

I N S T Y T U T G E O L O G I C Z N Y

PROFILE GŁĘBOKICH OTWORÓW WIERTNICZYCH
INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO

ZESZYT 13

TŁUSZCZ IG 1

Pod redakcją naukową
Borysa ARENIA

WARSZAWA 1974

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Redaktor: Ewa BRYKCZYŃSKA

Seria zaakceptowana do druku przez
dyrektora Instytutu Geologicznego
prof. Romana OSIKE

UKD 550.822:551.72/.79/438.112 Tłuszcz/

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE - WARSZAWA 1974

Wydanie I. Nakład 200+70 egz. Format B5. Ark. wyd. 26,5. Ark. druk. 22,5.
Oddano do reprodukcji 29.III.1974 r. Druk ukończono w czerwcu 1974 r.

Druk Wydawnictwa Geologiczne. Zlec. 1511/74.

R-111

SPIS TREŚCI

Wstęp - B. Areń	11
Skrócony profil stratygraficzny - B. Areń	18
Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny - B. Areń	23
Czwartorzęd - J. Nowak	23
Trzeciorzęd	23
Pliocen - B. Areń	23
Miocen	23
Oligocen	23
Paleocen - A. Krassowska	24
Kreda	25
Kreda górna - A. Krassowska	25
Mastrycht	25
Mastrycht górny	25
Mastrycht dolny	26
Kampan	26
Kampan górny	26
Kampan dolny	27
Santon	27
Santon górny	27
Santon dolny	28
Konlak	29
Turon	29
Turon górny	29
Turon dolny	29
Turon dolny wyższy	29
Turon dolny niższy	30
Cenoman	31
Kreda dolna - A. Krassowska	32
Alb	32

Alb górny	32
Alb środkowy - barrem - S. Marek	33
Hoteryw	33
Hoteryw górny	33
Hoteryw górny część górna	33
Hoteryw górny część dolna	33
Hoteryw dolny	34
Walanżyn	34
Walanżyn górny	34
Jura	34
Jura górna - T. Niemczycka	34
Oksford	34
Oksford górny	34
Oksford środkowy	36
Oksford dolny	37
Oksford środkowy i dolny /pars/ - K. Dayczak-Calikowska	38
Jura środkowa	40
Kelowej	40
Kelowej górny	40
Poziom Kosmoceras duncani i Kosmoceras pollus ...	40
Poziom Kosmoceras jason	40
Kelowej dolny	40
Poziom Sigaloceras calloviense	40
Poziom Macrocephalites typicus	41
Baton	41
Baton górny	41
Poziom Clydonoceras discus	41
Poziom Oecotraustes paradoxus	41
Poziom Oecotraustes heterocostatus	42
Seria lądowa z okresowymi wpływami morskimi /niższy dogger?/	42
Jura dolna - lias - R. Dadlez	43
Toars	43
Toars górny - warstwy boruckie	43
Toars dolny - warstwy ciechocińskie	43
Domer /?/ - warstwy olsztyńskie	44
Lias dolny - warstwy liwieckie	45
Trias	46
Trias górny	46

Retyk - warstwy nidzickie - R. Dadlez	46
Kajper - A. Szyperko-Śliwoczyńska	47
Kajper dolny	47
Trias środkowy - A. Szyperko-Śliwoczyńska	48
Wapień muszlowy górny	48
Wapień muszlowy środkowy	49
Wapień muszlowy dolny	49
Trias dolny - A. Szyperko-Śliwoczyńska	51
Piaskowiec pstry górny - ret	51
Piaskowiec pstry środkowy	53
Seria warmińska dolna	53
Seria mazowiecka	54
Piaskowiec pstry dolny	56
Perm - R. Wagner	59
Cechsztyń	59
Stropowa seria detrytyczna	59
Piętro Z ₂ /Stassfurt/	59
Piętro Z ₁ /Werra/	59
Czerwony spągowiec	60
Sylur - H. Tomczyk	61
Ludlow	61
Ludlow górny	61
Warstwy siedleckie dolne	61
Ludlow dolny	62
Warstwy mielnickie górne	62
Warstwy mielnickie dolne	62
Wenlok	63
Warstwy pasłęckie górne	63
Landower	65
Warstwy pasłęckie środkowe	65
Warstwy pasłęckie dolne	68
Ordowik - Z. Modliński	68
Aszgil	68
Aszgil górny	68
Aszgil dolny	68
Karadok	69
Landeil	70
Lanwirn	70
Arenig	71
Kambr - K. Lendzion	71

Kambr środkowy	71
Pietro Paradoxides oelandicus	71
Kambr dolny	76
Poziom protolenusowy	76
Poziom holmiowy	77
Poziom subholmiowy	83
Proterozoik - W. Ryka	89
Proterozoik dolny	89
Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych	97
Proterozoik - W. Ryka	97
Kambr - K. Lendzion	98
Kambr dolny	98
Poziom subholmiowy	98
Poziom holmiowy	99
Poziom protolenusowy	99
Kambr środkowy	100
Pietro Paradoxides oelandicus	100
Ordowik - Z. Modliński	100
Sylur - H. Tomczyk	103
Landower	106
Warstwy pasłęgkie dolne	106
Warstwy pasłęgkie środkowe	107
Wenlok	108
Warstwy pasłęgkie górne	108
Ludlow	109
Ludlow dolny	109
Warstwy mielnickie dolne i górne	109
Ludlow górny	110
Warstwy siedleckie dolne	110
Perm	111
Uwagi o stratygrafii - R. Wagner	111
Rozprzestrzenienie mikrofauny w osadach cechsztynu - S. Woszczyńska	112
Uwagi o przebiegu sedimentacji permu - R. Wagner	113
Trias	114
Trias dolny - A. Szyperko-Śliwczyńska	114
Piaskowiec pstry dolny	114
Piaskowiec pstry środkowy	115
Piaskowiec pstry górny - ret	116
Trias środkowy - A. Szyperko-Śliwczyńska	117

Wapień muszlowy dolny	117
Wapień muszlowy środkowy	119
Wapień muszlowy górny	120
Trias górny	121
Kajper dolny - A. Szyperko-Śliwczyńska	121
Retyk - R. Dadlez	122
Mikrofauna w osadach triasu - O. Styk	123
Jura	124
Jura dolna /lias/ - R. Dadlez	124
Wyniki badań megasporowych liasu - T. Marcinkiewicz ...	126
Jura środkowa - K. Dayczak-Calikowska	127
Seria ładowa z okresowymi wpływami morskimi - niższy dogger?	127
Baton górny	128
Kelowej	129
Jura górna - T. Niemczycka	131
Oksford dolny	132
Oksford środkowy	136
Oksford górny	137
Uwagi o faunie i stratygrafii górnej jury - L. Karczewski	137
Mikrofauna osadów jurajskich - W. Bielecka	140
Kreda i paleocen	143
Kreda dolna bez albu górnego - S. Marek	143
Alb górny, kreda górna i paleocen - A. Krassowska	144
Alb górny	150
Cenoman	150
Turon	151
Koniak	152
Santon	153
Kampan	153
Mastricht	154
Paleocen	154
Stratygrafia kredy górnej na podstawie makrofauny - S. Cieśliński	155
Stratygrafia kredy górnej i paleocenu na podstawie mikrofauny - E. Witwicka	156
Stratygrafia osadów paleoceńskich na podstawie makrofauny - E. Woźny	159
Trzeciorzęd - B. Areń	160
Czwartorzęd - J. Nowak	160

Wyniki badań petrograficznych, geochemicznych i sedimentologicznych	163
Petrografia skał metamorficznych - W. Ryka	163
Charakterystyka ogólna	163
Charakterystyka szczegółowa	170
Badania optyczne skał	170
Badania mineralogiczne	183
Badania chemiczne	186
Geneza i przeobrażenia metamorficzne serii jadowskiej	190
Badania geochemiczne łupków metamorficznych - A. Dziedzic ...	198
Kambr - W. Kieźel	204
Kambr dolny	205
Kambr środkowy	208
Wnioski	209
Ordowik - A. Langier-Kuźniarowa	211
Wnioski	214
Sylur - A. Langier-Kuźniarowa	215
Wnioski	220
Charakterystyka geochemiczna utworów cechsztynu - H. Ważny ..	221
Wyniki badań	221
Trias	224
Trias dolny - M. Nowicka	224
Piaskowiec pstry dolny	224
Piaskowiec pstry środkowy	237
Trias górny	243
Kajper dolny - M. Nowicka	243
Retyk - A. Maliszewska	248
Jura	251
Jura dolna /lias/ - A. Maliszewska	251
Jura środkowa - A. Maliszewska	254
Jura górna - K. Radlicz	258
Wnioski	265
Kreda - M. Harapińska-Depciuch	266
Kreda dolna	266
Kreda górna	269
Wyniki badań geofizycznych - A. Dąbrowski	276
Anomalia magnetyczna Tłuszcz	276
Średnie wartości porowatości efektywnej i gęstości	279
Wyniki badań geochemicznych bituminów	280
Wprowadzenie - J. Calikowski	280

Charakterystyka węglowodorów - B. Gondek	286
Charakterystyka niewęglowodorowych składników bituminów - K. Szpanier	290
Związki porfiryne niklu i wanadu w utworach paleozoiku - J. M. Nowak	294
Wyniki badań poziomów skał zbiornikowych paleozoiku i mezozoiku - S. Depowski	299
Wstęp	299
Przebieg i wyniki badań	302
Wnioski	315
Ocena możliwości wykorzystania wód podziemnych zbadanych w otworze Tłuszcz - Z. Płochniewski	318
Wstęp	318
Możliwość wykorzystania wód do celów pitnych, gospodarczych i przemysłowych	318
Możliwości wykorzystania wody do celów leczniczych	319
Wody jako surowce do produkcji substancji chemicznych	322
Wody jako źródło energii cieplnej	323
Wnioski	323
Podsumowanie wyników badań - B. Areń	325
Literatura	326

Borys AREN

WSTĘP

Otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1 został wykonany na podstawie projektu robót geologicznych pt. "Budowa geologiczna strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej - wiercenie oporowe Tłuszcz". Projekt był sporządzony w 1959 r. przez B. Arenę i zatwierdzony przez prezesa CUG w październiku 1959 r. jako jeden z pierwszych wchodzących w zakres I etapu ogólnych badań podstawowych na Niżu Polskim. Celem otworu Tłuszcz IG 1 było poszerzenie ówczesnych, nader skąpych, ze względu na niezbadane dotychczas ukształtowanie powierzchni krystaliniku i jego skład petrograficzny, wiadomości o budowie geologicznej obszaru platformowego w Polsce. Nieznany był również układ tektoniczny i profil stratygraficzny pokrywy paleozoicznej na Podlasiu, a jedyny ówczesny otwór w tym obszarze - Żebrak IG 1, sięgnął zaledwie do głębokości 2454 m, nadwiercając 55 m kambru środkowego. Otwór Mielnik IG 1 w owym czasie nie osiągnął jeszcze paleozoiku. Wyniki wiercenia Tłuszcz miały również posłużyć do pomocy w interpretacji badań geofizycznych, zwłaszcza w zakresie sejsmiki i magnetyki. Pomiar refrakcyjne sugerowały przybliżoną głębokość występowania powierzchni krystaliniku, a ścisłą lokalizację wiercenia dowiązano do zarysowującej się dodatniej anomalii magnetycznej /fig. 1/.

W centrum tej dodatniej anomalii magnetycznej, nazwanej anomalią Tłuszcza, w okolicach Jadowa wyznaczono punkt wiertniczy mając na celu m. in. wyjaśnienie, badaniami pobudliwości magnetycznej skał krystaliniku, przyczyn powstania tej anomalii. Wyjaśnienie tych przyczyn nastąpiło dopiero w kilka lat później, po odwierceniu kolejnych otworów Łochów IG 1 i Łochów IG 2.

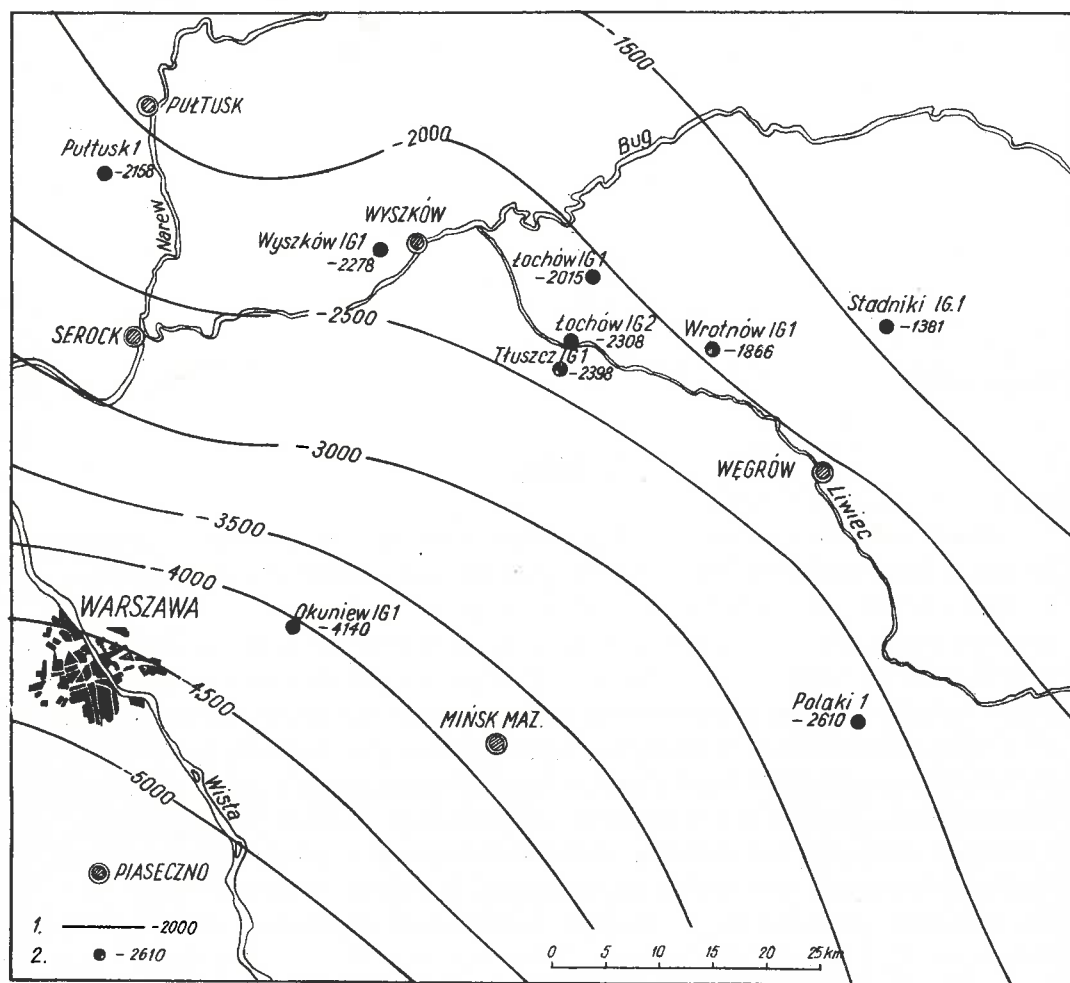


Fig. 1. Szkic powierzchni krystaliniku

1 - izohipsy powierzchni krystaliniku, 2 - otwory wiertnicze z podaną głębokością występowania stropu krystaliniku w m poniżej poziomu morza

Na podstawie wyników profilu refleksyjnego Iwiczna-Lomża z 1959 r. i kilku sondowań refrakcyjnych na tymże profilu /fig. 3/ skonstruowano hipotetyczny przekrój geologiczny Iwiczna - Ostrów Mazowiecka, na którym przewidziano występowanie starszego paleozoiku bez większych zakłóceń tektonicznych /fig. 4/, dzięki czemu profil litologiczno-stratygraficzny otworu Tłuszcz IG 1 posłużył do rozbudowy sieci głębokich wierceń na Podlasiu.

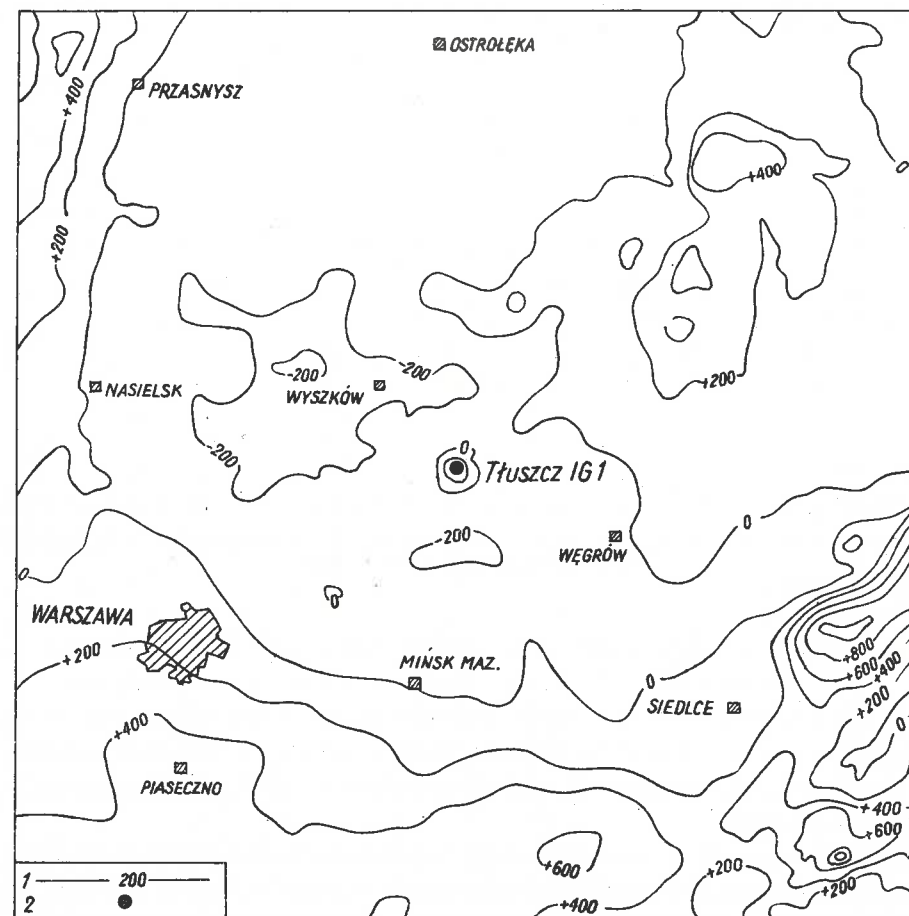


Fig. 2. Szkic anomalii magnetycznych rejonu Tłuszcza /wg A. Dąbrowskiego i K. Karaczuna, 1956/

1 - izoanomalie co 200, 2 - otwór wiertniczy

Wykonawcą otworu Tłuszcz IG 1 było Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile. Wiercono aparatem Tranzl o napędzie elektrycznym. Kierownikiem wiercenia był M. Pomy, geologiem nadzoru B. Areń, dozór geologiczny pełnili kolejno Z. Skwarczyńska i A. Wierzbowski.

