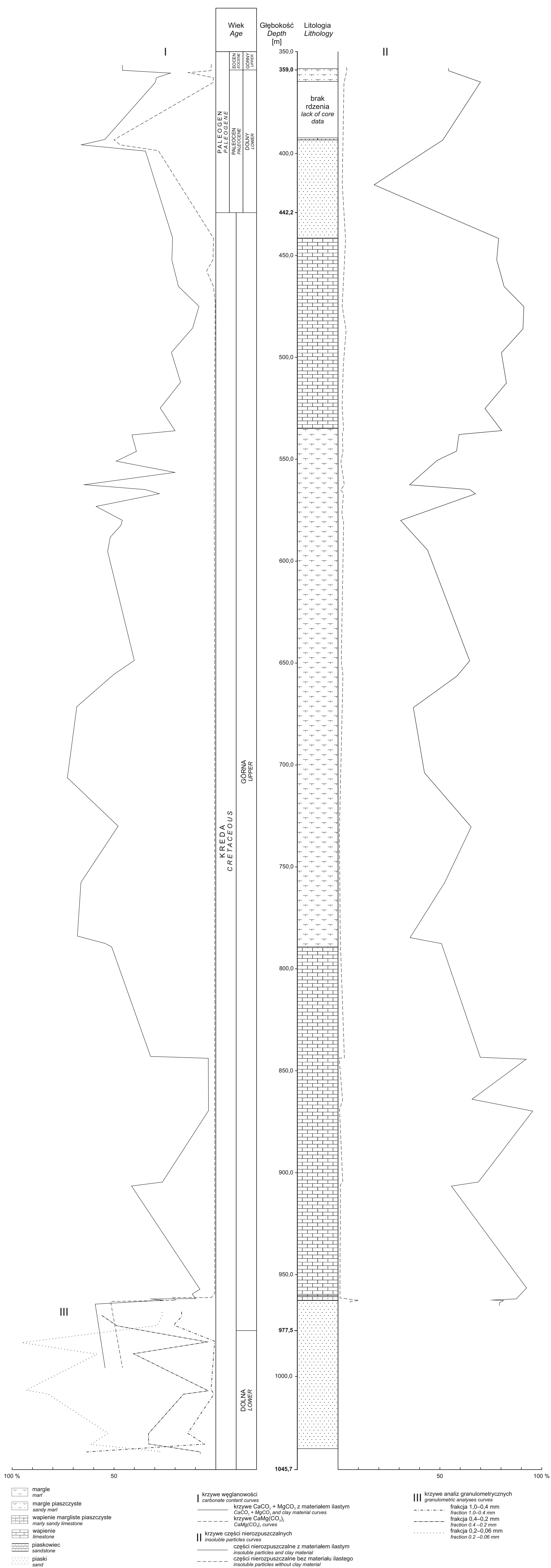


Fig. 38. Profil litologiczno-petrograficzny utworów kredy i paleogenu (Harapińska-Depciuch, 1962), zmodyfikowany
Lithological and petrographic profile of the Cretaceous and Paleogene sediments Harapińska-Depciuch, 1962), modified

Tabela 11

Charakterystyka minerałów ciężkich

Characteristics of heavy minerals

Minerał Mineral	Opis minerału Mineral description
cyrkon	jasnoróżowy, ziarna na ogół dobrze obtoczone, rzadziej o pokroju krótkich, automorficznych, lekko obtoczonych słupków; sporadycznie ziarna silnie wydłużone
dysten	bezbarny lub niebieskawy, o pleochroizmie od bezbarwnego do niebieskawego; często zawierają czarne wrostki ułożone bezładnie; ziarna o pokroju słupków z wyraźną łupliwością
epidot	oliwkowożółty charakteryzujący się subnormalnymi barwami interferencyjnymi; ziarna o nieregularnych kształtach, o słabo zaznaczonej łupliwości
granaty	jasnoróżowe, ziarna nieobtroczone o nieregularnych kształtach
minerały nieprzezroczyste	czarne, doskonale obtoczone o gładkiej powierzchni, niemagnetyczne
rutyl	brunatnoczerwony, ziarna owalne o gładkiej i szklistej powierzchni
staurolit	pomarańczowy, często zawiera czarne, nieuporządkowane wrostki, wykazujący pleochroizm od jasnobrunatnego do brunatnego, ziarna słabiej obtoczone w porównaniu z innymi minerałami, o nierównej powierzchni
turmalin	brunatny o pleochroizmie od jasnobrunatnego do brunatnego, posiada liczne wrostki minerałów nieprzezroczystych, ziarna kuliste lub owalne, dobrze obtoczone, rzadziej ziarna o pokroju słupków z zaokrąglonymi narożami

Tabela 12

Zawartość minerałów z części nierozpuszczalnych (%)

Mineral content of undissolved parts (%)

Głęb. Depth [m]	Minerały Minerals					
	kwarc quartz	glaukonit glauconite	piryt pyrite	tlenki Fe Fe oxides	muskowit muscovite	skalenie feldspar
442,4	59,9	32,6	0,0	2,8	4,7	0,0
458,4	67,4	21,0	0,0	7,6	4,0	0,0
466,0	67,5	20,0	0,0	3,7	8,8	0,0
488,0	92,5	4,8	0,4	2,3	0,0	0,0
525,0	91,8	5,6	1,8	0,8	0,0	0,0
537,7	95,0	0,8	3,2	1,0	0,0	0,0
562,6	94,8	2,8	1,4	1,0	0,0	0,0
564,8	97,5	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0
567,3	96,9	0,9	1,0	1,2	0,0	0,0
572,8	93,8	0,8	2,8	1,6	1,0	0,0
580,3	88,4	7,4	2,8	0,0	1,4	0,0
582,3	93,4	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0
587,4	80,5	6,3	1,4	1,8	0,0	0,0
648,4	73,2	19,6	2,4	2,4	2,4	0,0
671,6	85,3	6,4	1,8	1,2	5,3	0,0
706,4	81,4	6,9	2,3	4,7	4,7	0,0
784,6	68,3	7,4	7,4	8,2	8,7	0,0
788,0	40,9	19,8	5,6	5,9	27,8	0,0
790,0	56,9	18,9	12,1	3,5	8,6	0,0
870,3	96,3	2,7	1,0	0,0	0,0	0,0
957,2	97,3	1,5	1,2	0,0	0,0	0,0
959,8	98,5	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0
962,2	79,7	19,3	0,0	1,0	0,0	0,0
962,7	79,8	0,0	0,0	1,2	0,0	0,5
963,0	88,3	7,2	0,0	3,5	0,0	1,0
963,5	87,4	7,8	0,0	3,5	0,0	1,3
996,0–1002,0	87,5	7,3	0,0	1,9	3,3	0,0

Tabela 13

Charakterystyka minerałów z części nierozpuszczalnych
 Characteristics of minerals from undissolved parts

Minerał Mineral	Opis minerału Mineral description
kwarc	ziarna słabo obtoczone, bezbarwne i szkliste lub matowe i białe, rzadziej żółtawe, niejednokrotnie z czarnymi wrostkami
glaukonit	barwy trawiastzielonej, rzadziej jasno zielony, o budowie agregatowej w formie owalnych ziarn lub o formach nerkowatych
piryt	mosiężnozłoty lub ziemisty o budowie agregatowej, występuje również jako impregnacja spikul gąbek lub skorupki otwornic
tlenki Fe	ziarna czarne, nieprzeświecające, niemagnetyczne, dobrze obtoczone o gładkiej i błyszczącej powierzchni
muskowit	białe lub żółtawe blaszki silnie błyszczące, niekiedy tworzące dość grube pakieciki
skalenie	ziarna jasnoróżowe o nierównej, cukrowatej powierzchni

wyraźnie zaznaczonej siatce (zbliżeniach) mikroklino-
wej. W niewielkiej ilości występują konkretne fosforytowe
o średnicy ok. 0,2 mm. Spoiwo piaskowca buduje cement
kalcytowy.

Głębokość 962,2–963,5 m (4 próbki)

Wapień marglisty, piaszczysto-glaukonitowy barwy bia-
łoszarej z nielicznymi konkretnymi fosforytowymi o mak-
symalnej średnicy ok. 1,5 cm (fig. 39 A, B). Są to wapienie
organodetrytyczne o teksturze bezładnej. Głównym skład-
nikiem skały są fragmenty bioklastów, szczególnie skorup
małży (inoceramów) oraz w niewielkiej ilości otwornic, któ-
re stanowią ok. 60% skały. Miejscami są widoczne w nich
efekty procesu silifikacji. W znacznej ilości występują rów-
nież kwarc detrytyczny i glaukonit. Ziarna kwarcu, o prze-
ciętnej wielkości 0,4–1,0 mm i 0,08–0,2 mm, są najczęściej
dobrze obtoczone. W dolnej części profilu zawartość kwarcu
jest wyższa w porównaniu z górną częścią. Glaukonit
o budowie agregatowej i barwie trawiastzielonej, rzadziej
zielonożółtej jest częściowo przeobrażony. Sporadycznie
obserwowano skalenie potasowe – mikroklin. Ponadto
w niewielkiej ilości występują konkretne fosforytowe o śred-
nicy ok. 0,15–0,2 mm. Składniki ziarniste są spojone spary-
tem i mikrytem kalcytowym. Według klasyfikacji Dunhama
(nieco zmieniona) (Jaworowski, 1987) wapienie reprezen-
tują pakstony i greinstony. Wapienie zawierają 77,0–88,0%
CaCO₃ i 2,5% P₂O₅.

Głębokość 790,0–962,2 m (9 próbek)

Wapienie zbite barwy białej

Reprezentują wapienie organodetrytyczne, o teksturze
bezładnej (fig. 39C, D). Głównym składnikiem skały jest
mikryt i mikrospar kalcytowy, w którym tkwią fragmen-
ty bioklastów – otwornic i małży (inoceramów) (fig. 39C).
Bioklasty stanowią ok. 30–40% skały. Miejscami są w nich
widoczne efekty procesu silifikacji w postaci chalcedonu
(fig. 39D). W niewielkiej ilości występują ziarna kwarcu
o przeciętnej wielkości 0,06–0,15 mm oraz glaukonit. Wa-
pienie zawierają 95,0–99,0% CaCO₃.

W wapieniach występują wkładki wapienia margliste-
go/margla ciemnoszarego z drobnymi skupieniami pirytu.
Skała charakteryzuje się teksturą lekko kierunkową podkre-

ślona ułożeniem blaszek minerałów ilastych, łyszczyków
oraz fragmentów bioklastów. W marglistym, szarym tle
skalnym zbudowanym z mikrytu kalcytowego i substancji
ilastej występują kalcytowe fragmenty skorupki otwornic
oraz w mniejszej ilości łyszczyków. Ponadto obserwowano
nieliczny glaukonit i fosforany. Piryty tworzą drobne skupie-
nia lub impregnuje skorupki otwornic. Według klasyfikacji
Dunhama (1962; zmienione w: Jaworowski, 1987) wapienie
reprezentują wakstony.

Głębokość 536,0–790,0 m (41 próbek)

Margle z wkładką wapienia

Margle (fig. 39 E, F) charakteryzuje się teksturą bezładną
lub lekko kierunkową podkreślona ułożeniem blaszek mi-
nerałów ilastych, łyszczyków oraz fragmentów bioklastów
i materii organicznej. W szarobrunatnym tle skalnym zbu-
dowanym z mikrytu kalcytowego i substancji ilastej tkwią
fragmenty bioklastów, których zawartość w tle skalnym
wynosi przeciętnie ok. 20%. Wśród bioklastów fragmenty
skorupki otwornic zdecydowanie przeważają nad fragmen-
tami muszli małży czy szkieletu szkarłupni. Ponadto wystę-
pują ziarna kwarcu, najczęściej nieobtroczone, o przeciętnej
wielkości 0,04–0,08 mm oraz agregatowe lub krystalicznie
jednorodne ziarna zielonego glaukonitu. W niedużej ilości
obserwowano drobne blaszki muskowitu, fosforany oraz pi-
ryt tworzący skupienia lub impregnujący skorupki otwornic.

Na głęb. 759,9 m występuje wapień o teksturze bezład-
nej. W mikrytowej, kalcytowej masie skalnej tkwią drobne,
pokruszone skorupki otwornic oraz skrzemionkowane
(chalcedon) spikule gąbek oraz nieliczny piryty. Na głęb.
730,0, 735,6 i 758,0 m występuje wapień ilasty (marglisty)
– skała wyglądająca podobnie do wapienia, która zawiera
substancję ilastą.

Głębokość 442,2–536,0 m (21 próbek)

Wapienie białe, twarde

Reprezentują wapienie organodetrytyczne (fig. 39G, H)
o teksturze bezładnej i lekko kierunkowej, podkreślonej uło-
żeniem skorupki bioklastów m.in. skorupki małży. Głównym
składnikiem skały jest mikryt kalcytowy, prawdopodobnie
z niewielką domieszką substancji ilastej, w którym tkwią
fragmenty muszli bioklastów (otwornic, małży) oraz krze-