Głębinie otworu przebiegało sprawnie, przerywane jedynie drobnymi instrumentacjami oraz bocznym pobieraniem próbek w cechsztynie z powodu słabego uzysku rdzenia.

Podłoże krystaliczne osiągnięto na głębokości 2497,6 m i stwierdzono występowanie łupków metamorficznych nie zdradzających pobudliwości magnetycznej. Kilkakrotne ponowne, przeliczenia pomiarów ano-

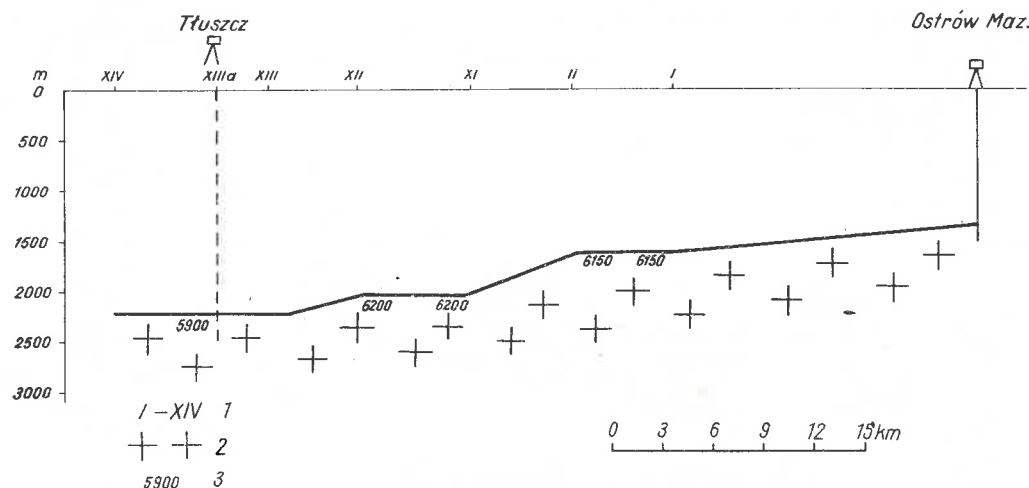


Fig. 3. Sondowania refrakcyjne na przekroju Tłuszcz - Ostrów Mazowiecka
1 - punkty sondowań refrakcyjnych, 2 - skały krystaliczne, 3 - prędkość graniczna, w m/sec

malii wskazywały obecność ciała zaburzającego na coraz większej głębokości. W celu osiągnięcia przewidywanych, magnetycznie pobudliwych skał, otwór głębiono do 2953,8 m i dalszego głębienia zaprzestano 10.II.1963 z powodu awarii, która zmusiła do zacementowania otworu od spodu do 2713 m. Opróbowanie dolnego kambru wykazało obecność silnie zgazowanej solanki zwłaszcza w głębokościach 2270-2278 m /B. Areń, S. Depowski, 1965/.

Otwór Tłuszcz IG 1 jako reperowy, zgodnie z zatwierdzonym planem, miał być rdzeniowany w 100% od powierzchni terenu do spodu otworu, jednak uzysk rdzenia wykazał dużą rozpiętość, spadając często poniżej 50%, a niekiedy nawet do 10%. Średnio starano się uzyskać nie mniej niż 70% rdzenia.

W otworze wykonano następujące pomiary geofizyczne: boczne sondowanie elektryczne /25-230, 234-1355, 1350-1794 m, z detalizacją 1575-1675, 1780-2313, 2310-2685 m/; mikroprofilowanie /230-1362, 1330-1800 m/; profilowanie gamma i neutron-gamma /20-225, 230-1362, 1350-1796 m, z detalizacją 1575-1675, 1780-2320, 2310-2685 m/; kawernomierz /25-225, 234-1355, 234-1801, 1780-2313, 2310-2685 m/; inklinometr /25-225, 225-1350, 1350-1800, 1800-2300, 2325-2500 m/; rezystiwimetr /30-1680, 1350-1794 m/; termogram na efekt chłodzenia po zacementowaniu /100-2160, 230-1796, 2200-2689 m/. Ponadto wykonano pomiar średnich prędkości fal sejsmicznych do głębokości 2648 m oraz zmierzono

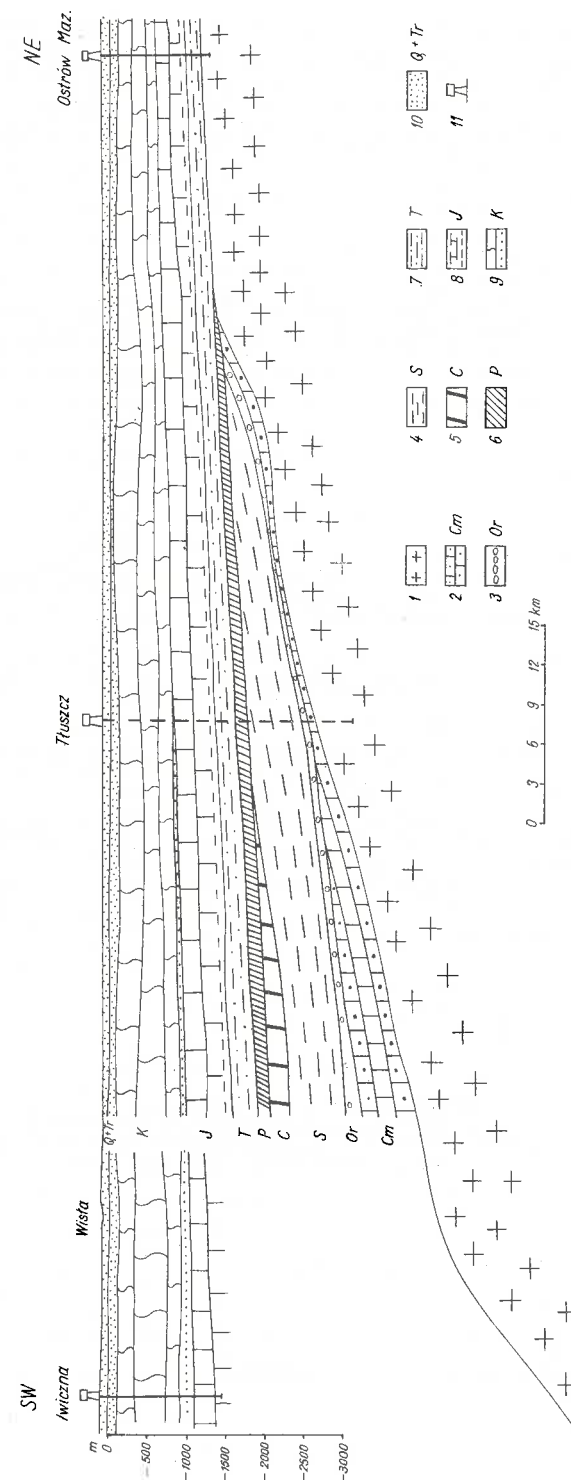
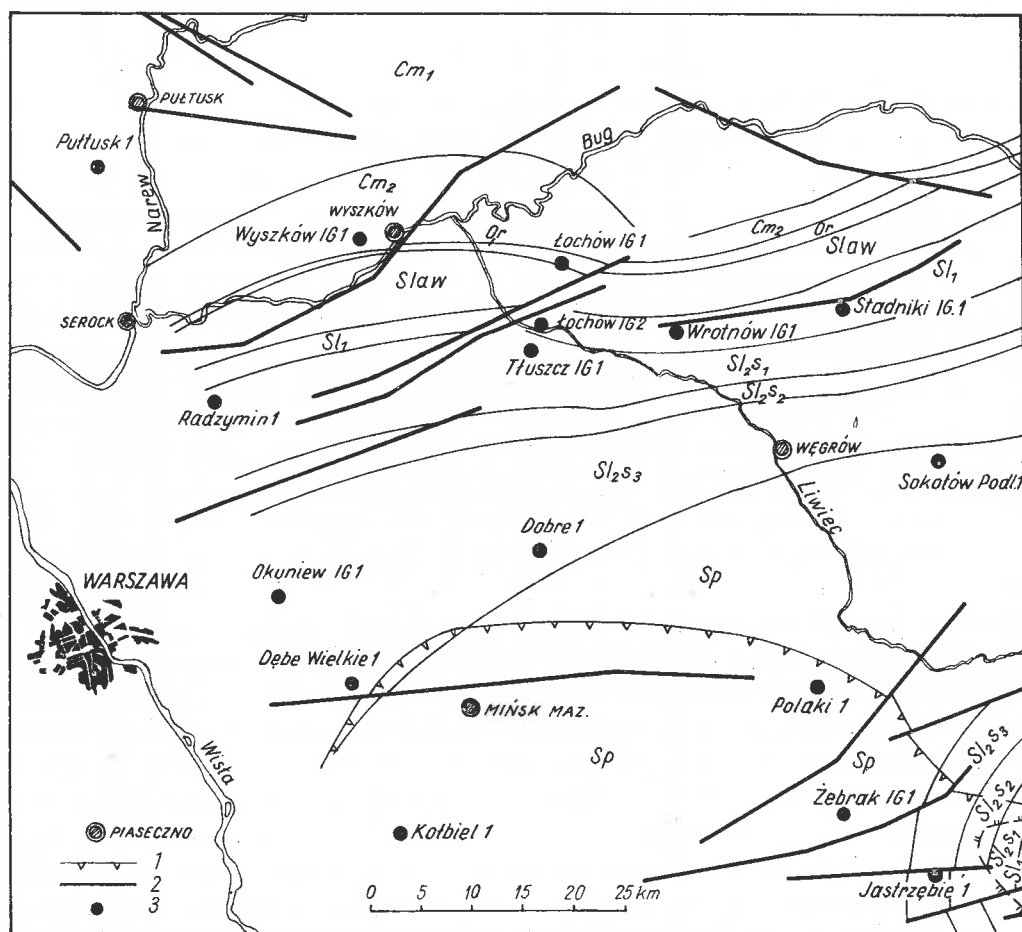


Fig. 4. Schematyczny przekrój geologiczny Iwiczna - Tłuszcz - Ostrów Mazowiecka

1 - skały krystaliczne podłoża, 2 - kambr, 3 - ordowik, 4 - sylur, 5 - karbon, 6 - perm, 7 - trias, 8 - jura, 9 - kreda, 10 - trzeciorzęd i czwartorzęd

rzono stopień geotermiczny. Pomiar stopnia geotermicznego ze względów technicznych mógł być wykonany dopiero w sylurze /głęb. 1800 m, $t = 59^{\circ}\text{C}$ / i właściwie pomiar ten nie spełnił swego zadania.

Równocześnie zbadano własności zbiornikowe piaskowców kambru na głębokości 2144-2270 m. W niektórych warstewkach wystąpiły objawy gazu ziemnego. Stwierdzono, że porowatość piaskowców wynosi 8-23% oraz przepuszczalność do kilkudziesięciu milidarcy. Poziomy piaskowce są doskonale uszczelnione osadami syluru i ordowiku. Obecnie rozpoznanie budowy geologicznej Podlasia jest już znaczne, co ilustruje mapa występowania paleozoiku w okolicy otworu Tłuszcz IG 1 /fig. 5/.



Opracowanie niniejsze jest pracą zbiorową. Badania litologiczno-stratygraficzne zostały wykonane przez zespół Zakładu Geologii Strukturalnej Wgłębnym Niżu Instytutu Geologicznego przy wydatnym współdziałaniu pracowników innych Zakładów Instytutu Geologicznego: Stratygrafii, Petrografii, Geologii Ropy i Gazu, Geofizyki, Geochemii, Hydrogeologii i innych. Sejsmikę opracował J. Skorupa, a magnetykę A. Dąbrowski i K. Karaczun.

Opis szczegółowy profilu otworu podzielony jest na różne odcinki skali stratygraficznej w zależności od możliwości rozpozniowania. Właściwy opis litologiczny oparto na materiale rdzeniowym, a granice warstw skorelowano z wynikami profilowania geofizycznego.

Utwory permu były w trakcie przewiercania sprofilowane przez K. Pawłowską, a utwory ordowiku - przez E. Tomczykową. Obecnie utwory te opracowane są przez innych autorów. Całość opracowania zredagował B. Areń.

Materiał ilustracyjny zawiera m. in. profil otworu z wybranymi krzywymi pomiarów geofizycznych /fig. 6/.

Pewne badania materiałów geologicznych uzyskanych z wiercenia Tłuszcz IG 1 trwają dotychczas, nie są więc umieszczone w niniejszym opracowaniu. Najważniejsze wyniki tego wiercenia były już publikowane w licznych artykułach, dotyczących głównie obniżenia podlaskiego lub obszaru platformowego północno-wschodniej Polski.

Rdzeń otworu znajduje się w magazynach Instytutu Geologicznego.

Fig. 5. Mapa geologiczna bez utworów permu, mezozoiku i kenozoiku /według K. Jaworowskiego/

1 - granica zasięgu karbonu, 2 - przypuszczalne dyslokacje, 3 - otwory wiertnicze; Cm₁ - kambr dolny, Cm₂ - kambr środkowy, Or - ordowik; sylur: Slaw-landower, wenlok, Sl₁ - ludlow dolny, Sl_{2s1} - ludlow górny, warstwy siedleckie dolne, Sl_{2s2} - ludlow górny, warstwy siedleckie środkowe, Sl_{2s3} - ludlow górny, warstwy siedleckie górne, Sp - piętro podlaskie

Borys AREŃ

SKRÓCONY PROFIL STRATYGRAFICZNY

	C Z W A R T O R Z Ę D
	0,0-85,0
	T R Z E C I O R Z Ę D
	85,0-208,0
	PLIOCEN
	85,0-115,0
	MIOCEN
	115,0-135,0
	OLIGOCEN
	135,0-200,0
	PALEOCEN
	200,0-208,6
	K R E D A
	208,6-775,0
	Kreda górna
	208,6-726,5
	<u>Mastricht</u>
maastricht górny	208,6-335,0
maastricht dolny	335,0-376,0
	<u>Kampan</u>
kampan górny	376,0-470,0
kampan dolny	470,0-515,8
	<u>Santon</u>
santon górny	515,8-587,0
santon dolny	587,0-605,0

- 19 -

Koniak

605,0-622,0

Turon

turon górny	622,0-641,0
turon dolny	641,0-696,8
turon dolny wyższy	641,0-694,0
turon dolny niższy	694,0-696,8

Genoman

696,8-725,0

KREDA DOLNA

725,0-775,0

Alb górny

725,0-726,5

Alb środkowy - barrem

726,5-736,0

Hoteryw

hoteryw górny	736,0-763,0	hoteryw górny cz. górna 736,0-745,0
		hoteryw górny cz. dolna 745,0-763,0
hoteryw dolny	763,0-771,5	

Walanżyn górny

771,5-775,0

J U R A

775,0-1171,1

JURA GÓRNA

775,0-1016,4

Oksford

oksford górny	775,0- 898,0
oksford środkowy	898,0-1005,0
oksford dolny	1005,0-1016,4 /1049,5/ ¹

JURA ŚRODKOWA

/1049,5/ 1016,4-1087,0

¹ W nawiasach podano głębokość dolnej granicy oksfordu według K. Dayczak-Calikowskiej

Kelowej

kelowej górny /1049,5/ 1016,4-1052,4 poz. Kosmoceras dun-
cani i K. pollus
kelowej dolny 1052,4-1061,0 poz. Kosmoceras jason
poz. Sigaloceras cal-
loviense
poz. Macrocephalites
typicus

Baton

baton górny 1061,0-1073,5 poz. Clidoniceras discus
poz. Oecotraustes parado-
xus
poz. Oecotraustes hetero-
costatus

Dogger niższy ?