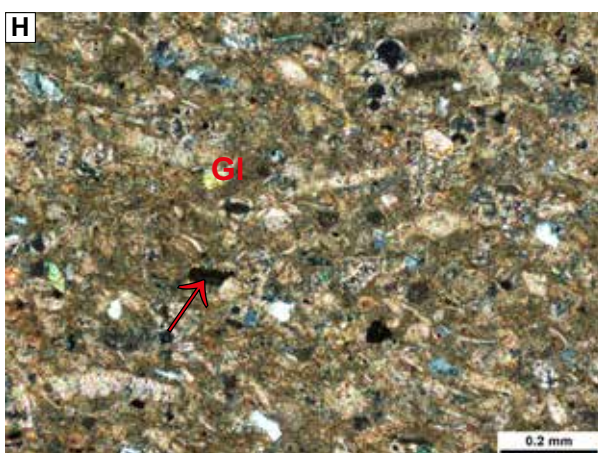
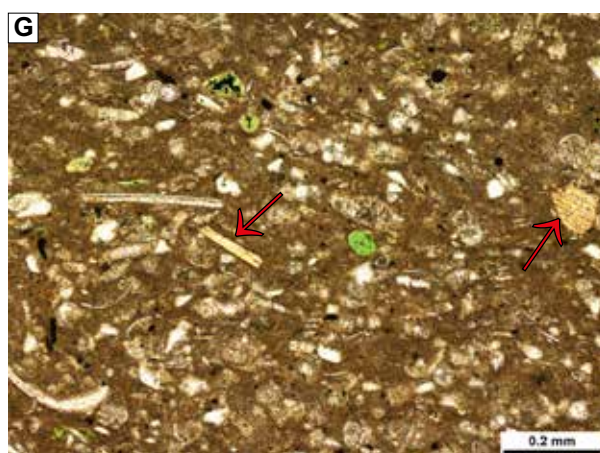
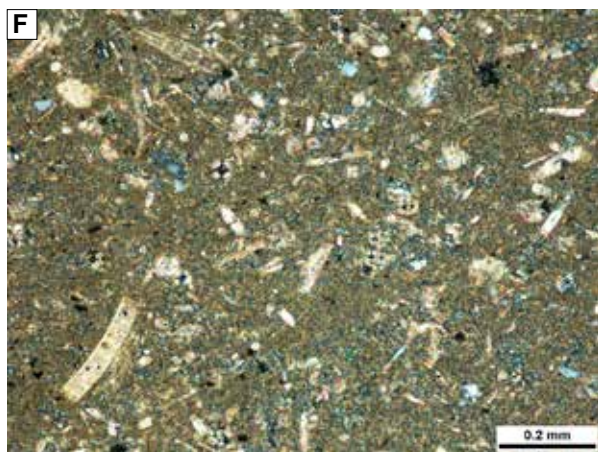
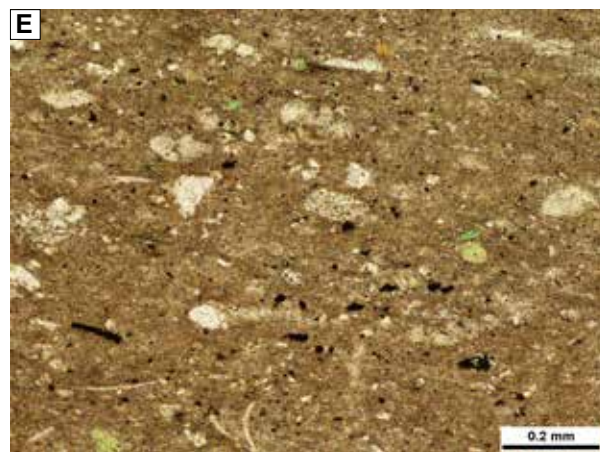
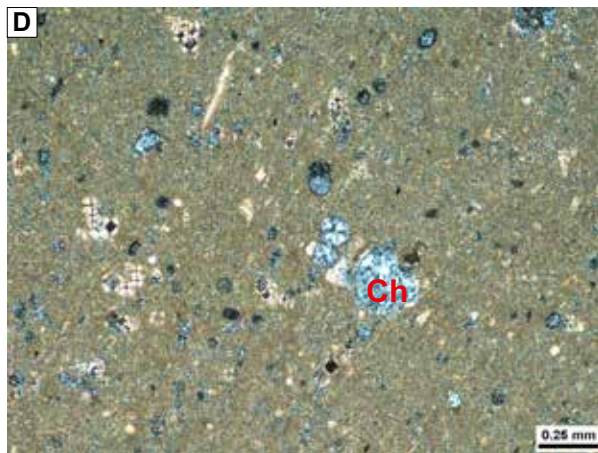
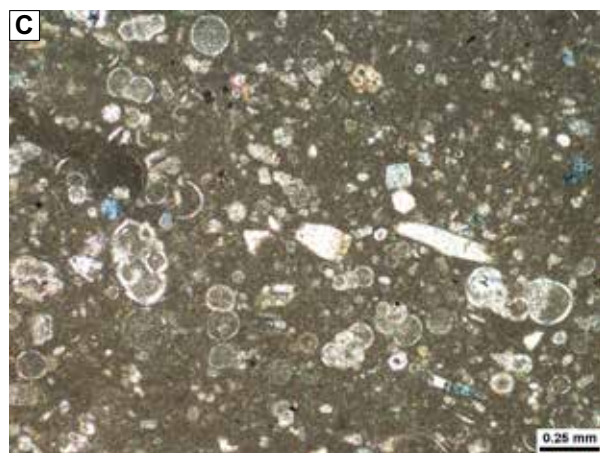
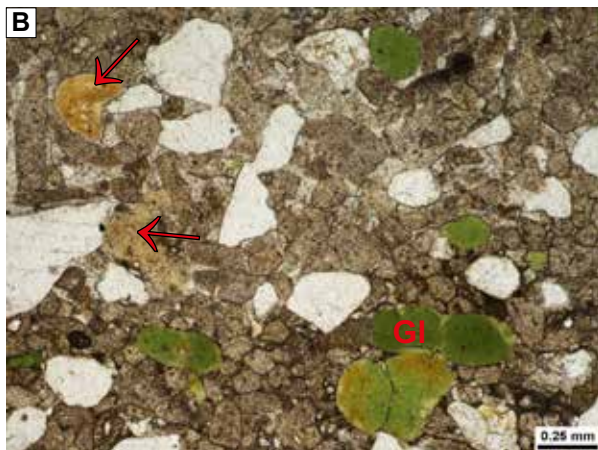
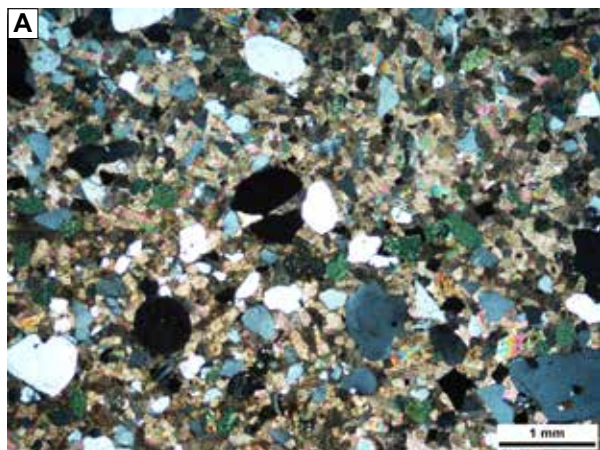
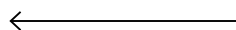


Fig. 39. Fragmenty skał kredy obserwowane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A – wapień marglisty, piaszczysto-glaukonitowy, głęb. 963,8 m, nikole skrzyżowane; **B** – wapień marglisty, piaszczysto-glaukonitowy; widoczne zielone ziarna glaukonitu (Gl) oraz fosforany (strzałki), głęb. 963,8 m, bez analizatora; **C** – wapień organodetrytyczny, wackston; widoczne liczne skorupki otwornic i fragmenty muszli małży, głęb. 957,2 m, bez analizatora; **D** – wapień organodetrytyczny, wackston; widoczne efekty procesu silifikacji w postaci chalcedonu (Ch), głęb. 904,6 m, nikole skrzyżowane; **E** – margiel o teksturze lekko kierunkowej; widoczne fragmenty bioklastów oraz zielone ziarna glaukonitu, głęb. 758,6 m, bez analizatora; **F** – margiel zawierający fragmenty bioklastów m.in. skorupki otwornic i muszle małży, głęb. 648,4 m, nikole skrzyżowane; **G** – wapień organodetrytyczny, wackston; widoczne fragmenty bioklastów, glaukonit zielony oraz fosforany (strzałki), głęb. 525,0 m, bez analizatora; **H** – wapień organodetrytyczny, wackston; widoczne fragmenty bioklastów, glaukonit zielony (Gl) oraz fosforany (strzałka), głęb. 505,1 m, nikole skrzyżowane

Fragments of the Cretaceous rocks in polarizing microscope (PL)

A – marly limestone, sandy-glaucoune, depth 963.8 m, cross polarized light; **B** – marly limestone, sandy-glaucoune; green grains of glauconite (Gl) and phosphates (arrows) are visible, depth 963.8 m, plane polarized light; **C** – organodetric limestone, wackston; numerous shell fragments of foraminifera and bivalve are visible, depth 957.2 m, plane polarized light; **D** – organodetric limestone, wackston; visible effects of the silification process as chalcedony (Ch), depth 904.6 m, cross polarized light; **E** – marl with oriented structure; bioclast fragments and green grains of glauconite are visible, depth 758.6 m, plane polarized light; **F** – marl containing bioclast fragments e.g. shells of foraminiferas and bivalves, depth 648.4 m, cross polarized light; **G** – organodetric limestone, wackston; bioclast fragments, green grains of glauconite and phosphates (arrows) are visible, depth 525.0 m, plane polarized light; **H** – organodetric limestone, wackston; bioclast fragments, green grains of glauconite (Gl) and phosphates (arrow) are visible, depth 505.1 m, cross polarized light



mionkowe spikule gąbek. Zawartość bioklastów wynosi ok. 15–30%. Ponadto występują ostrokrawędziste ziarna kwarcu o przeciętnej wielkości od 0,04–0,18 mm. W niedużej ilości występują blaszki muskowitu, glaukonit jasnotzielony, przeważnie agregatowy oraz fosforany. Piryty tworzy skupienia lub impregnuje skorupki otwornic. Według klasyfikacji Dunhama, 1962 (nieco zmieniona) (Jaworowski, 1987) wapień reprezentują wackstony.

Wnioski

Transgresja kredowa zaznaczyła się sedymentacją piasków glaukonitowych z wkładkami piaskowców. W dalszym etapie sedymentacji nastąpiło pogłębienie zbiornika. Proces ten skutkował depozycją wapieni piaszczystych, glaukonitowych, w miarę dalszego wzrostu głębokości rozpoczęła się sedymentacja wapieni marglistych. W tym czasie w zbiorniku panowały warunki słabo redukcyjne, o czym świadczy znaczna zawartość glaukonitu (7–20%) przy braku pirytu. Kontynuacja procesu pogłębiania się zbiornika spowodowała zmianę depozycji wapieni na depozycję margli, które tworzyły się w warunkach bardziej redukcyjnych niż wapień,

na co wskazuje mniejsza zawartość glaukonitu (przeciętnie ok. 8%) przy obecności pirytu (przeciętnie ok. 3%).

Na podstawie zawartości minerałów ciężkich utwory piaszczyste można podzielić na dwie wyraźnie różniące się grupy.

1. Utwory zalegające na głęb. 1022,0–1036,0 m charakteryzują się nieznaczną zawartością cyrkonu i zmniejszoną ilością granatu, przy zwiększonej zawartości dystenu, staurolitu i turmalinu.
2. Utwory zalegające na głęb. 963,0–1022,0 m wyróżniają się zwiększoną zawartością cyrkonu oraz w mniejszym stopniu granatów, przy równoczesnym spadku dystenu, staurolitu i turmalinu.

Minerały dystenu, granatu i staurolitu są nieobtoczone, co wskazuje, że pochodzą z erozji skał metamorficznych, dla których tworzą typowy zestaw. Natomiast minerały cyrkonu, turmalinu i rutyli charakteryzują się doskonałym obtoczeniem, co wskazywałoby na ich pochodzenie z rezydymencją. Dane te wskazują, że w pierwszym etapie były erodowane głównie skały metamorficzne przy nieznacznym udziale skał osadowych, w przeciwieństwie do drugiego etapu, gdzie materiał pochodził głównie ze skał osadowych.

PALEOGEN I NEOGEN

Barbara SŁODKOWSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Paleogen i neogen w profilu wiercenia Nidzica IG 1 opisał zespół autorów Jaskowiak i in. (1966).

W latach 60. opis litologiczno-stratygraficzny przeprowadzono głównie na podstawie próbek okruchowych i płuczkowych oraz nielicznych odcinków rdzeniowych. Miąższość osadów paleogenu i neogenu wynosi 376,2 m, z czego rdzeniowano 10% (37,5 m) tego odcinka profilu.

Obecnie nie ma materiałów wiertniczych do wykonania uzupełniających badań podstawowych z osadów paleogenu i neogenu, ponieważ do dnia dzisiejszego nie zachowały się nieliczne rdzeniowane fragmenty profilu. Przystępując do weryfikacji i aktualizacji litologii i stratygrafii oparto się wyłącznie na drukowanych materiałach archiwalnych.