1073,5-1087,0 seria lądowa z okresowymi
wpływami morskimi

JURA DOLNA /LIAS/

1087,0-1171,1
1087,0-1097,0 warstwy borucickie
1097,0-1120,7 warstwy ciechocińskie
1120,7-1156,5 warstwy olsztyńskie
1156,5-1171,1 warstwy liwieckie
toars górny
toars dolny
domer ?
lias dolny

TR I A S

1171,1-1584,5
TRIAS GÓRNY
1171,1-1333,5

Retyk

1171,1-1289,0 warstwy nidzickie

Kajper dolny

1289,0-1333,5

TRIAS ŚRODKOWY

1333,5-1366,2

wapień muszlowy górny 1333,5-1340,0
wapień muszlowy środkowy 1340,0-1346,2
wapień muszlowy dolny 1346,2-1366,2

TRIAS DOLNY

1366,2-1584,5

piaskowiec pstry górny-ret 1366,2-1392,0
piaskowiec pstry środkowy 1392,0-1458,7 seria warmińska dolna
seria mazowiecka
piaskowiec pstry dolny 1458,7-1584,5

P E R M

1584,5-1667,5

Cechsztyń

1584,5-1665,0 stropowa seria detrytyczna
piętro Z2 - Stassfurt
piętro Z1 - Werra

Czerwony spagowiec

1665,0-1667,5

S Y L U R

1667,5-1963,8

Ludlow

1667,5-1844,0

Ludlow górny

1667,5-1739,0 warstwy siedleckie dolne

Ludlow dolny

1739,0-1844,0 warstwy mielnickie górne
warstwy mielnickie dolne

Wenlok

1844,0-1929,0 warstwy pasłęckie górne

Landower

1929,0-1963,8 warstwy pasłęckie środkowe
warstwy pasłęckie dolne

O R D O W I K

1963,8-1990,7

Aszgil

1963,8-1968,8 aszgil górny
aszgil dolny

Karadok

1968,8-1980,0

Landeil

1980,0-1982,0

Lanwirn

1982,0-1985,0

Arenig

1985,4-1990,7

K A M B R

1990,7-2497,6

KAMBR ŚRODKOWY - piętro Paradoxides
oelandicus

1990,7-2125,3

KAMBR DOLNY

2125,3-2497,6 poziom protolenusowy
poziom holmiowy
poziom subholmiowy

PROTEROZOIK DOLNY

2497,6-2953,8

Głębokości podano w metrach

SZCZEGÓŁOWY PROFIL LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY

Jadwiga NOWAK

C Z W A R T O R Z Ę D²

Głębokość w m

Opis litologiczny

0,0- 85,0

Piaski, gliny zwałowe, podrzędnie iły

T R Z E C I O R Z Ę D²

Borys AREŃ

Pliocen

85,0-115,0

Iły szare, mułkowate, tłuste

Miocen

115,0-135,0

Piaski, mułki

Oligocen

135,0-200,0

Piaski mułkowate glaukonitowe, zielone

² Na głębokości 0,0-205,0 m nie uzyskano wiarygodnych próbek rdzeniowych z powodu nieprzystosowania ciężkiej aparatury wiertniczej do rdzeniowania w sypkich skałach czwartorzędu i trzeciorzędu. Rozpozniomowania tych osadów dokonano na podstawie luźnych próbek i profilowania geofizycznego.

Aleksandra KRASSOWSKA
Fauna wg Emila WOŹNEGO

Paleocen

- 200,0-205,0 Nie rdzeniowano. Według profilowania geofizycznego margle jak niżej
- 205,0-205,2 Margiel piaszczysty siwoszary, lekki, porowaty z glaukonitem widocznym gołym okiem, z pojedynczymi drobnymi fosforytami wielkości 1-2 mm i drobnymi blaszkami muskowitu. Szczątki fauny o białych częściowo zresorbowanych skorupkach, kolce jeżowców. Po rozpuszczeniu w kwasie solnym pozostaje obfita substancja ilasta. Ziarna kwarcu głównie we frakcji aleurytowej, słabo obtoczone oraz pojedyncze obtoczone ziarna kwarcu wielkości około 0,4 mm. Glaukonit zielony i jasnozielony we frakcji aleurytowej i psamitowej jest mniej liczny niż kwarc. Ułamki krzemionkowych igieł gąbek, glaukonitowe ośrodki igieł gąbek. Fauna: *Cidaris* sp.
- 205,2-205,4 Margiel piaszczysty siwoszary, ciemniejszy od występującego wyżej, mniej porowaty, z rozsiałym licznym glaukonitem, z dość licznymi drobnymi fosforytami, ze szczątkami fauny o białych, częściowo zresorbowanych skorupkach. Glaukonit jest liczniejszy i większy niż w skale nadległej, miejscami tworzy drobne skupienia. Fosforyty przeważnie wielkości kilku milimetrów oraz pojedyncze około 8 mm. Pozostałość po trawieniu skały w kwasie solnym analogiczna do skały nadległej. Fauna: *Ostrea reussi* Netsch. /3 okazy/, *Argyrotheca scabricula* Koen.
- 205,4-206,0 Geza wapnista jasnoszara, porowata, lekka, z pojedynczymi szczątkami fauny o zresorbowanych skorupkach. Trawiona w kwasie solnym częściowo się rozpada. Pod binokulem i w residuum widoczny kwarc i glaukonit we frakcji głównie aleurytowej, a częściowo psamitowej drobnej. Liczne skorupki i ośrodki mikrofauny, kilka ułamków krzemionkowych igieł gąbek, częste glaukonitowe ośrodki igieł gąbek. Zawartość CaCO_3 wynosi 45,1%, MgCO_3 - 2,1%. Fauna: *Crenella sphaericula* Koen., *Nucula bowerbanki* Sow., *Nucula kamyschinensis* Netsch.
- 206,0-207,0 Margiel siwoszary lekki, porowaty, z domieszką kwarcu i glaukonitu we frakcji aleurytowej. W stropie znajduje się kilka pojedynczych fosforytów wielkości 2-3 mm. Widoczne drobne blaszki muskowitu i fauna małżowa o częściowo zresorbowanych skorupkach, ułamki łusek rybich. Pod binokulem widoczne pojedyncze glaukonitowe ośrodki igieł gąbek i mikroskorupki. Zawartość CaCO_3 wynosi 55,0%, MgCO_3 - 2,2%. Fauna: *Argyrotheca scabricula* Koen., *Terebratula mobergi* Lundgr., *Nucula triangula* Arch., *N. kamyschinensis* Netsch., *Ostrea nikitini* Arch. /2 okazy/, *Astarte trigonula* Koen.
- 207,0-207,5 Margiel piaszczysty jasnoszary o odcieniu zielonawym, z licznymi fosforytami wielkości od kilku milimetrów do 1,5 cm. Piasek glaukonitowo-kwarcowy występuje

głównie w frakcji psamitowej drobnej, a również i w aleurytowej. Szczątki fauny, głównie małżowej, o zresorbowanych skorupkach oraz kolce jeżowców. Fauna: *Crassatella montensis* Cossm.

207,5-208,6

Geza wapnista glaukonityczna, jasnoszara, lekka, bardzo porowata, z pojedynczymi, rzadko występującymi, fosforytami wielkości 1-4 mm. Na głębokości około 208,1 m nagromadzenie fosforytów wielkości 1-2 cm. Miejscami glaukonit tworzy plamiste skupienia. Nieliczne szczątki fauny, pojedyncze kolce jeżowców. Pod binokulem widać kwarc i glaukonit we frakcji psamitowej drobnej i aleurytowej, liczne próżnie po igłach gąbek, sporadyczne igły gąbek. Zawartość CaCO_3 wynosi 44,7%, MgCO_3 2,1%. Fauna: *Terebratula* sp.

K R E D A

Aleksandra KRASSOWSKA
Fauna wg Stefana CIEŚLIŃSKIEGO

KREDA GÓRNA

Mastrycht

Mastrycht górny

208,6-210,0

Kreda pisząca marglista, szarobiała, lekka, porowata, silnie bieląca, z licznymi małymi krzemieniami koloru jasnoszarego, z licznymi szczątkami fauny małżowej. W płytce cienkiej na tle spoiwa ilasto-węglanowego, widoczne są liczne otwornice, igły oraz próżnie po igłach gąbek, pelityczny piryt ziemisty, pojedyncze częste ziarna glaukonitu i kwarcu we frakcji aleurytowej, a niekiedy i psamitowej drobnej. Zawartość CaCO_3 wynosi 82,6%, a MgCO_3 4,9%. Fauna: *Pholadomya esmarcki* Nills., *Pecten* sp.

210,0-237,0

Nie rdzeniowano

237,0-242,0

Kreda pisząca marglista, szarobiała, lekka, porowata, silnie bieląca, z licznymi krzemieniami koloru jasnoszarego, z nieliczną fauną małżów oraz z kolcem jeżowca. W płytce cienkiej obserwuje się liczną mikrofaunę oraz pojedyncze ziarna kwarcu i glaukonitu frakcji aleurytowej. Zawartość CaCO_3 wynosi 82,6%.

242,0-267,0

Nie rdzeniowano. Granicę warstw przyjęto na głębokości 250,0 m

267,0-273,0

Wapień marglisty kredopodobny, szarobiały, lekki, porowaty, bielący. W płytce cienkiej na tle spoiwa ilasto-węglanowego widoczna jest liczna mikrofauna, pojedyncze igły gąbek, oraz często pojedyncze ziarna kwarcu /słabo obtoczone/ i glaukonitu /jasnozielone/ wielkości 0,02-0,15 mm, a także rozproszony piryt ziemisty. Zawartość CaCO_3 wynosi średnio 74,0%. Fauna

- 273,0-298,0
298,0-299,6
299,6-304,0
304,0-329,0
329,0-335,0
- słabo zachowana: szczątki gąbki, małżów, Pecten sp., kolec jeżowca
- Nie rdzeniowano
- Wapień marglisty kredopodobny, jak z głębokości 267,0-273,0 m, z pojedynczymi jasnoszarymi czertami, z obfitą fauną. W płytce cienkiej obserwuje się mniejszą zawartość kwarcu i glaukonitu. Zawartość CaCO_3 wynosi 82,3%, a MgCO_3 1,2%. Fauna: szczątki gąbek, Lima limatula sp., Ostrea sp., Hoploscaphites cf. constrictus /Sow./ - na głębokości 298,2 m, 298,8 m, 299,4 m, Ventriculites sp., łuski ryb
- Margiel na przemian z marglistą kredą piszącą, tworzący warstwy grubości około 0,5 m. Margiel jasnoszary kruchy, zawiera wyraźnie większą domieszkę kwarcu i glaukonitu /we frakcji aleurytowej/, o zawartości CaCO_3 70,2%. Kreda pisząca marglista, biała, silnie bieląca, z małą ilością ziarn kwarcu i glaukonitu, CaCO_3 81,5%. Fauna: szczątki gąbek, Craticularia sp., szczątki małżów, ułamki skafitesów, Baculites sp., kolce jeżowca, łuski ryb
- Nie rdzeniowano. Wapień marglisty jak niżej
- Wapień marglisty, kredopodobny, szarobiaławy, lekki, porowaty, mażący, z niewielką domieszką ziarn kwarcu i pojedynczymi ziarnami glaukonitu we frakcji aleurytowej. Zawartość CaCO_3 wynosi 78,8%, a MgCO_3 0,3%. Fauna: skorupki małżów, liczne baculitesy, płytki jeżowców, łuski ryb

Mastricht dolny

- 335,0-360,0
360,0-362,0
362,0-365,0
365,0-376,0
- Nie rdzeniowano. Według profilowania geofizycznego do głębokości 357,0 m wapienie j.w., niżej kreda pisząca, marglista
- Kreda pisząca marglista, biała, mażąca, wykazująca słabą łupliwość, z wkładką /grubości 30 cm/ wapienia marglistego, jasnoszarozielonawego, z plamistymi skupieniami piryty ziemistego
- Wapień marglisty kredopodobny, białoszary, lekki, mażący. W płytce cienkiej obserwuje się wyraźną domieszkę ziarn jasnozielonego słabo obtoczonego kwarcu i glaukonitu we frakcji aleurytowej a sporadycznie drobnej psamitowej. Zawartość CaCO_3 wynosi około 80%
- Nie rdzeniowano. Według profilowania geofizycznego wapień marglisty

Kampan

Kampan górny

- 376,0-390,0
- Nie rdzeniowano. Według profilowania geofizycznego kreda pisząca jak niżej

- 390,0-396,0
396,0-421,0
421,0-426,0
426,0-451,0
451,0-456,0
456,0-466,0
466,0-470,0
470,0-491,0
491,0-497,0
497,0-503,0
503,0-515,8
- Kreda pisząca biała, lekka, porowata. Zawartość CaCO_3 wynosi 91,2%. Fauna: Pecten sp.
- Nie rdzeniowano
- Bardzo słaby uzysk rdzenia - ułamki skały. Kreda pisząca, biała, silnie bieląca, z wkładką grubości 1 cm, jasnoszarego marglu. Zawartość CaCO_3 wynosi 93,0%.
- Nie rdzeniowano. W próbkach płuczkowych okruchy krzemieni
- 0,15 m rdzenia - czarny krzemień wielkości 15 cm
- Rdzeń rozkruszony. Kreda pisząca biała z wkładką jasnoszarego marglu grubości 1 cm. Liczne, duże, nieregularne buły czarnych krzemieni. Średnica krzemieni wynosi ponad 13 cm. Zawartość CaCO_3 w kredzie wynosi 93,0%
- Nie rdzeniowano
- Kampan dolny
- Nie rdzeniowano
- 1 m rdzenia - kreda pisząca biała, silnie bieląca. Zawartość CaCO_3 wynosi 96,2%
- Kreda pisząca biała, z pojedynczymi, szarozielonawo-żółtymi przemazami ilastymi w postaci plam lub smug. W dole krzemień z białą korą
- Kreda pisząca biała. Miejscami występują nieregularne, zielonawoszare laminy margliste, pojedyncze warstewki margli ilastych grubości 2-3 cm na głębokości 504,6 m i 510,4 m i wkładka marglu grubości 20 cm na głębokości 506,1 m. W górze płaszczyzna ślizgu. Pojedyncze duże, czarne krzemienie. Z fauny znaleziono jedynie fragmenty jeżowca. W płytce cienkiej na tle spoiwa węglanowego widoczna mikrofauna i sporadycznie pelityczny piryty ziemisty. W kredzie średnia zawartość CaCO_3 wynosi około 95,0%, a MgCO_3 około 0,4%, w marglu CaCO_3 - 17,6% a w MgCO_3 - 3,3%

Santon

Santon górny

- 515,8-521,0
521,0-527,0
- Kreda pisząca biała. Pojedyncze, częste, zielonawoszare przemazy ilaste lub nieregularne laminy ilaste, kilka małych płaszczyzn ślizgu. Pojedyncze czarne krzemienie. Zawartość CaCO_3 wynosi 94,1%
- Kreda pisząca biała, gęsto laminowana jasnoszarozielonawym marglem, w górnej części - na odcinku 40 cm, gęsto smugowana zielonym marglem. Laminy są poziome, łupliwe, z trzema warstewkami marglu grubości 2-4 cm. Na głębokości 521,4 m wkładka /grubości 10 cm/ jasnoszarozielonawego marglu plamistego, drobnołupliwe-go, z pirytem ziemistym, zawierającego 62,6% CaCO_3 .

- 527,0-533,0 Z pojedynczymi, drobnymi, jasnoszarymi czertami i czarnymi krzemieniami
Kreda pizująca, biała, z krzemieniami. Zawartość CaCO_3 wynosi 90,0%. Fauna: Inoceramus z grupy patootensis Lor.?, na głębokości 532,7 m fragmenty jeżowca
- 533,0-539,0 Wapień kredopodobny z rozszanymi licznymi włóknami inoceramów, biały, miękki, szorstki, miejscami smugowany jasnoszarozielonawym. Częste drobne stylolity. Na głęb. 537,20-537,35 m wkładka wapienia marglistego jasnoszarozielonawego, poprzerastanego wapieniem białym. W płytce cienkiej na tle spoiwa ilasto-węglanowego widoczna liczna mikrofauna i włókna inoceramów. Fauna: szczątki gąbek, liczne szczątki inoceramów, fragmenty jeżowca
- 539,0-556,0 Wapień marglisty biały, dość miękki, mniej szorstki, miejscami /na odcinkach 20-40 cm/ smugowany wapieniem jasnoszarozielonawym, z pojedynczymi wkładkami marglu grubości 10 cm oraz z jasnoniebieskimi czertami. Rozsiane włókna inoceramów są mniej liczne niż w skale nadległej, zawartość ich ku dołowi wyraźnie maleje. Margiel tworzący wkładki jest jasnoszary lub zielonawy, poprzerastany wapieniem białym drobnołupliwym. Zawartość CaCO_3 w wapieniu wynosi średnio około 83,0%, a w marglu 58,0%. Fauna: szczątki gąbek, Ventriculites sp., szczątki inoceramów, Ostrea sp., łuski ryb
- 556,0-563,0 Wapień marglisty biały, z rozszanymi włóknami inoceramów, z pojedynczymi laminami jasnoszarozielonawego marglu, występującymi partiami w odstępach około 1-2 cm, z szaroniebieskawymi czertami. Zawartość CaCO_3 wynosi 83,3%. Fauna: szczątki gąbek, Ostrea sp. szczątki inoceramów i Inoceramus sp.
- 563,0-587,0 Wapień marglisty, kredopodobny, z rozszanymi włóknami inoceramów, biały, plamisty, miejscami /na odcinkach 10 cm/ smugowany wapieniem jasnoszarym. Pojedyncze wkładki szarozielonego, kruchego marglu, grubości 5-15 cm, poprzerastanego białym wapieniem. Liczne jasnoszare czerty i pojedyncze krzemienie. Jądro niektórych czertów tworzy czarny krzemień. Jeden czert zawiera szczątki skorup inoceramów, a w środku czarny krzemień. Zawartość CaCO_3 średnio wynosi około 83,0%, MgCO_3 około 0,7%. Fauna: fragmenty gąbek i Inoceramus sp.

Santon dolny

- 587,0-595,4 Wapień biały słabo plamisty, miejscami wapień marglisty, jasnoszary oraz wapień kredopodobny z włóknami inoceramów. Częste są jasnoszare czerty oraz czarne krzemienie w kształcie buł i płaskurów. Liczne drobne stylolity pokryte jasnoszarozielonym marglem. W płytce cienkiej na tle spoiwa węglanowego widoczna mikrofauna i włókna inoceramów. Zawartość CaCO_3 wynosi 90,4%. Fauna: fragmenty gąbki i Inoceramus sp.

595,4-605,0

Wapień biały dość twardy, lekko bielący. Pojedyncze, częste, drobne stylolity oraz nieregularne laminy zielonego marglu, pojedyncze wkładki zielonego marglu, kilka płaszczyzn ślizgu, białe czerty. Zawartość CaCO_3 wynosi 93,7%, MgCO_3 0,6%. Fauna: szczątki gąbek i inoceramów, Inoceramus sp. /3 okazy/, łuski ryb

Koniak

605,0-617,0

Wapień marglisty biały, nieco bielący, dość miękki, gęsto laminowany jasnoszarozielonym marglem. Laminy często występują na wyługowanych powierzchniach wapienia. Łupliwość pozioma wzdłuż lamin. Na głębokości 616,2 m wkładka wapienia marglistego, zielonawego. W skale rozsiane włókna inoceramów. Zawartość CaCO_3 wynosi 87,4%, MgCO_3 1,2%. Fauna: Inoceramus involutus Sow. na głębokości 612,8 m oraz płaskie, grube skorupy Inoceramus sp. /7 okazów/

617,0-622,0

Wapień marglisty biały, średniej twardości, gęsto smugowany jasnoszarym. Na głębokości około 620,4 m warstewka wapienia jasnoszarego. W skale rozsiane włókna inoceramów. Zawartość CaCO_3 wynosi 86,8%. Fauna: Inoceramus involutus Sow. na głębokości 621,5 m oraz płaskie, grube skorupy Inoceramus sp. /2 okazy/

Turon

Turon górny

622,0-629,0

Wapień biały średniej twardości, z pojedynczymi laminami i warstewkami /grubości 2-3 cm/ wapienia jasnoszarego. Nielicznie rozsiane włókna inoceramów. W dole warstwy czarne krzemienie w kształcie buł

629,0-641,0

Wapień biały średniej twardości, nieco bielący, z częstymi pojedynczymi laminami i warstewkami jasnoszarozielonawego marglu. Dwie wkładki zielonawego marglu występują na głębokości 629,5 /10 cm miąższości/ i na głębokości 633,2 m /30 cm miąższości/. Poniżej głębokości 635,0 m notuje się pojedyncze, wyługowane powierzchnie wapieni pokryte ciemnoszarym marglem. Pojedyncze czarne krzemienie w kształcie buł. Zawartość CaCO_3 wynosi w wapieniu 93,7%, w marglu 52,3%

Turon dolny

Turon dolny wyższy

641,0-647,0

1,5 m rdzenia, dalej próbki okruchowe - wapień kredopodobny biały, z pojedynczymi laminami i warstewkami jasnoszarozielonego marglu, z pojedynczymi stylolitami, z bułami czarnych krzemieni. W płytce cienkiej na tle spoiwa ilasto-węglanowego widoczne

- 647,0-659,0 liczne oligosteginy. Zawartość CaCO_3 wynosi 98,0%. Fauna: *Inoceramus lamarcki* Park. /na głęb. 642,5 m/
Kreda pisząca biała, bieląca, z pojedynczymi smugami, laminami, warstewkami i wkładkami /miąższości 10 cm/ szarozielonawego, drobnołupliwego marglu oraz ze stylolitami. Liczne czarne krzemienie z białą korą wielkości 6-10 cm. W płytce cienkiej na tle spoiwa węglanowego, widoczne liczne oligosteginy i trochę mikrofauny. Zawartość CaCO_3 wynosi 96,5%
- 659,0-665,0 Wapień biały średniej twardości, z pojedynczymi, fałistymi laminami jasnoszarozielonego marglu, ze stylolitami, z wkładką kredy piszącej oraz z krzemieniami
- 665,0-677,0 Okruchy rdzenia - wapień kredopodobny biały, z okrucami jasnoszarozielonych margli, czarne krzemienie
- 677,0-683,0 Wapień biały średniej twardości; w odstępach co 15cm nieregularne, wyługowane powierzchnie wapieni pokryte warstewką marglu miąższości 1,5-2,0 cm, stylolity. Jeden czarny krzemień. W płytce cienkiej widoczne oligosteginy. Zawartość CaCO_3 wynosi 98,0%
- 683,0-689,0 Słaby uzysk rdzenia - ułamki białych wapieni
- 689,0-692,0 Wapień biały dość twardy, z licznymi stylolitami i pojedynczymi, nieregularnymi, bulastymi, wyługowanymi powierzchniami wapieni pokrytymi warstewką zielonego marglu miąższości kilku centymetrów. W jednej z warstewek marglu znajdują się płaskie otoczaki białego wapienia. Fauna: *Inoceramus lamarcki* Park. /na głębokości 689,2 m/
- 692,0-694,0 Wapień biały zwiezły, twardy, miejscami trochę rozsianych włókien inoceramów, liczne stylolity oraz wyługowane, bulaste, powierzchnie wapieni pokryte jasnoszarozielonym marglem. W płytce cienkiej obserwuje się sporadyczne, aleurytowe ziarna glaukonitu oraz oligosteginy. Fauna: *Inoceramus* cf. *lamarcki* Park. na głębokości 692,5 m, I.sp., *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp.

Turon dolny niższy

- 694,0-694,7 Wapień inoceramowy jasnoszary, poprzerastany wapieniem marglistym, zielonawym, smugowanym. Pod binokulem obserwuje się sporadyczne, bardzo drobne, ziarna glaukonitu. W stropie /na odcinku 15 cm/ wapienie te przechodzą nawzajem jeden w drugi, i zawierają płaskie otoczaki białych wapieni. Powierzchnia stropowa jest wyługowana, bulasta, powleczone jasnozielonym marglem. Zawartość CaCO_3 wynosi 95,9%. Fauna: *Inoceramus labiatus* Schloth. /na głęb. 694,6 m/
- 694,7-695,0 Wapień inoceramowy /15 cm/ biały, twardy, z trzema bulastymi, wyługowanymi powierzchniami, pokrytymi szarozielonym wapieniem marglistym miąższości około 1 cm. Niżej wapień inoceramowy /15 cm/ szarobiały, szorstki, twardy, poprzerastany zielonym, ze szczatkami skorup inoceramów

- 695,0-695,9 Wapień inoceramowy szarobiały, twardy, poprzerastany zielonawym, z gęsto występującymi nierównymi, fałistymi, bulastymi, wyługowanymi powierzchniami, pokrytymi warstewką szarozielonego marglu, z pojedynczymi stylolitami. Fauna: *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth. /na głębokości 695,3 m/, I.sp., *Rhynchonella* sp.
- 695,9-696,8 Wapień inoceramowy szarobiały, smugowany zielonym, szorstki, w stropie szarozielony. Na głęb. 696,3 m wkładka jasnozielonego, łupliwego marglu

Cenoman

- 696,8-697,0 Margiel jasnoszarozielony łupliwy, w dole twardszy, przechodzący stopniowo w wapień marglisty opisany niżej
- 697,0-697,4 Wapień marglisty jasnoszary, nieregularnie laminowany zielonawym marglem. Pojedyncze, bulaste, wyługowane powierzchnie wapienia, pokryte są jasnozielonym marglem. W płytce cienkiej na tle spoiwa ilasto-węglanowego widoczne oligosteginy, mikrofauna, włókna inoceramów oraz pojedyncze, aleurytowe ziarna glaukonitu i kwarcu. Zawartość CaCO_3 wynosi 87,4%, we wkładce marglu 74,0%
- 697,4-704,0 Wapień biały dość twardy, z rozsianymi włóknami inoceramów, poprzercinany gęsto laminami zielonego marglu. Lamin są poziome, równe, czasem nieregularne i nadają skale charakter płytkowy. W dole warstewka szarego marglu miąższości 2 cm. Zawartość CaCO_3 wynosi 97,4%
- 704,0-713,0 Wapień inoceramowy, jasnoszary, miejscami biały, twardy, szorstki. Nieregularne smugi i plamy wapienia szarego oraz pałeczkowate skupienia pirytu ziemistego. W płytce cienkiej widoczna struktura organodetrytyczna skały zbudowanej z włókien inoceramów. W minimalnej ilości występują aleurytowe ziarna glaukonitu oraz piryt ziemisty. Zawartość CaCO_3 wynosi średnio 92,5%. Fauna: *Inoceramus* sp., *Plicatula inflata* Sow., *Syncyclonema nilssoni* Goldf., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Naitea* sp., *Rhynchonella* sp., rurki robaków, *Serpula* sp., łuski ryb
- 713,0-716,0 Wapień inoceramowy biały, nieco bielący, trochę bardziej miękki, smugowany i miejscami przewarstwiany szarym, z liczną fauną inoceramów. Fauna: *Inoceramus* cf. *virgatus* Schlütt. /na głębokości 714,2 m/, I.cf. *etheridgei* Woods /2 okazy/ /na głębokości 714,5 i 714,7 m/, I.cf. *crippsi* Mant. /na głębokości 715,6 m/, I. sp., *Terebratula* sp.
- 716,0-719,0 Wapień inoceramowy jasnoszary i białoszary, smugowany i przewarstwiany ciemnoszarym, twardy, szorstki /jak z głębokości 704,0-713,0 m/ z liczną fauną inoceramów. Fauna: *Inoceramus* cf. *etheridgei* Woods /na głębokości 716,2 m/, I. *crippsi* Mant. /na głębokości 717,6 m/, I. cf. *crippsi* Mant /2 okazy/ /na głębokości 716,3 i 717,5 m/, I. sp. /5 okazów/, *Plicatula inflata* Sow. /2 okazy/

- 719,0 - 721,0 Wapień inoceramowy jasnoszary smugowany szarym, bardzo szorstki, twardy, z bardzo liczną fauną inoceramową. W płytce cienkiej obserwuje się sporadyczne, aleurytowe ziarna glaukonitu oraz pojedyncze ziarna kwarcu we frakcji psamitowej drobnej. Zawartość CaCO_3 wynosi 95%, MgCO_3 0,2%. Fauna: Inoceramus cf. *crippsi* Mant./na głębokości 719,4 m/, I.sp. typ *crippsi* Mant./2 okazy/ /na głębokości 719,4 m i 720,5 m/, I. *crippsi* Mant. /na głębokości 720,6 m/, Inoceramus sp. /5 okazów/, *Syncyclonema obercularis* Sow. /2 okazy/, *Ostrea* sp., łuski i ząb ryby
- 721,0-722,0 Wapień inoceramowy, jasnoszary, przewarstwiany i smugowany wapieniem szarym, bardzo szorstki, twardy, ze sporadycznymi aleurytowymi, ziarnami glaukonitu i kwarcu. Zawartość CaCO_3 wynosi 95,3%. Fauna: Inoceramus sp. /4 okazy/
- 722,0-725,0 1,4 m rdzenia:
1,0 m - wapień inoceramowy jasnoszary, smugowany szarym, twardy, bardzo szorstki. W płytce cienkiej obserwuje się aleurytowe ziarna glaukonitu. Zawartość CaCO_3 wynosi 94,7%. Fauna: Inoceramus sp. /3 okazy/, *Syncyclonema nilssoni* Goldf. /3 okazy/, *Pecten* sp., *Ostrea* sp., łuski ryb
0,4 - wapień inoceramowy marglisty, piaszczysty z glaukonitem, jasnoszary, smugowany szarym. Wtrącenia i skupienia ziarn kwarcu i glaukonitu. W dole warstwy pojawiają się fosforyty wielkości maksymalnej około 2 cm. W płytce cienkiej widoczna struktura organodetrytyczna skały zbudowanej z włókien inoceramów, częste ziarna glaukonitu i kwarcu wielkości 0,1-0,5 mm oraz rozproszony poryt ziemisty. Zawartość CaCO_3 wynosi 87,7%. Fauna: fragmenty inoceramów, Inoceramus sp., łuski ryb.
Między tymi wapieniami i niżej opisanym marglem brak jest najprawdopodobniej od kilkudziesięciu do 100 cm skał marglistych. Według profilowania geofizycznego spąg warstwy, a zarazem kredy górnej, przyjęto na głębokości 725,0 m.

Aleksandra KRASSOWSKA

KREDA DOLNA

Alb

Alb górny

Według profilowania geofizycznego dla albu górnego przyjęto głębokości 725,0-726,5 m. Z tego odcinka opisano następujące skały

- 725,0-726,5 0,2 m - rdzeń w okruchach. Margiel piaszczysty jasnoszary o odcieniu zielonym, zawiera piasek glaukonitowo-kwarcowy, drobnoziarnisty z domieszką różnoziarnistego /glaukonit mniej liczny/ oraz fosforyty

brązowe wielkości do 4 cm. Fauna: *Aucellina* sp. /3 okazy/
0,2 m - rdzenia okruchy - piasek kwarcowy różnoziarnisty. Fosforyty czarne piaszczyste, wielkości od kilku milimetrów do 1,5 cm

Sylwester MAREK

Alb środkowy - barrem

- 726,5-730,0
730,0-736,0

Brak rdzenia³
3,8 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły /piasek kwarcowy/, bardzo drobno- i drobnoziarnisty, z muskowitem, szary, miejscami z przemazami i smugami iłu ciemnoszarego. Według pomiarów geofizycznych - piaskowce do głębokości 736 m

Hoteryw

Hoteryw górny

Hoteryw górny /część górna/

- 736,0-740,0
740,0-746,0

4,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły /piasek kwarcowy/, bardzo drobnoziarnisty, z obfitym muskowitem, szary z przemazami i smugami ilastymi, ciemnoszarymi
1,0 m rdzenia - piaskowiec słabo zwięzły, mułkowaty i drobnoziarnisty, z obfitym muskowitem i domieszką pyłu węglowego, szary i ciemnoszary, z dość licznymi ciemnoszarymi smugami ilasto-mułowymi. Według pomiarów geofizycznych: 740,0-745,0 m mułowce piaszczyste, 745,0-746,0 m piaskowce

Hoteryw górny /część dolna/

- 746,0-752,0
752,0-758,0
758,0-763,0

3,0 m rdzenia - piaskowiec jasnoszary, bezwapnisty, bardzo słabo zwięzły /piasek kwarcowy/, drobno- i bardzo drobnoziarnisty, z obfitym drobnym muskowitem, z nielicznymi ziarnami glaukonitu i pyłem węglowym
3,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły, jw.
4,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły /piasek kwarcowy/, drobno- i bardzo drobnoziarnisty z obfitym muskowitem i pyłem węglowym, z nielicznymi ziarnami glaukonitu, jasnoszary, bezwapienny

³ Litologię odcinków gryzerowych interpretowano na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej i próbek okruchowych.

Hoteryw dolny

- 763,0-764,0 1,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły, z obfitym glaukonitem, szarozielony
- 764,0-770,0 5,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły /piasek kwarcowy/, z obfitym glaukonitem i pyłem węglowym, szary, miejscami nieco zielonkawy, smugowany materiałem ilasto-glaukonitowym /głównie w dolnej części/, bezwapniasty
- 770,0-771,5 1,0 m rdzenia - piaskowiec bardzo słabo zwięzły, glaukonitowy, ze smugami i przemazami ilastymi

Walanżyn

Walanżyn górny

- 771,5-775,0 Brak rdzenia. Według pomiarów geofizycznych mułowce i piaskowce

J U R A

Teresa NIEMCZYCKA

JURA GÓRNA

Oksford

Oksford górny

- 775,0-786,4 Wapień oolitowy biały, średnioziarnisty, niewarstwowy, w niektórych partiach zawierający pizoolity oraz intraklasty wapienne. Skała miejscami krucha i porowata, miejscami zwięzła. Dość liczna fauna ślimaków. Fauna: *Nerinea lorteti* Cosmm., N. sp., *Pseudonerinea* sp., *Nerinella elatior* d'Orb., *Protocardia* sp., *serpule*
- 786,4-800,0 Wapień pizolitowo-oolitowy, biały, w górze zwięzły, w dole kruchy, mikroporowaty, niewarstwowy, z szczątkami małżów i ślimaków. Fauna: *Trigonia* cf. *reticulata* Agassiz, *Nerinea* sp., *Nerinella* sp.
- 800,0-803,4 Wapień pelitowy biały, niewarstwowy, kruchy, kredowaty, brudzący, pocięty stylolitami, z detrytem fauny małżowej. Miejscami wapień ten zawiera rozproszone ooidy. W stropie występuje 0,8 m wkładka wapienia oolitowego
- 803,4-804,7 Margiel ilasty szary, o pokroju łupkowym
- 804,7-806,0 Wapień pelitowy biały, nielaminowany, kruchy, pylasty

- 806,0-807,5 Wapień marglisty pelitowy, szarobeżowy, plamisty, zwięzły, nielaminowany, z pojedynczymi piaszczystymi ślizgów
- 807,5-823,0 Wapień pelitowy biały, kredowaty, pylasty, nielaminowany, z pojedynczymi intraklastami zwięzłego wapienia szarego. W stropie powierzchnia rozmycia i ślady skałotoczy
- 823,0-836,0 Wapień oolitowy żółtawobrunatny, drobno- i średnioziarnisty, nielaminowany, dość twardy i zwięzły, miejscami mikroporowaty. Obok ooidów liczne drobne, intraklasty wapienne. Szczątki fauny ślimaków
- 836,0-842,0 Wapień pelitowy biały, nielaminowany, kruchy, pylasty, z liczną kruchą, zniszczoną fauną ślimaków i koralowców. Podrzednie występują członki krynoidów. Liczne próżnie po faunie
- 842,0-845,0 Wapień detrytyczny, miejscami detrytyczno-oolitowy, jasnobieżowy, zwięzły, z dwoma wkładkami zwięzłych margli ilastych, o pokroju łupkowym /0,05 m/. Skała w sąsiedztwie wkładek zawiera szczątki zwęglonej flory. W dolnej części występują dość liczne szczątki małżów, ślimaków i krynoidów
- 845,0-852,0 Wapień pelitowy kremowobiały, w górnej części twardy i zwięzły, w dole kruchy, pylasty. Miejscami skała wykazuje ciemniejszą, poziomą laminację. Podrzednie w wapieniu występują intraklasty wapienne o średnicy 8 mm. Liczna fauna ślimaków i pojedyncze koralowce. Na głębokości 849,5-849,65 m występuje muszlowiec *nerineowy*. Fauna: *Nerinea* sp., *Nerinella* sp., *Ptygmatis* cf. *curmontensis* /Lor./
- 852,0-854,0 Wapień marglisty pelitowy, szarobeżowy, z intraklastami pelitowych wapieni kremowych o rozmiarach do 1,5 cm. Pojedyncze szczątki małżów i koralowców, zwęglone szczątki flory. Fauna: *Nerinea mariae* d'Orb.
- 854,0-859,0 Wapień pelitowy kremowobiały, kruchy, pylasty, w środkowej części ze szczątkami koralowców, małżów i ślimaków. Korale występują kolonijnie lub zasobniczo. Fauna: *Nerinea* sp.
- 859,0-871,0 Wapień koralowcowy jasnobrunatny, przekrystalizowany, twardy, zwięzły. Skała zbudowana z warstewek koralowców lamelarnych, grubości około 4-5 mm ułożonych równolegle, obrastających detryt wapienny lub organiczny. Pojedyncze szczątki krynoidów. Próżnie po faunie wypełnione są kalcytem. Fauna: *Septaliphoria pinguis* /Roem./
- 871,0-876,0 Wapień oolitowo-pizolitowy beżowy, kruchy, porowaty, nietwardy, z intraklastami wapieni pelitowych oraz szczątkami fauny skorupowej i krynoidów
- 876,0-877,0 Wapień koralowcowy jak na głębokości 859,0-871,0 m
- 877,0-883,0 Wapień oolitowy kremowobiały, w górnej partii twardy, zwięzły, w niższej kruchy, porowaty, typ "ikrowca". W skale występują intraklasty wapienia zlewnego oraz szczątki małżów, koralowców, krynoidów. W dole wapień gruboziarnisty, pizolitowy
- 883,0-889,0 Brak rdzenia

- 889,0-890,0 Wapień koralowcowy barwy białej jak na głębokości 859,0-871,0 m. Ponadto szczątki małżów, brachiopodów, krynoidów. Fauna: *Septaliphoria pinguis* /Roem./, *Lima* sp.
- 890,0-892,0 Brak rdzenia
- 892,0-898,0 Wapień koralowcowy jw.