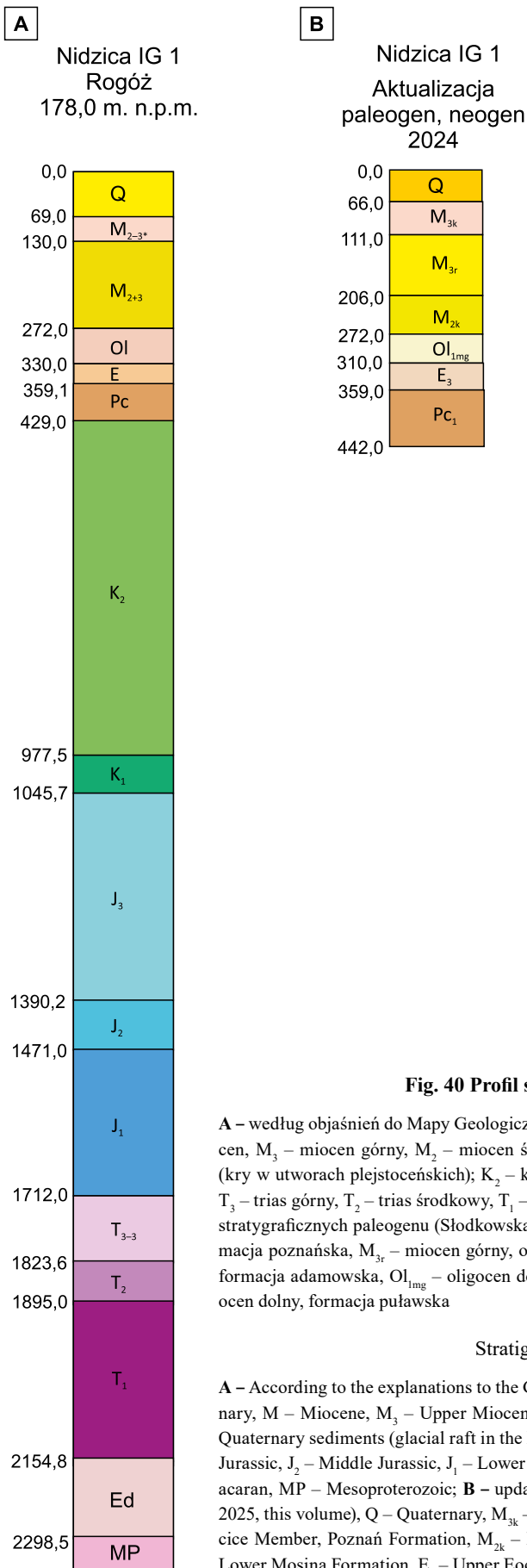


Fig. 40 Profil stratygraficzny otworu wiertniczego Nidzica IG 1

A – według objaśnień do Mapy Geologicznej Polski (MGP) 1:200 000 (Pochocka-Szwarc, 2020), Q – czwartorzęd, M – miocen, M₃ – miocen górny, M₂ – miocen środkowy, * – utwory podłoża osadów czwartorzędowych zaburzone glaciektonicznie (kry w utworach plejstocenijskich); K₂ – kreda górna, K₁ – kreda dolna, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna, T₃ – trias górny, T₂ – trias środkowy, T₁ – trias dolny, Ed – ediacar, MP – mezoproterozoik; **B** – aktualizacja wydzieleni litostratygraficznych paleogenu (Słodkowska, 2025, ten tom), Q – czwartorzęd, M_{3k} – miocen górny, ogniwo karczewskie, formacja poznańska, M_{3r} – miocen górny, ogniwo rycickie, formacja poznańska, M_{2k} – miocen środkowy, ogniwo konińskie, formacja adamowska, Ol_{1mg} – oligocen dolny, formacja mosińska dolna, E₃ – eocen górny, formacja pomorska, Pc₁ – paleocen dolny, formacja puławska

Stratigraphic section of the Nidzica IG 1 borehole

A – According to the explanations to the Geological Map of Poland (MGP) 1:200 000 (Pochocka-Szwarc, 2020), Q – Quaternary, M – Miocene, M₃ – Upper Miocene, M₂ – Middle Miocene, * – glaciectonically disturbed basement formations of Quaternary sediments (glacial raft in the Pleistocene sediments), K₂ – Upper Cretaceous, K₁ – Lower Cretaceous, J₃ – Upper Jurassic, J₂ – Middle Jurassic, J₁ – Lower Jurassic, T₃ – Upper Triassic, T₂ – Middle Triassic, T₁ – Lower Triassic, Ed – Ediacaran, MP – Mesoproterozoic; **B** – update of the lithostratigraphic divisions of the Paleogene and Neogene (Słodkowska, 2025, this volume), Q – Quaternary, M_{3k} – Upper Miocene, Karczew member, Poznań Formation, M_{3r} – Upper Miocene, Rycice Member, Poznań Formation, M_{2k} – Middle Miocene, Konin Member, Adamów Formation, Ol_{1mg} – Lower Oligocene, Lower Mosina Formation, E₃ – Upper Eocene, Pomeranian Formation, Pc₁ – Lower Paleocene, Puławy Formation

Pierwsze wzmianki o badaniach osadów paleogenu i neogenu w okolicach wiercenia Nidzica IG 1 przedstawił Ciuk (1968, 1971, 1972). Podczas realizacji pierwszej edycji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, w zasięgu mapy znalazł się otwór Nidzica IG 1 opracowany w latach 70. XX w. (Mańkowska, Słowański, 1978, 1980; Słowański, 1978). Materiałów do jego opisu na odcinku paleogen–neogen dostarczyły badania palinologiczne Grabowskiej (1967, 1971, 1972, 1975), mikropaleontologiczne przeprowadzone przez Giel (1972) i geologiczne Ciuka (1968, 1971, 1972). Kolejnej syntezy dotyczącej szeroko pojętego obszaru okolic wiercenia Nidzica IG 1 dokonał Morawski (2001) podczas realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. W objaśnieniach do mapy omówił profil wiercenia Nidzica IG 1 i zlokalizowane w sąsiedztwie otwory Szkotowo 44/29 oraz Lipowo Kurkowskie 32/64, ze szczegółowo opisanym profilem paleogenu i neogenu. W 2008 r. J. Kasiński dokonał weryfikacji profilu litologiczno-stratygraficznego osadów paleogenu i neogenu tego otworu w bazie CBDG. Najnowsze opracowanie, w którym został opisany profil Nidzica IG 1 to druga edycja Mapy Geologicznej Polski, arkusz Olsztyn (19) (Pochocka-Szwarc, 2020) (patrz fig. 40A). Jest w nim zawarta dyskusja dotycząca zmiany przynależności stratygraficznej osadów paleogenu i neogenu.

Aktualnie podczas weryfikacji stratygraficznej otworu wiertniczego Nidzica IG 1 wykorzystano bardziej szczegółowe opisy z pełnordzeniowanych wierceń przeprowadzonych podczas poszukiwań złóż węgla brunatnego (Ciuk, 1971). Są to wiercenia Szkotowo 44/29, położone 7 km na NNE od Rogoży, które osiągnęło głęb. 390 m i Lipowo Kurkowskie 32/6 zlokalizowane ok. 25 km na NE od wiercenia w Rogoży, wywiercone do głęb. 330 m. W tych archiwalnych otworach wiertniczych opisano pełny profil litostratygraficzny osadów paleogenu i neogenu (Ciuk, 1971). W obu wierceniach zostały wyróżnione te same jednostki chrono- i litostratygraficz-

ne, litologia była także zbliżona. Utwory dolnego paleocenu, określane wówczas jako warstwy puławskie, były wykształcone w postaci piaskowców glaukonitowych, występowały w Szkotowie na wysokości –185 do –195 m n.p.m, w Lipowie Kurkowskim –165 do –179 m n.p.m. Utwory eocenu środkowego i górnego (warstwy olsztyńskie i pomorskie) to piaski i ropy glaukonitowe opisane w Szkotowie na wysokości –160 do –185 m n.p.m, a w Lipowie Kurkowskim –144 do –169 m n.p.m. Oligocen (warstwy: mosińskie dolne, czempiańskie i mosińskie górne) w obu wierceniach był wykształcony w postaci piasków drobnoziarnistych z glaukonitem i mułow węglistych w Szkotowie na wysokości –23 do –160 m n.p.m i –84 do –144 m n.p.m w Lipowie Kurkowskim. Osady neogenu zostały opisane jako utwory mioocenu górnego i pliocenu. Utwory mioocenu górnego (warstwy środkowopolskie i poznańskie dolne) były wykształcone jako piaski z wkładkami mułków, ropy i węgla brunatnych, w Szkotowie na wysokości +101 do –23 m n.p.m, a w Lipowie Kurkowski –17 do –84 m n.p.m. W obu wierceniach wyróżniono również kompleks osadów ilastych o różnym zabarwieniu i niewielkie koncentracje utworów węglistych. Wspomniane wcześniej utwory datowano wówczas jako pliocen (warstwy poznańskie górne). W Szkotowie występowały na wysokości +163 do +101 m n.p.m, a w Lipowie Kurkowskim –15 do –17 m n.p.m.

W aktualizowanym obecnie profilu wiercenia Nidzica IG 1, występują zbliżone utwory do przedstawionych powyżej w podobnym ułożeniu stratygraficznym (fig. 40B). Analiza skąpych opisów litologicznych osadów i porównanie z wierczeniami w sąsiedztwie pozwoliły na zaliczenie tych utworów do określonych jednostek lito- i chronostratygraficznych.

Najstarsze osady paleogenu występują na głęb. 359,0–442,2 m i są wykształcone w postaci margli piaszczystych z glaukonitem oraz piasków i piaskowców kwarcowo-glaukonitowych osady. W tych osadach występują zniszczone i pokruszone fragmenty fauny: małży, brachiopodów i gąbek. Wymienione osady są zaliczone do paleocenu dolnego w formacji puławskiej. Na podstawie datowania mikrofaunistycznego A. Wańkowskiej (ten tom), która na głęb. 438,0 m oznaczyła otwornice charakterystyczne dla paleocenu dolnego, zasięg tych utworów został w stosunku do opisu z lat sześćdziesiątych, przesunięty do głęb. 442,2 m.

Anna WAŃKOWSKA

OTWORNICE PALEOCENU I ICH ZNACZENIE STRATYGRAFICZNE

W profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1, począwszy od głęb. 438,0 m następuje zmiana w strukturze zespołu otwornicowego. Zaznacza się przede wszystkim w obrębie grupy otwornic planktonicznych. Zanikają duże formy kredowe, a w ich miejsce pojawiają się drobne formy dolnopaleoceńskie i są reprezentowane przez delikatne skorupki *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), *Praemurica taurica* (Morozova), *Globoconusa daubjergensis*

(Bronnimann), *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman). W próbkach z głęb. 434,0 m są dodatkowo obecne *Praemurica nikolasi* Koutsoukos, *Globanomalina planocompressa* (Shutskaya). Wszystkie z powyższych form są typowe dla dolnego danu (Olsson i in., 1999; BouDagher-Fadel, 2015). W dolnej części utworów paleoceńskich otwornice bentosowe są nieliczne i bardzo drobne, kolejno wzrasta ich liczebność, rozmiar oraz różnorodność taksonomiczna. Na

W opisach archiwalnych otworu Nidzica IG 1 ponad osadami paleocenu opisywano utwory datowane na oligocen, jednak po dokładnej analizie i porównaniu sąsiednimi z otworami osady z głęb. 310,0–359,0 m zostały zaliczone do eocenu górnego w formacji pomorskiej. Są to utwory piaszczysto-mułowcowe-ilaste z glaukonitem. Pomiędzy osadami paleocenu i eocenu istnieje luka stratygraficzna obejmująca górny paleocen i dolny eocen. Kolejna luka przypada na dolną i środkową część oligocenu dolnego. Wyżej występujące osady oligoceńskie zostały zaliczone do wyższej części oligocenu dolnego – formacji mosińskiej górnej. Są to osady mułowcowo-piaszczyste z wkładkami ropy. Powyżej występuje luka obejmująca oligocen górny, miocen dolny i część mioocenu środkowego.

Neogen w wierceniach Nidzica IG 1 rozpoczynają osady wyższej części mioocenu środkowego – formacja koźmińska i ogniwo konińskie (dawna nazwa formacji koźmińskiej to formacja adamowska). Formacja koźmińska została sformalizowana w pracy Kasiński i in. (w druku). W formacji koźmińskiej na głęb. 206,0–272,2 m występują utwory mułkowe, ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego i szczątkami roślinnymi. W tym wydzieleniu został zastosowany nowy podział litostratygraficzny wyższego neogenu zaproponowany przez Kasińskiego i Słodkowską (2024). Nowy podział został również zastosowany dla wyższych jednostek neogenu. Na głęb. 111,0–206,0 m występują ropy, ropy i mułowce barwy szaro-zielonkawej, te utwory zostały zaliczone do mioocenu górnego, formacja poznańska, ogniwo rycickie. Najmłodszą jednostką litostratygraficzną neogenu w tym wierceniach na głęb. 66,0–111,0 m stanowią osady ilasto-mułkowe barwy szaro-zielonkawej z żółtymi plamami zaliczone do wyższej części formacji poznańskiej, ogniwo karczewskie, kończące sedymentację mioocenu górnego. Powyżej występują już glacialne osady plejstocenu. Chociaż otwór wiertniczy Nidzica IG 1 występuje w strefie zaburzeń glacictektonicznych w rejonie Nidzica–Szkotowo, bezpośrednich śladów tej działalności w wierceniach nie odnotowano, choć duża miąższość utworów neogenu (206 m), może świadczyć o spiętrzeniu glacialnym osadów neogenu. Otwór wiertniczy Nidzica IG 1 jest zlokalizowane na krawędzi wysoczyzny zlodowaceń środkowopolskich, jednak czynnikiem stymulującym zaburzenia glacictektoniczne był lądolód zlodowacenia wisły.

głęb. 438,0 m występują *Cibicides ventratumidus* Mjatliuk, *Cibicoides praeventratumidus* Maslakova, *Cibicides praetumidus* Brotzen, *Cibicides cuvilleri* Rovillois, *Cibicoides succedens* (Brotzen), *Anomalinoidea pinguis* (Jenkins), *Bolivina odumi* Brotzen, *Falsoplanulina ekblomi* (Brotzen), kolejno pojawiają się *Cibicides simplex* Brotzen, *Cibicoides proprius* (Brotzen), *Cibicides lunatus* (Brotzen), *Eponides dorsoplana* Brotzen, *Gavelinella danica* (Brotzen), *Anomalinoidea affinis* (Hantken), *Anomalinoidea acuta* (Plummer),

Gyroidinoidea nitida (Reuss), *Gyroidinoidea girardanus* (Reuss), *Gyroidinoidea pontoni* Brotzen, *Nuttallides truempyi* (Nuttall), *Bulimina paleocenica* Brotzen, *Loxostomoides applinae* (Plummer), *Bolivina paleocenica* Brotzen.

Opisany powyżej zespół otwornic potwierdził wiek dolnopaleoceński utworów, w których występują i umożliwił przesunięcie dolnej granicy paleogenu do głęb. 442,2 m (patrz Słodkowska, ten tom).

Aleksandra KOZŁOWSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW PALEOCENU

Wstęp

Zbadano 9 płytek cienkich wykonanych ze skał wieku paleocen dolny, które leżą na utworach kredy górnej (fig. 38 z rozdziału Charakterystyka petrograficzna utworów kredy). Reprezentują je piaski i piaskowce glaukonitowe oraz wapienie margliste i margle należące do formacji puławskiej. Analizę petrograficzną wykonano przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 Pol firmy Nikon. Ponadto skorzystano z opracowania archiwalnego Harańskiej-Depciuch (1962). Opracowanie to zawiera wyniki badań chemicznych, które obejmowały oznaczenie części nierozpuszczalnych w ok. 10 próbkach skał węglanowych. Minerale występujące w częściach nierozpuszczalnych zostały opisane pod lupą (tab. 13 z rozdziału Charakterystyka petrograficzna osadów kredy) i splanimetrowane licząc do 500 ziarn (tab. 14).