Oksford środkowy

- 898,0-907,0 Wapień koralowcowy biały, kruchy, słabo zwięzły, partiami o charakterze organodetrytycznym /fauna małżów i brachiopodów/. Fauna: *Lithophaga* sp., *L. cf. incusa* /Philips/, *Lima* sp., *Septaliphoria* sp.
- 907,0-922,0 Wapień organodetrytyczny koralowcowo-gąbkowy, biały, kruchy, brudzący, z silnie zniszczonymi koloniami koralu, z detrytem krynoidów i małżów. Miejscami przekrystalizowane kolonie koralu. Pojedyncza fauna brachiopodów oraz kolce jeżowców. W spagu jasnoszare czerty. Fauna: *Lima* sp., *Cucullaea* sp., *Septaliphoria* sp., *S. astieriana* /d'Orb./, *S. cf. astieriana* /d'Orb./, *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp., *Zeilleria* sp.
- 922,0-937,0 Wapień organodetrytyczny koralowcowo-gąbkowy, biały, drobnoziarnisty, kruchy. Pojedynczo występują kolonie koralu, serpule, krynoidy i kolce jeżowców, fragmenty gąbek. Miejscami skała czertowato-skrzemionkowana. Fauna: *Pecten* sp., *Protocardia* sp., *Lima* sp. Zawartość węglanów w skałe wynosi 98,8% /w tym dolomitu 0,8%/
- 937,0-943,0 Wapień organodetrytyczny drobnoziarnisty, biały, brudzący, kruchy, mało zwięzły, z koralami, krynoidami, kolcami jeżowców oraz z fauną małżów i brachiopodów. Fauna: *Lima* sp., *Terebratula* sp. Zawartość węglanów w skałe wynosi 99,4% w tym dolomitu 0,2%
- 943,0-948,0 Skała jw., bardzo liczne kolonie koralowców, miejscami przekrystalizowanych. Fauna: *Septaliphoria* cf. *astieriana* /d'Orb./, *Terebratula* sp.
- 948,0-952,0 Wapień koralowcowy drobnodetrytyczny, miejscami brekcjowaty. Skała krucha, biała, z kolcami jeżowców, fauną małżów i brachiopodów. Fauna: *Camptonectes* sp., *Anisocardia* sp., *Terebratula* sp. Zawartość węglanów w skałe wynosi 99,4% w tym dolomitu 0,2%
- 952,0-953,5 Wapień koralowcowy kremowobiały, kruchy. Liczne kolonie koralowców, pojedyncze duże okazy. Obok koralowców fauna małżów, brachiopodów i krynoidów. W obrębie wapienia występują duże partie organodetrytyczne, drobnoziarniste. Miejscami drobne skupienia pirytu. Fauna: *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.
- 953,5-960,0 Wapień gąbkowo-koralowcowy drobnoziarnisty, miejscami brekcjowaty. Liczne koralowce, małże i brachiopody. Skała krucha, szarobiała, brudząca. Niektóre partie przekrystalizowane. Pojedyncze, drobne skupienia pirytu. W partiach spagowych nagromadzenie czertów. Zawartość węglanów w skałe wynosi 99,8% /w tym dolomitu 0,2%/

- 960,0- 967,0 Wapień organodetrytyczny jw., kremowy, drobnoziarnisty, kruchy, mało zwięzły, złożony z detrytu wapieni pelitycznych oraz szczątków fauny koralowo-gąbkowo-krynoidowej. Skała silnie czertowato-skrzemionkowana. W czertach widoczne kalcytowe igły gąbek
- 967,0 -972,0 Wapień gąbkowy kruchy, miejscami koralowcowy. Niektóre partie skały są skrzemionkowane. W spagu nagromadzenie czertów
- 972,0- 975,0 Wapień gąbkowy brudnobiały, ze słabo zachowaną fauną koralu, bardzo kruchy, brudzący. Obok koralu występuje dość licznie nieoznaczalna fauna małżowa. Zawartość węglanów w skałe wynosi 99,8% /w tym dolomitu 0,3%/
- 975,0- 996,0 Wapień jw. drobnodetrytyczny, biały, kruchy, brudzący z pojedynczymi kruchymi koralami i kolcami jeżowców oraz z detrytem fauny małżów. Liczne czerty
- 996,0- 999,0 Wapień gąbkowy brudnobiały, drobnoziarnisty, kruchy, brudzący, z fragmentami gąbek. Zawartość węglanów w skałe wynosi 98,0% /w tym dolomitu 0,4%/
- 999,0-1001,0 Wapień organodetrytyczny gąbkowy jw., biały i szary, drobnoziarnisty, brudzący, o niewyraźnych strukturach gąbkowych, z czertami. Zawartość węglanów w skałe wynosi 99,0% /w tym dolomitu 0,2%/
- 1001,0-1005,0 Wapień organodetrytyczny gąbkowy, biały, dość zwięzły, bez widocznych struktur organicznych, czertowaty, z brunatnoszarymi krzemieniami

Oksford dolny

- 1005,0-1012,0 Wapień organodetrytyczny gąbkowy, szarobiały, z przerostami dolomitu cukrowatego. Skała drobnoziarnista z przerostami dolomitu barwy szarobeżowej. Pojedyncze szare krzemienie oraz nikielne przemazy ilasto-glaukonitowe
- 1012,0-1015,5 Wapień organodetrytyczny gąbkowy dolomitowy, nieznacznie plamisty, szarobiały, zwięzły, nieco brudzący, miejscami z niewielkimi czertami. Dość liczne powierzchnie suturopodobne pokryte są szarobrunatną substancją marglistą. Zawartość węglanów w skałe wynosi 93,2% /w tym dolomitu 20,1%/
- 1015,5-1016,3 Dolomit cukrowaty, plamisty, barwy jasno- i ciemnoszarej, nieco glaukonitowy, w spagu 3 cm/ zlepieńcowaty
- 1016,3-1016,4 Wapień marglisto-piaszczysty zielonoszary, glaukonitowy, dość twardy. W próżniach po faunie przemazy glaukonitu

Krystyna DAYCZAK-CALIKOWSKA

Oksford środkowy 1 dolny /pars/⁴

/wg T. Niemczyckiej - kelowej/

- 1016,4-1018,0 1,5 m rdzenia - wapień organodetrytyczny, silnie piaszczysty, szary, z dość obficie występującymi ziarnami glaukonitu, przepełniony drobnymi kolcami jeżowców i członami liliowców. W stropie kilku milimetrowa warstewka wapienia ciemnozielonego, przepełnionego glaukonitem
- 1018,0-1018,8 0,6 m rdzenia - wapień grubokrystaliczny krynoidowy, szary, nieco piaszczysty, bardzo twardy, drobnoporowaty, miejscami skawernowany. Kawerny wypełnione są szczotkami kalcytowymi lub czarnobrunatnym pyłem. Również w kawernach notuje się drobne skupienia glaukonitu
- 1018,8-1019,9 0,9 m rdzenia - wapień nieco piaszczysty szary, drobnokrystaliczny, przepełniony detrytem małżów, miejscami skawernowany, zwięzły, twardy. W stropie zlepek muszlowy /1 cm grubości/
- 1019,9-1021,5 1,6 m rdzenia - wapień grubokrystaliczny piaszczysty, krynoidowy, nieco marglisty. Na płaszczyznach warstwowania nagromadzony pył ciemnobrunatny /wiązki Fe/. Dość twardy, drobnoporowaty, z nieliczną domieszką glaukonitu i liczną bardzo zniszczoną fauną małżów. W części przystropowej okruchowiec zoogeniczny z wkładką /1 cm/ zanieczyszczoną ciemnym pyłem związków żelaza
- 1021,5-1021,6 0,1 m rdzenia - wapień*bardzo zwięzły twardy, nieco zsylikowany, szarobrunatny, z licznymi członami liliowców. Niezbyt liczne kawerny. Ku dołowi przechodzi w niżej leżący okruchowiec
- 1021,6-1023,3 1,7 m rdzenia - okruchowiec zoogeniczny nieco piaszczysty, szary, z niewielką domieszką glaukonitu, przepełniony członami liliowców, serpul, mszywiół, i nieprzekrystalizowanymi, zniszczonymi małżami, niezbyt twardy. Zawiera wkładki grubokrystalicznych wapieni zoogenicznych o typie zlepeków muszlowych
- 1023,3-1025,5 2,2 m rdzenia - wapień drobnodetrytyczny oolitowy, o teksturze piaskowca, jasnoszary, miejscami z lekkim odcieniem zielonawym, dość zwięzły, ku dołowi twardszy do bardzo twardego. Miejscami nieco porowaty. Około 1,0 m od spągu pojawiają się przemazy lub zmierzwienia ciemnobrunatnymi związkami żelaza w postaci pyłu. Małże bardzo liczne, ale bardzo silnie zniszczone. Niewielka domieszka ziarn kwarcowych

⁴ Utwory występujące w interwale 1016,4-1049,5 K. Dayczak-Calikowska zalicza na podstawie dowodów mikropaleontologicznych W. Bieleckiej do środkowego 1 dolnego oksfordu.

- 1025,5-1031,3 5,8 m rdzenia - wapień drobnodetrytyczny nieco piaszczysty, oolitowy, jw., kremowobiały, miejscami z lekkim odcieniem zielonkawym, zwięzły, dość twardy, marglisty. Zawiera wkładki okruchowców zoogenicznych oraz liczne, zniszczone małże. Na płaszczyznach warstwowania nagromadzenia brunatnego pyłu związków żelaza
- 1031,3-1031,5 0,2 m rdzenia - piaskowiec drobnodziarnisty silnie wapnisty, jasny, lekko brunatnawy, kruchy, z obficie występującym na płaszczyznach warstwowania pyłem związków żelaza
- 1031,5-1032,0 0,5 m rdzenia - wapień silnie piaszczysty kruchy, kremowy, jasnobrunatnawy, z pojedynczymi ziarnami kwarcu o średnicy 2 mm oraz z przemazami ilastymi
- 1032,0-1035,5 3,5 m rdzenia - wapień drobnodetrytyczny silnie piaszczysty, nieco marglisty, kremowy, miejscami lekko brunatnawy, regularnie warstwowany. Zawiera podrzędne wkładki grubokrystalicznych okruchowców zoogenicznych. Ku dołowi ciemniejszy, przy czym równocześnie wzrasta stopień zapiaszczenia
- 1035,5-1036,1 0,6 m rdzenia - wapień bardzo silnie piaszczysty - na granicy z piaskowcem zbity, beżowobrunatnawy, z obficie rozproszonymi kryształkami pirytu, ogólnie twardy, miejscami kruchy, drobnoporowaty. W stropie drobne, gniazdowe nagromadzenia glaukonitu i pojedyncze struktury stylolitowe. Fauny, poza pojedynczymi gąbkami, brak
- 1036,1-1037,5 1,4 m rdzenia - wapień organodetrytyczny, piaszczysty, twardy, zbity, jasny, beżowoszary, ze skupieniami glaukonitu i ciemnego mułowca na płaszczyznach warstwowania i płaszczyznach struktur stylolitowych. W całej skale drobne gniazdowe skupienia glaukonitu i nieoznaczalne ostrzygi
- 1037,5-1040,5 2,7 m - rdzeń rozwiercony: wapień krynoidowy, marglisty, piaszczysty, kremowy, kruchy, dość grubokrystaliczny. Skała robi wrażenie silnie zwietrzałej
- 1040,5-1043,5 3,0 m rdzenia - wapień organodetrytyczny grubokrystaliczny, piaszczysty, ogólnie zwięzły, twardy, miejscami drobnoporowaty, jasny, kremowy - typ wapieni przyraflowych. Pojawiają się pojedyncze, drobne, naciekowe skupienia limonitu. Na głębokości 1042,0-1042,2 m cienka wkładka zabarwiona ciemną substancją mulastą. W całej serii dość liczne, zniszczone, ale nieprzekrystalizowane małże
- 1043,5-1045,8 2,1 m rdzenia - okruchowiec zoogeniczny nieco marglisty, kremowy, dość kruchy, z podrzędnymi wkładkami drobnodziarnistego wapienia piaszczystego. Gniazdowe skupienia limonitu nieco bardziej ciągłe. Na płaszczyznach warstwowania skupienia ciemnobrunatnego materiału mulastego
- 1045,8-1049,5 3,5 m rdzenia - okruchowiec zoogeniczny nieco piaszczysty, szarordzawy, miejscami brunatnawy, z obficie rozproszonym ziemistym limonitem, dość zwięzły, partiami kruchy. Nieliczne wkładki wapieni grubokrystalicznych, zwięzłych

JURA ŚRODKOWA

Kelowej

Kelowej górny

Poziom *Kosmoceras duncani* i *Kosmoceras pollus*

- 1049,5-1052,4 2,9 m rdzenia - wapień krynoidowy grubokrystaliczny, detrytyczno-piaszczysty, kremowordzawy, zwięzły, twardy z obficie rozproszonym ziemistym limonitem. Na piaszczystych warstwowaniu nagromadzenia ciemnych substancji mulastych. Stropowe 10 cm przepełnione limonitem. Ku spągowi ziarna nieco drobniejsze. Liczne, nieoznaczalne, gruboskorupowe małże

Poziom *Kosmoceras jason*

- 1052,4-1053,1 0,7 m - rdzeń w okruchach, możliwe przemieszczenia w obrębie tej samej warstwy. Wapień piaszczysty, szarobrunatnawy, bardzo zwięzły, twardy, przepełniony rozproszonym, ziemistym limonitem, zawierający liczne pizolity limonitowe /do 5 mm/ oraz skupienia limonitu na piaszczystych zrostów. Pokrój skały gruzłowaty. Cała skała przepełniona nieoznaczalnymi pektenami, ostrzygami i rhynchonellami. Dość liczne naciekowe skupienia glaukonitu. W obrębie warstwy występuje 10 cm wkładka wapienia gruzłowatego, silnie piaszczystego, barwy kremowej, z przerostami licznych, prawie czarnych wapieni oraz z pizolitami limonitowymi. Liczne małże. Powierzchnie ograniczające wkładkę są nierówne, pokryte warstewkami ziemistego limonitu. Przyspągowe 5 cm głównej warstwy wapiennej ma charakter zlepioncowaty. Skała przepełniona jest pizolitami limonitowymi i porwakami skały leżącej niżej. Powierzchnia spągowa jest nierówna

Kelowej dolny

Poziom *Sigaloceras calloviense*

- 1053,1-1053,5 0,2 m rdzenia - wapień detrytyczny piaszczysto-krynoidowy, dość jasny, zwięzły i twardy, z obficie rozproszonym ziemistym limonitem
- 1053,5-1054,4 0,6 m rdzenia - wapień piaszczysto-detrytyczny, muszlowcowy, kremowordzawy, przepełniony rozproszonym ziemistym limonitem, miejscami porowaty. Zawiera on brunatne przerosty syderytyczne, skorupy limonitowe, pizolity limonitowe oraz liczne nagromadzenia ziemistego limonitu. Cała skała przepełniona jest zniszczonymi szczątkami pektenów, ostrzyg, mszywiolów, rhynchonell i terebratul. Stropowe 5 cm przepełnione ziemistym limonitem i pizolitami limonitowymi. W spągu 5 cm warstewka wapienno-syderyticznego, beżowego muszlowca z pizolitami limonitowymi

Poziom *Macrocephalites typicus*

- 1054,4-1055,5 1,1 m rdzenia - wapień silnie piaszczysty, nieco marglisty, białawy, miejscami jasnoszarawy, dość zwięzły, twardy, ku spągowi wyraźnie detrytyczny, bez oznaczalnej fauny
- 1055,5-1056,5 0,2 m rdzenia - zlepieniec żwirowo-piaszczysto-wapienny, jasny, kremowoszary, kruchy, słabo zwięzły, w całości przepełniony detrytem fauny. Żwirki kwarcowe o średnicy 2-4 mm.
- 1056,5-1057,5 0,7 m rdzenia - wapień detrytyczno-piaszczysty kremowoszary dość kruchy
- 1057,5-1061,0 2,0 m rdzenia - zlepieniec piaszczysto-żwirowy o spoiwie wapienno-marglistym, kruchy, jasnoszary, przepełniony detrytem fauny. Otoczaki kwarcu ostrokrawędziste, do 4 mm średnicy. Są większe niż wyżej. Ilość spoiwa wapienno-marglistego nieco mniejsza niż w utworach nadległych

Baton

Baton górny

Poziom *Clydoniceras discus*

- 1061,0-1062,6 0,9 m rdzenia - piaskowiec wapnisto-dolomityczny dość ciemny, szarobrunatny, bardzo zwięzły, twardy, z obfitym detrytem nieoznaczalnej fauny. Ku dołowi drobnoporowaty. Miejscami zawiera wkładki bardziej kruche, bardzo silnie wapniste, o lekkim odcieniu zielonkawym. Spągowe 0,2 m - piaskowiec kruchy, jak we wkładkach /? odpowiednik warstw pseudomonotisch/
- 1062,6-1063,0 0,4 m rdzenia - dolomit ciemnoszary bitumiczny, bardzo twardy, zwięzły, zawierający w górnej części nieliczne pizolity i konkretacje limonitowe /do 8 mm/ oraz duże kawerny wyścielone ziemistym limonitem. Ku spągowi pizolity i konkretacje limonitowe są liczniejsze. Pojawiają się też otoczaki kwarcu w otoczkach limonitowych. Detryt fauny nieliczny, fauna przeważnie wyługowana. Przyspągowe 15 cm stanowi zlepieniec. Liczne są pizolity i konkretacje limonitowe oraz ziarna kwarcu w otoczkach limonitowych. Płaskosferyczne otoczaki brunatnych wapieni piaszczystych z oolitami żelazistymi i porwaki tych wapieni tkwią, w sposób nieuporządkowany, w ciemnym wapnistym dolomicie /jak nad zlepieniem/. Kontakt ze skałą podścielającą jest bardzo ostry i wyraźny, skały podścielające są częściowo wkomponowane w przyspągową część zlepienia /około 2 cm/

Poziom *Oecotraustes paradoxus*

- 1063,0-1068,0 0,3 m rdzenia w okruchach - wapień drobnodetrytyczny silnie piaszczysty, kremowobrunatny /od pyłu limoni-

towego/, bardzo kruchy, nieco marglisty, bez ozna-
czalnej fauny

1068,0-1068,3 0,3 m rdzenia - mułowiec ilasto-syderytyczny, szaro-
brunatny, twardy, z licznymi oolitami limonitowymi
i dużymi /do 5 mm średnicy/ ziarnami kwarcu w otocz-
kach limonitowych. Występują tu też zwęglone ułamki
drewna i porwaki lub toczące piaskowców silnie wap-
nistych, rdzawych, przepełnionych oolitami limonito-
wymi, z nielicznymi kryształkami pirytu. W całej
skale są liczne kawerny po wylugowanej faunie oraz
pojedyncze ziarna kwarcu /do 2 mm średnicy/

Poziom *Oecotraustes heterocostatus*

1068,3-1072,5 0,2 m rdzenia - piaski drobnoziarniste ciemnoszare,
mulaste, kruche, z obfitą miką, z delikatnymi prze-
mazami sieczki zwęglonej flory

1072,5-1073,3 0,4 m rdzenia - łupki mułowcowo-ilaste, czarne, z
licznymi przemazami drobnoziarnistego, białego, muł-
kowego piasku /"przekładaniec"/

1073,3-1073,5 0,1 m rdzenia - zlepienie o spoiwie ilasto-mułowco-
wym czarnym, przepełniony toczącami miękkich, ciem-
noszarych piaskowców w otoczkach limonitowych. Zawie-
ra konkretacje limonitowe, niezbyt liczne żwirki
kwarcowe, i dość liczne, bardzo zniszczone małże

Seria lądowa z okresowymi wpływami morskimi
/niższy dogger?/

1073,5-1074,3 0,5 m - rdzeń w okruchach: piaskowce mulaste, bardzo
kruche, silnie zdeintegrowane, drobnoziarniste, z
wkładkami czarnych iłowców, z cienką /5 mm/ wkładką
brunatnego iłowca syderyticznego

1074,3-1075,5 0,8 m rdzenia - "przekładaniec" ilasto-piaszczysty,
węglisczarny, mikowy, słabo zwięzły, ku dołowi
mierzwisty. Sporadyczny detryt fauny

1075,5-1085,0 2,2 m rdzenia - piaski mulaste, szarobrunatne, miko-
we, silnie mierzwiste, miejscami gęsto laminowane
czarnym mułowcem ilastym, ku dołowi szare z nielicz-
nymi przemazami i przerostami ciemnego iłu, mikowe,
z nieliczną zwęgloną sieczką roślinną

1085,0-1087,0 1,7 m rdzenia - piaskowce średnioziarniste, jasne,
lekko brunatnawe, z dużymi blaszkami muskowitu, kru-
che. W górnej części /0,3 m okruchów na początku
marszu/ wkładka kawowobrunatnych mułowców ilastych,
zawierająca porwaki i toczące mułowców ilastych.
Konkretacja piaszczysta, pirytowa średnicy około 8 cm

JURA DOLNA /LIAS/

Ryszard DADLEZ

Toars

Toars górny - warstwy borucickie

1087,0-1097,0 Piaskowiec bardzo kruchy drobnoziarnisty, jasnoszary
i szary, z niezbyt licznymi szczątkami zwęglonych
roślin i okruchami zwęglonego drewna

Toars dolny - warstwy ciechocińskie

1097,0-1098,0 Iłowiec tłusty jasnopopielaty, z zielonym odcieniem

1098,0-1099,3 Iłowiec piaszczysty szarozielonawy, z przerostami
bardzo drobnoziarnistego, białego piasku

1099,3-1100,2 Mułowiec piaszczysty szarozielony, dość zwięzły, w
dolnej części miejscami przechodzący w bardzo drobno-
ziarnisty, biały piaskowiec

1100,2-1101,7 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, dobrze warstwowa-
ny, biały, mikowy. Miejscami spoiwo ilaste, zielona-
we. Bardzo drobna sieczka roślinna

1101,7-1102,7 Iłowiec warstwowany zielonoszary przeważnie z licz-
nymi przerostami białego, bardzo drobnoziarnistego
piasku oraz z dwiema wkładkami silnie mikowego, częś-
ciowo mułowcowego piaskowca, zawierającego sieczkę
roślinną. Poza tym miejscami w iłowcu liczna jest
sieczka roślinna.

1102,7-1104,1 Łupek ilasty zielonoszary, rzadsze niż w warstwie
nadległej przemazy piaszczyste oraz mniej liczna
zwęglona sieczka roślin. Miejscami skała przybiera
barwę brunatną. Sporadycznie występują w niej
esterie /w partiach brunatnawych/ oraz ślady wysy-
chania

1104,1-1104,3 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty zwięzły, wapniste,
popielatoszary. W spągu bardziej kruchy, prawie bez-
wapniste

1104,3-1106,3 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty szarozielonawy,
kruchy. Megaspory: *Minerisporites richardsoni* /Mur./
Pot., *Erlansonisporites sparassis* /Mur./, Pot.,
Echitrites hispidus Marc.

1106,3-1106,8 Iłowiec mułowcowy warstwowany, ciemnoszarozielonawy,
miejscami z przerostami piaszczystymi

1106,8-1111,0 Warstwy /do 0,5 m grubości/ piaskowca bardzo drobno-
ziarnistego /jw./ oraz iłowca występujące na prze-
mian. Iłowiec miejscami traci odcień zielonawy i sta-
je się szary. Sporadyczne konkretacje ilasto-żelaziste.
W iłowcu są dość liczne na ogół przemazy piaszczyste,
miejscami sieczka roślin, pojedynczy sferosyderyt

- 1111,0-1111,2 Iłowiec ciemnoszary zmierzwiiony, z bardzo drobnoziarnistym piaskiem, zawierający zrostki ilasto-żelaziste, żółte, o nieostrych granicach
- 1111,2-1114,7 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty biały, w dolnej części nierównomierna, gruzłowata kalcytyzacja. W najniższej części przejście w piaskowiec drobnoziarnisty brązowy, zawierający toczące iłu popielatego, a w dole przemazy iłu szarozielonego
- 1114,7-1115,1 Iłowiec mułowcowy szary, z licznymi jasnożółtymi sferosyderytami
- 1115,1-1115,8 Iłowiec szary ze słabym zielonym odcieniem i licznymi przerostami piaszczystymi
- 1115,8-1116,7 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty biały, z przerostami iłowca jw.
- 1116,7-1118,7 Iłowiec łupkowaty szary i ciemnoszary, tylko miejscami z odcieniem zielonawym, zawierający na ogół dość liczne przewarstwienia piasku bardzo drobnoziarnistego, białego oraz dwie cienkie wkładki, również drobnoziarnistego piaskowca
- 1118,7-1119,7 Iłowiec ciemnoszary, w górnej części nie warstwowany, w dolnej słabo warstwowany, zawierający rizoidy, a w dolnej części sieczkę roślinną i wkładki drobnoziarnistego, brązowego piaskowca. Ponadto występują w nim drobne złustrowania i sporadycznie spirytywizowany detryt roślinny. Megaspory: *Minerisporites richardsoni* /Mur./ Pot.
- 1119,7-1120,7 Iłowiec szary słabo warstwowany, z niewyraźnymi konkrecjami ilasto-żelazistymi, z dość liczną sieczką roślinną, przechodzący w piaskowce mierzwiiste. W pobliżu stropu i spągu obfite przerosty piaszczyste. Megaspory: *Minerisporites richardsoni* /Mur./ Pot.

Domer ? - warstwy olsztyńskie

- 1120,7-1121,2 Piaskowiec drobnoziarnisty i bardzo drobnoziarnisty, w górnej części gruzłowato skalcytywizowany, w dolnej części zlewny, jednorodny, szary
- 1121,2-1125,7 Piaskowiec miękki bardzo drobnoziarnisty, regularnie laminowany szarym iłem. Miejscami, zwłaszcza w dolnej części, przechodzi w iłowiec laminowany piaskiem o podobnym pokroju. Megaspory: *Erlansonisporites sparassis* /Mur./ Pot.
- 1125,7-1135,7 Piaskowiec kruchy drobnoziarnisty, jasnoszary
- 1135,7-1136,2 Mułowiec piaszczysty warstwowany, szarobrazowy, z nieliczną sieczką roślin. Ku stropowi i spągowi przechodzi w mułowiec ciemnobrunatny ze smugami węglia
- 1136,2-1137,0 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty jasnoszarobrazowy, niewarstwowany, z dobrze wykształconymi rizoidami. Megaspory: *Horstisporites planatus* Marc.
- 1137,0-1137,5 Mułowiec szarobrazowy słabo warstwowany, z rizoidami i przerostami węglistymi

- 1137,5-1137,8 Mułowiec drobnopiaszczysty węglisty, ciemnobrunatny
- 1137,8-1140,7 Piaskowiec kruchy bardzo drobnoziarnisty, z domieszką ziarn drobnych, niewarstwowany, jasnoszary. Miejscami przerosty iłowca z warstwy niższej
- 1140,7-1141,7 Iłowiec mułowcowy warstwowany, szarobrazowy z detrytem roślin, dość zwęzły
- 1141,7-1142,2 Mułowiec bardzo drobnopiaszczysty szarobrazowy, z mniej licznym detrytem roślinnym
- 1142,2-1146,3 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty warstwowany, mułowcowy, miejscami przechodzący w mułowiec jasnoszarobrazowy i szarobrazowy
- 1146,3-1151,3 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty warstwowany, nieco mniej mułowcowy niż poprzedni
- 1151,3-1156,5 Piasek różnoziarnisty. Warstwa dobrze wyodrębniająca się na krzywych pomiarów geofizycznych. Jest ona zachowana w okruchach oraz w formie domieszki żwiru w ile płuczkowym oblepiającym rdzenie dwóch następnych marszów

Lias dolny - warstwy liwieckie

- 1156,5-1161,7 Iłowiec glinkowaty silnie złustrowany, popielaty, w stropie z nielicznymi przemazami bardzo drobnoziarnistego piasku i ze skupieniami dobrze wykształconych kryształków pirytu. Miejscami sieczka roślin. Megaspory: *Nathorstisporites hopliticus* Jung
- 1161,7-1166,1 Iłowiec nieco mniej glinkowaty niż poprzednio opisany i nieco jaśniejszy, z wkładkami i nieregularnymi przerostami bardziej mułowcowymi, nieco żelazistymi, barwy jasnożółtej. Skała miejscami silnie sprasowana, warstwowanie zaburzone. W pobliżu spągu skupienia konkrecji ilasto-żelazistych. Sieczka roślin nieliczna
- 1166,1-1168,2 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty pylasty, dobrze warstwowany, jasnoszary, miejscami przechodzący w bardzo drobnopiaszczysty iłowiec. Drobna sieczka roślinna oraz smugi ilasto-żelaziste. W pobliżu spągu skała jest zsyderytizowana
- 1168,2-1169,9 Iłowiec glinkowaty szarobrazowy, miejscami jasnobrazowy. Sporadyczne przewarstwienia mułowcowe a miejscami liczna zwęglona sieczka roślin; ku dołowi skała ciemniejsza, przejścia stopniowe
- 1169,9-1170,3 Iłowiec mułowaty ciemnobrunatny, węglisty, dość kruchy, często złustrowany; ku dołowi przejście stopniowe
- 1170,3-1170,7 Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty w stropie mułowcowy, dość kruchy, jasnobrazowy, z nieliczną sieczką roślin
- 1170,7-1171,1 Mułowiec szarobrazowy jw., częściowo przechodzący w piaskowiec bardzo drobnoziarnisty. Partiami zwęzły i wapnisty. Pojedyncza konkrecja pirytu

TRIAS GÓRNY

Ryszard DADLEZ

Retyk - warstwy nidzickie

- 1171,1-1177,2 Iłowiec mułkowaty, glinkowaty, gruzłowaty, barwy popielatej, miejscami z żółtobrazowymi i czerwonymi plamami
- 1177,2-1220,0 Zlepieniec iłowy przeważnie barwy czerwonej z nie-licznymi zielonymi plamami, w górnej części podrzędnie występuje barwa fioletowa. Na głębokości 1177,4 i 1183,3-1184,3 m wkładki iłowców gruzłowatych szarych z toczencami czerwonego iłowca. Na głębokości 1219,1 m cienka wkładka iłowca przepełnionego żwirkiem wapieni i dolomitów. Fauna: Gastropoda sp. juv. /głęb. 1190,0 m/
- 1220,0-1225,5 Zlepieniec iłowy i iłowiec gruzłowaty występujące na przemian. Iłowiec miejscami piaszczysty, a miejscami ze żwirkiem skał węglanowych. Barwa na ogół zielona i szarozielona, nieliczne plamy czerwone i fioletowe
- 1225,5-1234,0 Piaskowiec mułowcowy warstwowany, szarozielonawy, z wkładkami i toczencami mułowca. Ku dołowi skała przechodzi w piaskowiec średnioziarnisty, jaśniejszy, wapienisty. W spągu okruchy zlepieńca
- 1234,0-1243,5 Iłowiec mułowcowy niewarstwowany, pstry, zielony i czerwony. Miejscami skała zwięzła, dolomityczna, miejscami również wapienista
- 1243,5-1245,5 Zlepieniec złożony z drobnego żwirku wapieni i z toczenców ilastych, spoiwo ilasto-margliste
- 1245,5-1269,4 Zlepieniec iłowy i iłowiec gruzłowaty różnobarwny, w stropie ceglasy, niżej przeważnie szaroczerwony. Fauna: Darwinula sp., Spirillina sp. /głęb. 1265,0 m/
- 1269,4-1273,0 Piaskowiec drobnoziarnisty wapienisty, jasnoszary, w stropie warstwa łupku ilasto-piaszczystego, szarego, w którym warstewki piaszczyste są wapieniste. Miejscami przejścia w piaskowiec zlepieńcowaty. Szczątki roślin
- 1273,0-1275,5 Iłowiec wiśniowy z wkładkami piaskowca jw. znajdującymi się na głębokości 1273,5 i 1274,7 m oraz przy spągu. Fauna: Trochammina sp.
- 1275,5-1282,5 Ił i iłowiec wiśniowy i ceglasy
- 1282,5-1284,0 Mułowiec szarordzawy z zielonymi plamami, ze żwirkiem dolomitów i wapieni
- 1284,0-1284,8 Ił ciemnoszary
- 1284,8-1285,9 Ił czerwony
- 1285,9-1289,0 Ił ciemnoszary jw.

Kajper

Kajper dolny

- 1289,0-1297,7 6,0 m rdzenia - iłowiec z przejściami do szarego iłolupku z zielonawym odcieniem oraz do ciemnoszarego mułowca, miejscami wyraźnie równoległe warstwowanie. Na powierzchniach warstw występują miejscami obficie zwęglone szczątki roślin, najczęściej w postaci sieczki. Ku dołowi /ostatnie 2,0 m/ skała przechodzi w iłowiec ciemnoszary z drobnymi, bladymi plamami czerwawymi, partiami z gruzkami jasnego dolomitu o średnicy 1,0-1,5 cm. Skała twarda, o nieregularnym, nierównym przełamie
- 1297,7-1298,5 0,7 m rdzenia - iłowiec pstry, wiśniowoczerwony z plamami szarorudawymi, miejscami marmurkowy, twardy, o nieregularnym przełamie
- 1298,5-1300,0 1,3 m rdzenia - iłowiec szarozielonawy z plamami rudawymi i czerwawymi, twardy, o nieregularnym przełamie. W części najniższej w iłowcu występują skupienia drobnoziarnistego, jasnego piasku. Skała przechodzi miejscami w mułowiec piaszczysty. Liczne powierzchnie ślizgów
- 1300,0-1307,6⁵ 3,0 m rdzenia:
2,4 m - piaskowiec drobnoziarnisty ochrowożółty z beżowymi plamami, kruchy, mało zwięzły, łupiący się wzdłuż nierównych powierzchni, z tendencją do równoległości. W części środkowej występują wkładki ciemnego iłolupku
0,6 m - piaskowiec drobnoziarnisty jasnobeżowy, w stropie żółtawy, kruchy, słabo zwięzły. W skałe występują pojedyncze, ciemne smugi iłowca i drobne zwęglone szczątki roślin
- 1307,6-1314,0 3,0 m rdzenia:
0,5 m - piaskowiec drobnoziarnisty jasnobeżowy jw., miejscami gruzełkowaty, kruchy, słabo scementowany
0,5 m - piaskowiec drobnoziarnisty ciemnobrunatny, kruchy, mało zwięzły, o nieregularnej łupliwości
2,0 m - piaskowiec drobnoziarnisty jasnobeżowy, z licznymi nieregularnymi smugami, przemazami ciemnego iłu
- 1314,0-1320,0 1,0 m rdzenia:
0,7 m - piaskowiec jasnobeżowy jw., ku spągowi przechodzący w ciemnobrunatny
0,2 m - iłolupki ciemnoszare kruchy, łupiący się na drobne cienkie łuseczki
0,1 m - piaskowiec drobnoziarnisty jasnobeżowy, kruchy.