Głębokość. 393,3–418,1 m (4 próbki)

Piaski glaukonitowe z ok. 20 cm miąższości wkładką piaskowców glaukonitowym i wapienia piaszczystego

Piaskowce (głęb. 393,4 i 397,8 m; próbki okrucowe: 417,3 i 418,0 m) reprezentują od drobno- do gruboziarnistych arenity kwarcowe, o teksturze bezładnej (fig. 41A, B). Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc z przewagą monokrystalicznego nad polikrystalicznym. Ziarna kwarcu wielkości w granicach 0,08–1,0 mm są pół-obtoczone i ostrokrawędziste. W dużej ilości występuje glaukonit jasnozielony o budowie agregatowej lub krystaliczne jednorodny (fig. 41 A, B). Ponadto są widoczne pojedyncze ziarna skaleni potasowych i plagioklazów, litoklastów (kwarcyty) oraz fragmenty bioklastów (skorupki

otwornic i małży, szkielet szkarłupni) (fig. 41B) i konkretje fosforytowe (fig. 41A). Z minerałów akcesorycznych zidentyfikowano turmalin i cyrkon. Spoiwem piaskowców jest sparytowy i mikrytowy cement kalcytowy. Na głęb. 399,1 m skała zawiera większą ilość kalcytu (66,9% CaCO₃) i reprezentuje wapienie piaszczyste.

Głębokość 359,1–365,1 m (5 próbek)

Wapienie margliste/margle piaszczyste

Wapienie margliste charakteryzują się teksturą kierunkową podkreśloną ułożeniem fragmentów bioklastów oraz blaszek minerałów ilastych (fig. 41C). W tle skalnym o składzie mikrytu kalcytowego i substancji ilastej występują fragmenty bioklastów: muszli otwornic i małży oraz szkieletów szkarłupni (fig. 41C, D). Widoczne są nieliczne, słabo obtoczone ziarna kwarcu wielkości 0,06–0,1 mm. Ponadto obserwowano jasnozielony glaukonit o budowie agregatowej, skalenie (mikroklin) oraz minerały akcesoryczne (turmalin). Od głęb. 361,0 m, ku stropowi, wzrasta ilość ziarn kwarcu i pojawiają się blaszki muskowitu (fig. 41D) (tab. 14).

Wnioski

Na początku paleogenu nastąpiło spłycenie zbiornika morskiego, zaznaczające się początkowo osadami wapienymi, które przeszły w piaski i piaskowce glaukonitowe. W tym okresie panowały warunki słabo redukcyjne, o czym świadczy wysoka zawartość glaukonitu – ok. 20%, przy całkowitym braku piryty. Następnie obserwujemy ponowne pogłębienie zbiornika co skutkowało depozycją margli piaszczystych, które tworzą się w warunkach słabo redukcyjnych, analogicznie do warunków panujących w zbiorniku.

Tabela 14

Zawartość minerałów z części nierozpuszczalnych (%)
Mineral content of undissolved parts (%)

Głęb. Depth [m]	Minerały Minerals					
	kwarc quartz	glaukonit glauconite	piryt pyrite	tlenki Fe Fe oxides	muskowit muscovite	skalenie feldspar
359,5	70,3	25,4	0,0	1,8	2,5	0,0
360,2	67,0	31,0	0,0	2,0	0,0	0,0
363,1	68,1	28,6	1,0	2,3	0,0	0,0
364,9	69,0	30,0	0,0	1,0	0,0	0,0
393,4	62,7	35,8	0,0	1,5	0,0	0,0
399,2	58,9	38,6	0,0	0,8	1,7	0,0

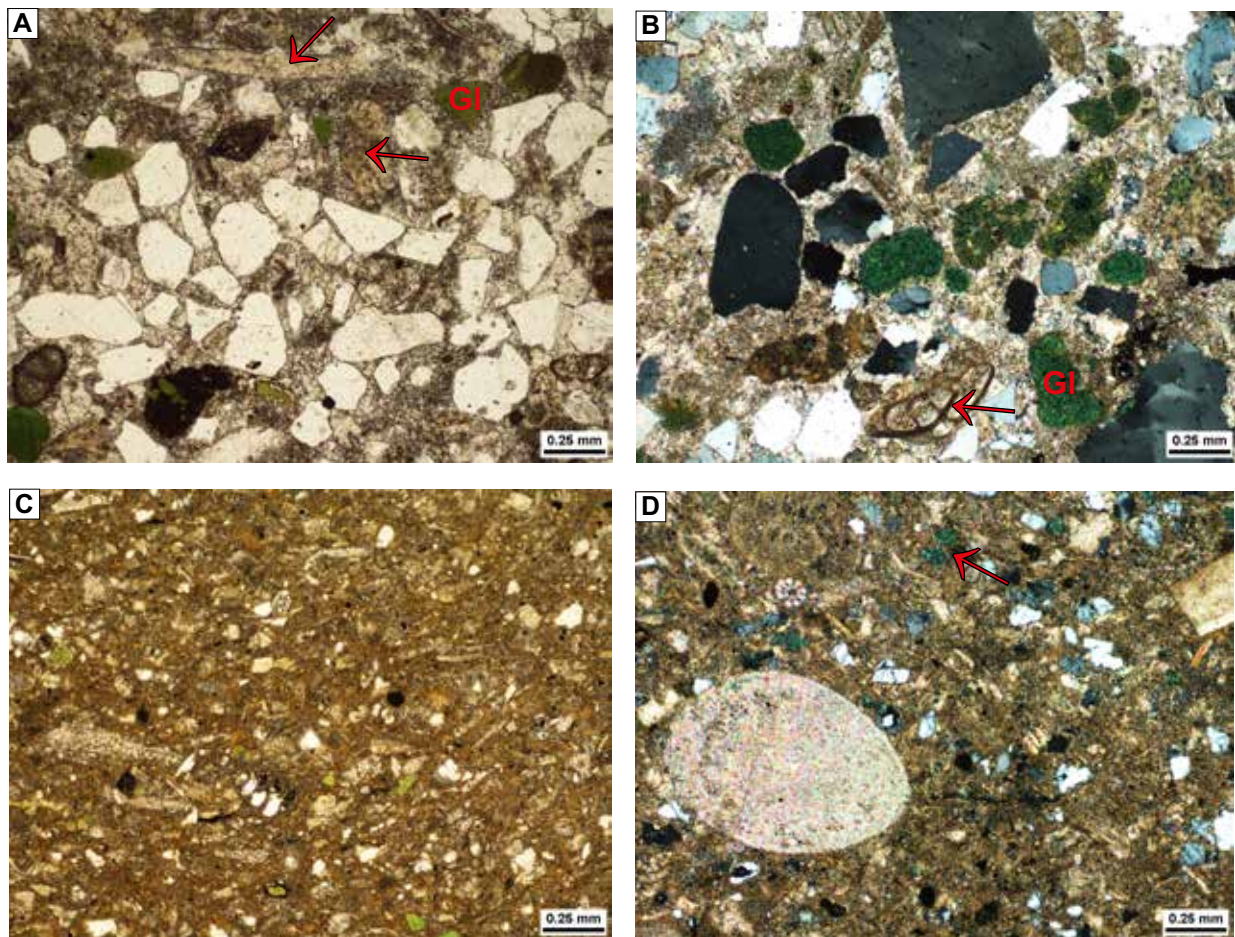


Fig. 41. Fragmenty skal paleogenu obserwowane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A – piaskowiec średnioziarnisty, arenit kwarcowy; widoczne fosforany (strzałki) i zielone ziarna glaukonitu (GI), głęb. 393,4 m, bez analizatora; **B** – piaskowiec średnioziarnisty, arenit kwarcowy; widoczne skorupki otwornic (strzałka) i zielone ziarna glaukonitu (GI), głęb. 393,4 m, nikole skrzyżowane; **C** – wapień marglisty o teksturze lekko kierunkowej; widoczne fragmenty bioklastów oraz zielone ziarna glaukonitu, głęb. 364,9 m, bez analizatora; **D** – wapień marglisty; widoczne fragmenty bioklastów, ziarna kwarcu oraz zielone ziarna glaukonitu (strzałka), głęb. 361,0 m, nikole skrzyżowane