⁵ Od głęb. 1300,0-1320,0 m profil opisywany jest marszami z uwagi na słaby uzysk rdzenia /poniżej 50%/.

- 1320,0-1326,0 5,0 m rdzenia - piaskowiec drobnoziarnisty szary z odcieniem zielonawym, z przejściami do mułowca i nielicznymi, drobnymi skupieniami i wkładkami iłowca, dość twardy. W skale występuje bardzo drobna mika, nieliczne zwęglone szczątki roślin. Łupliwość zbliżona do równoległej
Na głębokości 1,3-1,4 m od stropu przejście do wapienia szarego bardzo twardego, miejscami przejście w piaskowiec wapnisty
- 1326,0-1328,3 1,2 m rdzenia - mułowiec miejscami piaszczysty szarozielony z rudawymi plamkami, z partiami dolomitycznymi, zwięzły, o nieregularnym, nierównym przełamie, z dość licznie występującą miką. W części dolnej skupienia substancji węglistej
- 1328,3-1329,7 0,8 m rdzenia - mułowiec szary ze smugami i przemazami iłowca, z dość liczną miką i substancją węglistą na powierzchniach warstw, twardy, łupiący się płytkowo. Ku spągowi przechodzi w piaskowiec mułowcowy, szary
- 1329,7-1331,5 1,0 m rdzenia - mułowiec /jak na głęb. 1326,0-1328,3 m/
- 1331,5-1331,7 0,1 m rdzenia - piaskowiec drobnoziarnisty, szarozielony, z nielicznymi drobnymi okrucami zwęglonych szczątków roślin. Skała krucha, słabo zwięzła, o nieregularnym przełamie
- 1331,7-1332,0 0,3 m rdzenia - dolomit wapnisty szary, bardzo twardy o nieregularnym, zbliżonym do muszlowego, gładkim przełamie
- 1332,0-1333,5 1,2 m rdzenia - piaskowiec dolomityczny drobnoziarnisty, miejscami mułowcowy, z nielicznymi skupieniami, smugami i przewarstwieniami iłowca. Przejścia w mułowiec. Skała dość twarda, o nieregularnym, nierównym przełamie. Brak warstwowania. Dość licznie występuje mika oraz szczątki bardzo źle zachowanych małży - głównie osródk

Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

TRIAS ŚRODKOWY

Wapień muszlowy górny

- 1333,5-1333,7 0,2 m rdzenia - margiel dolomityczny szary i ciemnoszary, gładki, z pojedynczą wkładką i drobnymi, równoległymi laminami jasnego, beżowoszarego twardego dolomitu. Skała twarda o nieregularnym, gładkim przełamie
- 1333,7-1336,5 2,5 m rdzenia - dolomit marglisty jasny, beżowoszary, bardzo twardy, o nieregularnym, chropawym przełamie, z bardzo drobnymi, równoległymi laminami szarego marglu dolomitycznego i cienkimi /kilkucentymetrowymi/ wkładkami tego marglu, z laminami dolomitu marglistego. Na jednej powierzchni /70 cm od stropu warstwy/ występują drobne ślady wysychania

- 1336,5-1339,3 2,5 m rdzenia - naprzemianległe warstewki dolomitu marglistego jw. oraz marglu dolomitycznego i mułowca dolomitycznego.
W tym odcinku rdzenia zawarte są:
1,0 m - margiel dolomityczny i dolomit marglisty w drobnych kilkunastocentymetrowych przewarstwieniach. Na głębokości 30 cm poniżej stropu, w obrębie marglu dolomitycznego, występuje przejście do mułowca dolomitycznego z bardzo źle zachowaną fauną małżów. Na głębokości 50 cm poniżej stropu na powierzchni warstwowej liczne szczątki ryb oraz *Lingula* sp.
0,3 m - margiel dolomityczny
0,2 m - dolomit marglisty
0,4 m - margiel dolomityczny o teksturze łupkowatej, z drobnymi małżami
0,4 m - margiel dolomityczny o muszlowej łupliwości
0,2 m - dolomit marglisty
- 1339,3-1340,0 0,5 m - skała niejednorodna - margiel dolomityczny, szary jw., z przejściami do dolomitu marglistego i dolomitycznego mułowca piaszczystego

Wapień muszlowy środkowy

- 1340,0-1345,4 1,3 m rdzenia - margiel dolomityczny ciemnoszary, gładki, partiami z laminami dolomitu marglistego miejscami ze skupieniami bardzo drobnego żwirku wapiennego. Skała dość twarda, o nieregularnej łupliwości. W części dolnej w rozkruszonym rdzeniu kilkucentymetrowa warstwa dolomitu marglistego
- 1345,4-1346,2 0,7 m rdzenia - dolomit marglisty jasnoszary, bardzo twardy o łupliwości bądź nieregularnej, bądź równoległej, przełamie chropawym. Nieliczne szczątki ryb, łuski, zęby, pojedyncza *Lingula* sp.

Wapień muszlowy dolny

- 1346,2-1349,0 2,5 m rdzenia - skała niejednorodna: wapienie, wapienie margliste i margle w nieregularnych skupieniach, soczewkach, smugach i przewarstwieniach. Wapienie szare, bardzo twarde i gładkie, margle ciemnoszare, gładkie w większych przewarstwieniach mają łupliwość zbliżoną do muszlowej. W części górnej warstwy /na głębokości 50 cm/ występuje okruc zlepieńca - składającego się z otoczków wapienia marglistego /kilkucentymetrowej średnicy/, tkwiących w spoiwie marglistym. W skale liczne szczątki ryb. Typowy wapień falisty
- 1349,0-1349,4 0,4 m rdzenia - zlepień muszlowy wapienny, bardzo twardy, szary, przepełniony bardzo źle zachowaną fauną małżów. Nielicznie występują cienkie przemazy ilaste. Fauna: *Hoernesia socialis* /Schloth./, liczne, *Myophoria vulgaris* Schloth., *Myophoria* sp., *Enantiostreon* sp., szczątki kości kręgowców
- 1349,4-1349,8 0,3 m rdzenia - wapień szary, zbity, bardzo twardy, o nieregularnym, chropawym przełamie, bez fauny

- 1349,8-1350,7 0,8 m rdzenia - zlepek muszlowy jw. Występują tu okrucy skorupki lingul, szczątki ryb i kości kręgowców, nieoznaczalne, drobne małże
- 1350,7-1352,6 1,6 m rdzenia - iłowiec i iłolupki marglisty ciemnoszare, gładkie, zawierający laminy, nieregularne wkładki i soczewki szarych, bardzo twardych wapieni marglistych z pojedynczymi wkładkami zlepeków muszlowych. We wkładkach muszlowych występuje fauna: Enantiostrongeon difformae /Schloth./, Enantiostrongeon sp., Myophoria sp., Lima sp., ? Mytilus sp., ślimaki, szczątki ryb
- 1352,6-1353,2 0,5 m rdzenia - zlepek muszlowy /jak na głęb. 1349,0-1349,4 m i niżej/
- 1353,2-1355,0 1,4 m rdzenia - iłowce i iłolupki margliste szare, gładkie, z nieregularnymi wkładkami i soczewkami szarego, zlewnego, bardzo twardego wapienia marglistego, bez fauny. Tekstura skały falista
- 1355,0-1356,0 0,8 m rdzenia - zlepek muszlowy wapienny. W części górnej złożony z drobnych, rozkruszonych skorup małżów, zmieszanych z drobnymi otoczkami wapiennymi, w części dolnej zawierający szczególnie obficie Lima sp. Skała bardzo twarda. Fauna: Lima striata /Schloth./, Lima sp., Myophoria sp. /? cardissoides/, Enantiostrongeon sp.
- 1356,0-1358,6 1,9 m rdzenia - wapień marglisty szary, zbity, bardzo twardy, z nielicznymi smugami, przewarstwieniami iłowca i iłolupki marglistego. Powierzchnie warstwowe nierówne, wklęsło-wypukłe, faliste. Nieliczne pokruszone szczątki małżów. Pojedyncza wkładka muszlowca /2 cm/, w której występują: Pecten discites /Schloth./, Pleuromya sp., Lingula sp., liczne drobne nieoznaczalne małże
- 1358,6-1358,7 0,1 m rdzenia - zlepek muszlowy - wapień szary twardy, z przemazami ilastymi, przepełniony źle zachowanymi, pokruszonymi szczątkami małżów. Wśród szczątków małżów występują różnej wielkości otoczaki, okrucy szarego i ciemnoszarego wapienia. Bardzo liczny Enantiostrongeon sp.
- 1358,7-1358,9 0,1 m rdzenia - wapień jak na głęb. 1356,0-1358,6 m
- 1358,9-1359,2 0,05 m rdzenia - zlepienie złożony z różnej wielkości /0,1-3,0 cm średnicy/ otoczek, okruców wapieni jasno- i ciemnoszarych, scementowanych spoiwem wapienno-marglistym
- 0,15 m rdzenia - wapień /jak na głęb. 1356,0-1358,6 m i niżej/
- 1359,2-1360,3 0,7 m rdzenia - zlepek muszlowy /jak na głębokości 1358,6-1358,7/ z kilkunastocentymetrowymi wkładkami wapienia marglistego, bez fauny. W skałe otoczaki i okrucy wapienia jw. Fauna: Enantiostrongeon sp., Lima sp., Myophoria sp., Pecten sp., Terebratula sp.
- 1360,3-1362,2 1,2 m rdzenia - wapień marglisty /jak na głęb. 1356,0-1358,6 m i niżej/
- 1362,2-1362,7 0,05 m rdzenia - zlepienie /jak na głębokości 1358,9-1359,2 m/

- 0,45 m rdzenia - wapień szary zbity, bardzo twardy, bez wkładek ilastych, łupiący się nieregularnie, z nieliczną fauną małżów
- 1362,7-1363,0 0,3 m rdzenia - margiel szary z odcieniem zielonawym, przechodzący w łupek marglisty. Skała niezbyt twarda, o nieregularnym, gładkim przełamie
- 1363,0-1363,4 0,4 m rdzenia - wapień /jak na głębokości 1362,2-1362,7 m/ z pojedynczą /około 2 cm miąższości/ wkładką wapienia ziarnistego. Powierzchnie międzywarstwowe są nieregularne, wklęsło-wypukłe i faliste. Skała bardzo twarda o nieregularnym przełamie. Fauna: Velopecten albertii /Goldf./ i Myophoria sp.
- 1363,4-1363,6 0,2 m rdzenia - margiel o teksturze falistej szary, z wkładkami wapieni
- 1363,6-1364,8 1,2 m rdzenia - wapień szary zbity, bardzo twardy, ziarnisty, miejscami zlewny, z wkładkami muszlowca przepełnionego pokruszoną fauną małżów, m. in. Velopecten albertii /Goldf./. Powierzchnie międzywarstwowe nieregularne. W skałe licznie występują stylolity
- 1364,8-1365,2 0,4 m rdzenia - wapień szary, zbity, partiami ziarnisty, bardzo twardy, o nieregularnym przełamie, z drobnymi przemazami iłowca. W skałe licznie występuje pokruszona, niemożliwa do wypreparowania, fauna małżów m. in. Velopecten albertii /Goldf./
- 1365,2-1365,6 0,4 m rdzenia - wapień szary gładki, bez fauny, z przemazami i przewarstwieniami marglu. Powierzchnie międzywarstwowe są nieregularne, wklęsło-wypukłe, miejscami faliste
- 1365,6-1366,2 0,6 m rdzenia - wapień szary, przepełniony pokruszoną fauną małżów m. in. Velopecten albertii /Goldf./. Partiami wapień ziarnisty lub zlewny bez fauny, z przemazami marglu. W spągu zlepek muszlowy zawierający pojedyncze okrucy i otoczaki wapieni. W spągu 5 cm zlepieńca złożonego z kilkunastocentymetrowych /poniżej 0,5 mm/ otoczek wapieni jasno- i ciemnoszarych, scementowanych spoiwem wapiennym

Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

TRIAS DOLNY

Piaskowiec pstry górny - ret

- 1366,2-1367,8 1,6 m rdzenia - skała niejednorodna - gruzły szarych wapieni różnej wielkości, nieregularne w kształcie tkwią w marglu, w części górnej /60 cm/ ciemnoszarym z zielonawym odcieniem, niżej o zabarwieniu wiśniowym. Skała krucha, rozsypująca się gruzłowato
- 1367,8-1368,4 0,6 m rdzenia - mułowiec marglisty ciemnoszary z rudawymi plamami, gruzłowaty, kruchy, z nielicznymi, pojedynczymi gruzłami wapieni jw.

- 1368,4-1368,7 0,3 m rdzenia - mułowiec szary z dość licznymi gruzłami wapieni, dość twardy, o nieregularnym przełamie, zawierający pokruszone szczątki małżów, zwęgloną sieczkę roślinną oraz łuski i zęby ryb
- 1368,7-1370,0 1,3 m rdzenia - skała gruzłowata jak na głębokości 1366,2-1367,8 m
- 1370,0-1370,7 0,7 m rdzenia - mułowiec szarozielony twardy, o nieregularnym przełamie z licznymi, liczniejszymi ku dołowi, gruzłami wapieni, z licznymi szczątkami ryb i pokruszonymi skorupkami lingul
- 1370,7-1370,8 0,1 m rdzenia - skała złożona z gruzłów wapieni jasnoszarych, scementowanych spoiwem ilasto-mułowcowym, marglistym, szarozielonym z rudawymi plamami. Skała krucha, rozsypująca się gruzłowato. Ku dołowi stopniowo przechodzi w wapień gruzłowaty
- 1370,8-1372,9 2,0 m rdzenia - wapień gruzłowaty szary, z nieregularnymi przemazami, skupieniami ilasto-mułowcowo-marglistymi. Skała twarda o nieregularnym gruzłowatym przełamie. Bardzo licznie występują szczątki ryb. Ku dołowi gruzłowatość wapieni zanika
- 1372,9-1373,1 0,2 m rdzenia - wapień szary zlewny, bardzo twardy ze smugami i przewarstwieniami marglu. Na powierzchniach międzywarstwowych licznie występują szczątki ryb oraz lingule
- 1373,1-1373,5 0,4 m rdzenia - mułowiec wapnisty o nieregularnym przełamie, szary ze smugami i skupieniami piaszczystymi, dość twardy. W skale pojedyncze szczątki ryb i lingule
- 1373,5-1374,1 0,6 m rdzenia - zlepek muszlowy - wapień szary przepęczniony pokruszonymi, źle zachowanymi skorupkami małżów, m. in. *Myophoria laevigata* /Alb./. Skała twarda, łupiąca się nieregularnie, w części dolnej z przewarstwieniami ilowca
- 1374,1-1374,2 0,1 m rdzenia - ilowiec i ikołupek wapnisty, szary i ciemnoszary, kruchy
- 1374,2-1374,8 0,6 m rdzenia - mułowiec piaszczysty szary, zawierający drobne okruchy zwęglonych szczątków roślinnych, szczątki ryb oraz pojedyncze ośrodkki małżów. Skała dość twarda
- 1374,8-1374,9 0,1 m rdzenia - wapień marglisty szary, bardzo twardy, o nieregularnym przełamie, z pokruszoną fauną małżów
- 1374,9-1376,3 1,3 m rdzenia - mułowiec wapnisty /jak na głęb. 1374,2-1374,8 m/, z przejściami do piaskowca drobnoziarnistego, szary, zawierający drobne, pokruszone i zwęglone szczątki roślin. Przełam na ogół nieregularny, nierówny. Miejscami łupliwość równoległa, płytkowa. Na powierzchniach warstw bardzo licznie pojawia się mika. Skała zawiera nieliczne zwęglone szczątki roślin oraz małże
- 1376,3-1377,0 0,7 m rdzenia mułowiec wapnisty, szary, zawierający zwęglone szczątki roślin, dość twardy, o nieregularnym przełamie

- 1377,0-1384,9 7,3 m rdzenia - ilowiec, miejscami ikołupek ciemnoszary z przejściami do mułowca oraz ze smugami, soczewkami i nieregularnymi jasnymi skupieniami piaszczystymi, słabo wapnistymi. Skała mało zwięzła. Drobna, nieliczna, zwęglona sieczka roślinna. W części górnej, na pojedynczych powierzchniach, obfitsza
- 1384,9-1386,4 1,3 m rdzenia - mułowiec wapnisty, szary, twardy o nieregularnym, chropawym przełamie. W skale rozproszone liczne, drobne, zwęglone szczątki roślin
- 1386,4-1386,9 0,4 m rdzenia - skała niejednorodna - mułowiec piaszczysty z nieregularnymi skupieniami i gruzłami wapiennymi, przechodzący w wapień ze smugami i nieregularnymi skupieniami mułowca. W części wapiennej nieliczne szczątki ryb i pokruszone skorupy małżów
- 1386,9-1388,2 1,1 m rdzenia - piaskowiec drobnoziarnisty wapnisty, szarozielony, kruchy, mało zwięzły, o nieregularnym przełamie. W części środkowej występuje wkładka zawierająca skupienia ilaste i gruzły wapienia. W spągu zaś wkładka wapienia jasnoszarego, porowatego z licznymi szczątkami ryb i okruchami skorup małżów. Miejscami w piaskowcu tym występują drobne otoczaki zielonego ilowca. Okruchy skorup *Costatoria costata* /Zenk./.
- 1388,2-1390,5 1,9 m rdzenia - piaskowiec drobnoziarnisty, wapnisty, jasnoszary z odcieniem zielonawym, jw., zawierający skupienia, przewarstwienia i kilkucentymetrowe wkładki ilowca i ikołupku ze smugami różnobarwnego piasku. Ikołupek ma barwy pstre: czerwone, rude, fioletowe i zielone. Skała krucha, mało zwięzła, o nieregularnym przełamie
- 1390,5-1392,0⁶ Brak rdzenia. Według pomiarów geofizycznych piaskowce

Piaskowiec pstry środkowy

Seria warmińska dolna

- 1392,0-1395,2 Brak rdzenia. Według pomiarów geofizycznych piaskowce
- 1395,2-1401,8 1,0 m rdzenia:
0,7 m - piaskowiec drobnoziarnisty ze skupieniami i przewarstwieniami piaskowca średnioziarnistego, z domieszką drobnego żwirku; pstry, różnobarwny, ceglasto-czerwono-różowy i szarozielonawy. W piaskowcu występują przemazy, drobne przewarstwienia, nieregularne skupienia ilaste, różnobarwne. Twardość skały zmienna, łupliwość nieregularna
0,3 m - piaskowiec drobnoziarnisty, szarobeżowy, kruchy, mało zwięzły, o nieregularnym przełamie, zawierający obfitą mikę
- 1401,8-1402,5 1,0 m rdzenia - piaskowiec jw.