Fragments of the Paleogene rocks in polarizing microscope (PL)

A – medium grain sandstone, quartz arenite; phosphates (arrows) and green grains of glauconite (GI) are visible, depth 393.4 m, plane polarized light; **B** – medium grain sandstone, quartz arenite; shells of foraminifera (arrow) and green grains of glauconite (GI) are visible, depth 393.4 m, cross polarized light; **C** – marly limestone with slightly oriented structure; bioclast fragments and green grains of D glauconite are visible, depth 364.9 m, plane polarized light; **D** – marly limestone; bioclast fragments, quartz grains and green grains of glauconite (arrow) are visible, depth 361.0 m, cross polarized light

CZWARTORZĘD

Joanna RYCHEL

KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU NIDZICA IG 1

Otwór badawczy Nidzica IG 1 został ujęty w opracowaniu arkusza Nidzica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000 (Morawski, 1996) oraz w opracowaniu arkusza Olsztyn Mapy Geologicznej Polski (Pochocka-Szwarc, i.in., 2018). Jest on zlokalizowany na obszarze objętym zlodowaceniami środkowopolskimi (fig. 42 A) w obrębie wysoczyzny polodowcowej (fig. 42B) (Morawski, 1996; Pochocka-Szwarc i in., 2018), makroregionu Niziny Północnomazowieckiej (Solon i in., 2018) w dorzeczu rzeki Nidy.

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się do sytuacji geologicznej przedstawionej na w południowej części przekroju sporządzonym do MGP ark. Olsztyn (fig. 42C). W odległości mniejszej ok. 10 km na W zostały wykonane dwa otwory (np. otw. 91 i 92 na figurze.42 B, C).

W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 66 m plejstocenijskich osadów glacialnych. Najstarszymi osadami

plejstocenijskimi w otworze Nidzica IG 1 są gliny lodowcowe, na głęb. 45,0–66,0 m (112,0–133,0 m n.p.m.) zdeponowane bezpośrednio na utworach neogenu. W wyniku wycofywania się tego lądolodu, powstała zdeponowana przez wody roztopowe, wyżej leżąca, na głęb. 37,0–45,0 m (133,0–141,0 m n.p.m.), seria osadów piaszczysto-żwirowych, Opisane wydzielienia stanowią starszy poziom glacialny zlodowaceń środkowopolskich, prawdopodobnie zlodowacenia odry, korelowany z MIS8. Okres zlodowacenia odry jest datowany na ok. 244–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Od powierzchni terenu do głęb. 37,0 m (141,0–178,0 m n.p.m.) zalegają gliny zwałowe zdeponowane podczas młodszego zlodowacenia środkowopolskiego – warty (MIS6), który trwał ok. 132–180 tys. lat temu (Railsback i in., 2015).

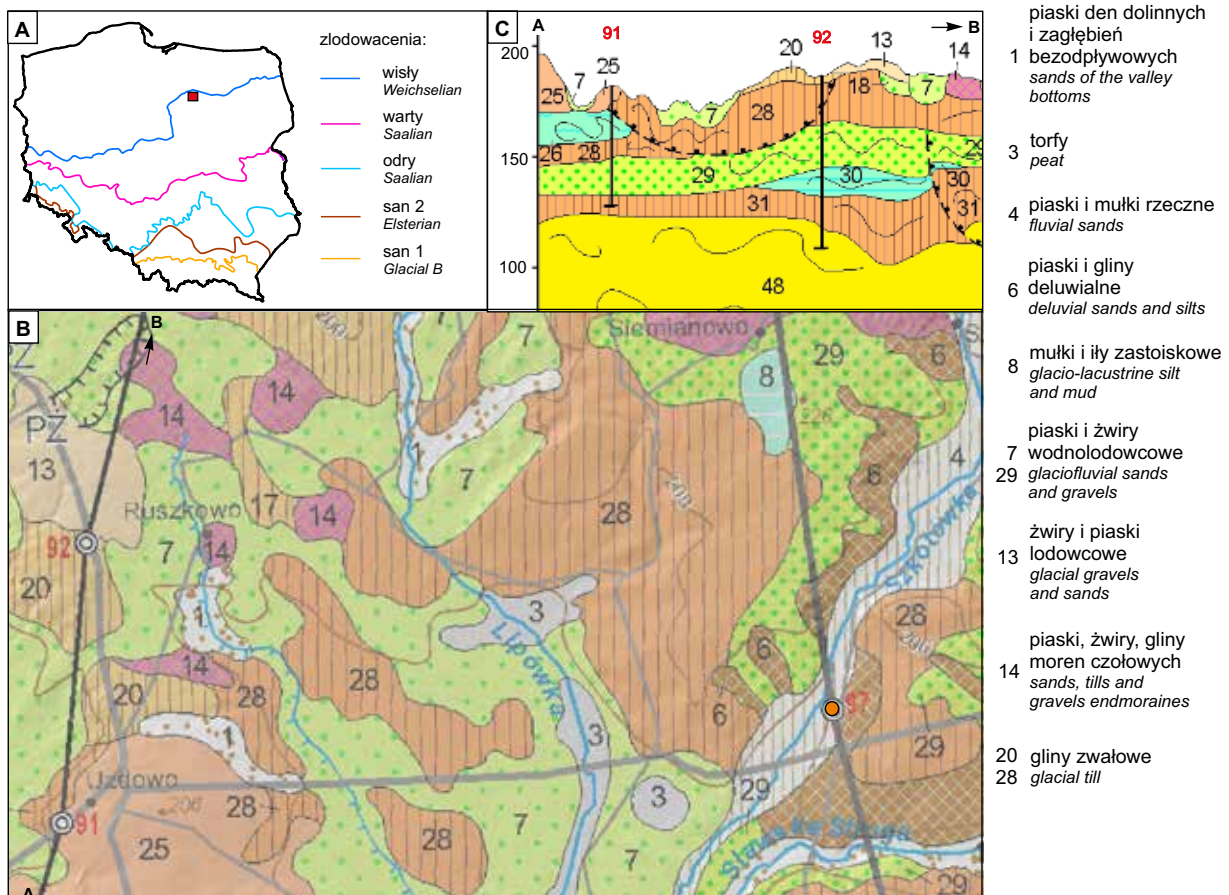


Fig. 42. Lokalizacja otworu Nidzica IG 1

A – na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń; B – na Mapie Geologicznej Polski (MGP) ark. Olsztyn (wg Pochocka-Szwarc i in., 2018); C – w odniesieniu do przekroju geologicznego AB dla MGP ark.

Olsztyn location of the Nidzica IG 1 borehole

A – in the map of Poland with glacial ranges; B – on the Geological Map of Poland in scale 1:200 000 Olsztyn sheet (after Pochocka-Szwarc i in., 2018); C – on geological cross section AB