⁶ Od głęb. 1390,5-1440,4 m profil opisywany jest marszami, z uwagi na bardzo słaby uzysk rdzenia /około 28%/

Seria mazowiecka

- 1402,5-1407,8 1,3 m rdzenia - mułowiec z przejściami do iłowca, ceglastoczerwony, ze smugami i plamami szarozielonawymi, zwięzły, twardy, z dość liczną, bardzo drobną miką, łupiący się nieregularnie, miejscami skorupowo. W skale występują drobne smugi piaszczyste. W spągu, w rozkruszonym rdzeniu widoczna jest /około 4 cm/ warstewka wapienia piaszczystego, pstrego, zawierającego drobne oolity wapienne. Skała twarda, o nieregularnym przełamie
- 1407,8-1414,3 2,0 m rdzenia:
1,0 m - wapień oolitowy piaszczysty, ze skupieniami iłowca i przejściami do piaskowca zawierającego liczne oolity wapienne. Skała twarda, o nieregularnym przełamie pstra, różowa, szarobeżowa, czerwona lub zielonawa
1,0 m - piaskowiec drobnoziarnisty ze skupieniami średnioziarnistego, beżowy, kruchy, o nieregularnym przełamie, z obfitą miką
- 1414,3-1420,8 2,4 m rdzenia:
1,0 m - naprzemianległe warstewki piaskowca, mułowca i iłowca pstrego. Jest on różnobarwny, czerwono-różowo-szary, zielonawy, brunatny, miejscami marglisty, zawierający oolity wapienne jw. W obrębie przewarstwień mułowcowo-ilastych występują ślady wysychania, spękania i pojedyncze szczątki ryb
1,4 m - wapień oolitowy, bardzo twardy, czerwonoróżowy, w części dolnej mułowcowo-piaszczysty, przechodzący miejscami w piaskowiec drobnoziarnisty, zawierający liczne oolity węglanowe, miejscami występują smugi i laminy mułowcowe
- 1420,8-1425,0 2,0 m rdzenia:
0,30 m - skała niejednorodna - piaskowiec drobnoziarnisty szarozielony, z nieregularnymi skupieniami i przemazami iłowca szarozielonego, miejscami fioletowego. Skała niezbyt zwięzła, o nieregularnym przełamie
1,7 m - iłowiec brunatnoczerwony, ze smugami i plamami szarozielonowymi, ze skupieniami mułowcowo-piaszczystymi. Skała twarda o nieregularnym, miejscami zbliżonym do skorupowego, gładkim przełamie. Bardzo drobna, rozproszona mika
- 1425,0-1431,0 2,0 m rdzenia:
1,2 m - skała niejednorodna miejscami marglista - mułowiec z nieregularnymi przejściami do iłowca i piaskowca. Skała pstra, czerwono-brunatna, czerwonoceglasta, szarozielona lub plamista. W skale występują miejscami nagromadzenia drobnych oolitów wapiennych. Przełam nierówny, nieregularny
- 1431,0-1434,4 0,5 m rdzenia - skała niejednorodna - mułowiec z przejściami do iłowca i piaskowca /jak na głęb. 1425,0-1431,0 m część stropowa/
- 1434,4-1437,0 0,5 m rdzenia - rdzeń w okruchach - iłowiec brunatnoczerwony ze smugami zielonymi, twardy, o nieregularnym, gładkim przełamie oraz piaskowiec drobnoziarnisty, zawierający liczne, drobne oolity wapienne

- 1437,0-1440,4 ne. Piaskowiec ceglastoczerwony, bardzo twardy, z drobną, dość liczną miką
- 1440,4-1446,9 1,0 m rdzenia - naprzemianległe warstewki, smugi, laminy i skupienia iłowca i iłokupku szarozielonego, miejscami fioletowego oraz jasnoszarego wapienia mułowcowego. Skała twarda o przełamie gładkim, łupliwości miejscami zbliżonej do płytkowej; niektóre powierzchnie przełamu wklęsło-wypukłe. Na powierzchniach warstwowych iłowca i iłokupku miejscami występuje liczna mika. Nielicznie występują w skale szczątki ryb
- 1446,9-1448,9 4,6 m rdzenia - skała jak na głęb. 1437,0-1440,4 m. Warstewki wapienia osiągają około 3 cm miąższości. W partiach iłowcowych występują spękania i szczeliny wypełnione materiałem wapienno-oolitowym. Oolity węglanowe występują w skale pojedynczo i w liczniejszych nagromadzeniach. Na powierzchniach warstw miejscami niewyraźne hieroglify
- 1448,9-1450,1 1,8 m rdzenia - wapień oolitowy szary, bardzo twardy, o nieregularnym przełamie. Miejscami w wapieniu występują otoczaki iłowca, nieliczne szczątki ryb. Liczne stylolity
- 1450,1-1450,7 1,1 m rdzenia - wapień oolitowy, jw., zawierający liczne przewarstwienia i laminy szarozielonego iłowca. W skale występują spękania i szczeliny wypełnione wapieniem oolitowym. Powierzchnie stylolitowe są najczęściej poziome, rzadko skośne
- 1450,7-1451,3 0,4 m rdzenia - wapień oolitowy, szary i szarozielony, bardzo twardy, zawierający różnej wielkości otoczaki /średnicy od kilku milimetrów do kilku centymetrów/ skał ilastych i wapiennych oraz drobne ziarna kwarcu. Nielicznie występują laminy iłowca
- 1451,3-1452,4 0,4 m rdzenia - wapień oolitowy jw., naprzemianległy z iłowcem i szaro-zielono-fioletowym iłokupkiem zawierającym smugi wapienne. Spękania i szczeliny w skale wypełnione są materiałem wapiennym
- 1452,4-1456,3 0,7 m rdzenia - wapień oolitowy jasnoszary, bardzo twardy, z licznymi powierzchniami stylolitowymi
- 1456,3-1457,8 2,5 m rdzenia - iłowiec, miejscami marglisty, z laminami wapienia marglistego, różnobarwny, plamisty, czerwonoceglasty, z plamami szarozielonowymi i lekko fioletowymi, z licznymi, różnej miąższości smugami, soczewkami i wkładkami /do około 20 cm miąższości/ wapieni oolitowych. W iłowcach występują spękania i szczeliny są wypełnione oolitami. W wapieniach oolitowych częste są szwy stylolitowe, otoczaki skał ilastych i wapiennych, nagromadzenia kwarcu. Większe wkładki oolitowe występują na głęb. 1453,5-1453,6, 1453,70-1453,75, 1453,9-1454,1 oraz 1455,6-1455,8 m
- 1456,3-1457,8 1,2 m rdzenia - wapień oolitowy, szary, w części górnej ze smugami i wkładkami szarozielonego iłowca, niżej wapień oolitowy zbity /jak na głęb. 1451,3-1452,4 m/

1457,8-1458,7 0,8 m rdzenia - iłowiec z przejściami do mułowca oraz ze smugami i wkładkami piaskowca. Skała różnobarwna, plamista, wiśniowoczerwona, różowa i szarozielona, z licznymi, drobnymi wkładkami szarych wapieni oolitowych, piaszczystych. W iłowcach częste ślady wysychania oraz szczeliny wypełnione materiałem piaszczysto-oolitowym. Przełam skały nieregularny, nierówny. W części spągowej wkładki wapieni są kilkucentymetrowej miąższości i przybierają barwy różowe

Piaskowiec pstry dolny

1458,7-1476,0 17,0 m rdzenia - występujące w naprzemianległych warstwach laminach, przejściach, nieregularnych skupieniach mułowce i iłowce, miejscami margliste, a nielicznie drobnziarnisty piaskowiec o barwie ceglasczerwonej, z plamami i smugami szarozielonymi. W obrębie przewarstwień piaszczystych bardzo licznie występuje mika. Łupliwość nieregularna, miejscami płytkowa, ślizgi. W całej warstwie występują kilkucentymetrowe wkładki wapieni oolitowych szaroróżowych, bardzo twardych, ze stylolitami. Pojedyncze oolity węglanowe występują także rozproszone w mułowcach i piaskowcach tej serii. Większe wkładki wapieni oolitowych występują na głębokości: 1458,8-1459,0, 1461,0-1461,1, 1464,6-1464,7, 1466,9-1467,0, 1473,0-1473,1 i 1473,3-1473,4 m. Na głębokości około 1473,2 m w mułowcu występują otoczaki wapienia oolitowego

1476,0-1482,2 6,2 m rdzenia - skała niejednorodna, jw., z wyraźną przewagą iłowców. Iłowce z przejściami do mułowców i /bardzo rzadko/ piaskowców z soczewkami i wkładkami oolitowymi jw. Na głęb. 1477,0-1482,0 m, wkładki oolitowe są bardzo liczne, na głębokości 1780,0-1781,0 m są to naprzemianległe drobne warstewki wapieni oolitowych i iłowców. Na głębokości 1478,7-1479,0 m występuje wapień oolitowy przechodzący ku górze w skałę zlepioncowatą. Licznie występują szczeliny i spękania wypełnione oolitami

1482,2-1483,1 0,8 m rdzenia - wapień oolitowy różowobeżowy, bardzo twardy z nieregularnymi smugami, przemazami, skupieniami i przewarstwieniami ilasto-mułowcowymi. Powierzchnie międzywarstwowe często wklęsło-wypukłe, faliste. Przełam nieregularny, chropawy. Liczne powierzchnie stylolitowe

1483,1-1490,6 6,6 m rdzenia - skała niejednorodna: iłowiec z przejściami do mułowca i - nielicznie - piaskowca, ceglasczerwony, z plamami oraz szarozielonymi i fioletoowymi smugami. Skała twarda o nieregularnym przełamie. Miejscami w obrębie przewarstwień mułowcowo-piaszczystych na powierzchniach warstw występuje bardzo licznie mika. Często występują w skale szczeliny i spękania, wzdłuż których skała jest odbarwiona. W całej warstwie występują kilkucentymetrowe wkładki wapieni oolitowych. Większe wkładki występują na głęb. 1483,20-1483,25, 1484,2-1484,3, 1484,8-1484,9 oraz 1486,6-1486,7 m

1490,6-1491,0 0,4 m rdzenia - wapień drobnoolitowy, zawierający smugi i nieregularne skupienia mułowcowo-ilaste /jak na głębokości 1482,2-1483,1 m/

1491,0-1495,6 4,2 m rdzenia - skała niejednorodna /jak na głębokości 1483,1-1490,6 m/: iłowce, mułowce, nieliczne piaskowce z wkładkami wapieni oolitowych. W wapieniach oolitowych miejscami występują otoczaki iłowca. Większe wkładki wapieni oolitowych występują na głębokości 1491,30-1491,35, 1492,1-1492,2, 1493,2-1493,3 i 1493,4-1493,6 m

1495,6-1496,0 0,4 m rdzenia - wapień drobnoolitowy różowobeżowy, z nieregularnymi smugami iłowcowo-mułowcowymi, twardy

1496,0-1507,5 4,9 m rdzenia - skała niejednorodna /jak na głębokości 1483,1-1490,6 m i niżej/: iłowce, mułowce, nielicznie piaskowce z wkładkami wapieni oolitowych. Większa wkładka wapienia oolitowego występuje na głębokości 1499,2-1500,0 m

1507,5-1510,0 2,0 m rdzenia - rdzeń w okruchach - wapienie oolitowe szare, wapienie drobnoolitowe beżowe oraz mułowce i iłowce pstre, ceglasczerwone

1510,0-1511,5 1,3 m rdzenia - iłowiec i ikołupek ze smugami i nielicznymi przejściami mułowcowo-piaszczystymi i drobnymi wkładkami, soczewkami, wtrąceniami wapieni marglistych. Skała pstra, plamista, czerwono-fioletowa, ceglata, szarozielona

1511,5-1512,7 1,0 m rdzenia - mułowiec ceglasczerwony, z zielonymi plamami z drobnymi skupieniami ilastymi i piaszczystymi, z miką /szczególnie obficie występującą na powierzchniach warstw/. Skała twarda, zwięzła, o nieregularnym, miejscami równoległym przełamie

1512,7-1513,4 0,6 m rdzenia - iłowiec i ikołupek z wkładkami wapieni marglistych /jak na głęb. 1510,0-1511,5 m/

1513,4-1517,5 3,4 m rdzenia - mułowiec ceglasczerwony /jak na głęb. 1511,5-1512,7 m/

1517,5-1517,7 0,2 m rdzenia - iłowiec i ikołupek z wkładkami wapieni marglistych /jak na głęb. 1510,0-1511,5 m i niżej/

1517,7-1517,9 0,2 m rdzenia - wapień oolitowy szary, bardzo twardy, o nieregularnym, chropawym przełamie

1517,9-1518,4 0,5 m rdzenia - iłowiec i ikołupek z wkładkami wapieni marglistych /jak na głębokości 1510,0-1511,5 m i niżej/

1518,4-1518,6 0,2 m rdzenia - wapień oolitowy /jak na głęb. 1517,7-1517,9 m/

1518,6-1535,5 16,5 m rdzenia - skała niejednorodna: mułowiec z przejściami do iłowca, miejscami marglisty, z cienkimi nielicznymi smugami i przejściami piaszczystymi. Wkładki wapieni oolitowych, liczne są w części górnej /do głębokości około 1523,0 m/, nieliczne w części dolnej. W mułowcach tych występują też rzadko wkładki i wtrącenia mułowcowych wapieni marglistych. Barwa skały brunatnoceglasczerwona z szarozielonymi plamami. Na powierzchniach warstw miejscami obficie występuje mika. W iłowcach częste są spękania i

szczeliny wypełnione materiałem mułowcowo-oolitowym. Skała twarda, o nieregularnym przełamie. Większe wkładki wapieni oolitowych występują na głębokościach 1518,90-1518,95, 1519,3-1519,4, 1521,90-1521,95 oraz 1522,10-1522,15 m

- 1535,5-1551,7 11,0 m rdzenia - skała niejednorodna: mułowiec z przejściami do iłowca, miejscami marglisty, z cienkimi nielicznymi smugami, przejściami piaszczystymi i pojedynczymi wkładkami wapieni marglistych. Skała analogiczna do opisanej z głęb. 1518,6-1535,5 m, tylko bez wkładek wapieni oolitowych. Wapienie oolitowe występują tu jedynie w postaci nieregularnych skupień i wtrąceń
- 1551,7-1559,2 5,8 m rdzenia - mułowiec z przejściami do iłowca, nieco gruzłowaty, plamisty, ceglastoczerwony z szarozielonymi, nieregularnymi plamami. Bardzo nieliczne przejścia i smugi piaszczyste zawierające duże ilości miki. Skała dość twarda
- 1559,2-1562,3 3,1 m rdzenia - iłowce i ikołupki ceglastoczerwone i zielonawe, gładkie, zwężłe, miejscami z laminami, smugami wapieni mułowcowych; ślizgi
- 1562,3-1575,8 13,1 m rdzenia - skała niejednorodna - mułowiec z przejściami do iłowca i piaskowca drobno- a miejscami średnioziarnistego, zawierającego nawet drobny żwirek kwarcowy. Miejscami skała marglista. Poszczególne typy skał występują w laminach, przewarstwieńiach, soczewkach, nieregularnych skupieniach i przerostach. Bardzo nielicznie występują laminy lub wkładki wapieni mułowcowych. Barwy skały przygaszone, czerwono-brunatne, rudawe, beżowoszare, zielonawoszare. W partiach piaszczystych występują miejscami otoczaki iłowca. W iłowcach i mułowcach miejscami występują spękania, szczeliny oraz ślady wysychania. Skała dość twarda, o nieregularnym przełamie, miejscami niewyraźnie, równolegle warstwowana. Na pojedynczych powierzchniach warstw występują bardzo źle zachowane esterie
- 1575,8-1577,8 1,2 m rdzenia - piaskowiec różnoziarnisty /drobno- i średnioziarnisty/, miejscami ze skupieniami drobnego żwiru kwarcowego, z przejściami do mułowca piaszczystego oraz ze smugami i przewarstwieniami mułowcowo-ilastymi. Skała miejscami marglista, plamista, ceglastoczerwona, różowa, szarozielona, niezbyt twarda o łupliwości zbliżonej do płytkowej
- 1577,8-1578,8 Piaskowiec drobnoziarnisty arkozowy, ceglastoczerwony, dość kruchy, o nieregularnym przełamie
- 1578,8-1581,2 Piaskowiec różnoziarnisty /drobno- i średnioziarnisty/ arkozowy, miejscami piaskowiec mułowcowy, beżowoszary z laminami brunatnego iłowca. Skała krucha, o łupliwości płytkowej
- 1581,2-1581,8 0,3 m rdzenia - piaskowiec drobno- miejscami różnoziarnisty arkozowy, ceglastoczerwony, dość kruchy o nieregularnym przełamie
- 1581,8-1584,5 1,8 m rdzenia - piaskowiec różnoziarnisty arkozowy /jak na głęb. 1578,8-1581,2 m/, miejscami zawierający żwirek kwarcowy. Barwa skały beżoworóżowa

Ryszard WAGNER

P E R M

Cechsztyń

Stropowa seria detrytyczna

- 1584,5-1587,5 Mułowiec brunatnoczerwony, z nieregularnymi plamami barwy szarej i popielatoszarej. Brak warstwowania, jedynie miejscami występują cienkie, nieregularne, smużyste przewarstwienia drobnoziarnistego piaskowca kwarcowego. W mułowcu widoczne są liczne, nieregularne, gruzłowate skupienia wapieni osiągające kilka centymetrów średnicy
- Piętro Z2 /Stassfurt/
- 1587,5-1588,5 Wapien mikroziarnisty masywny, jasnoszary, z nieregularnymi smugami ilastymi barwy szarej i czerwono-woszarej
- 1588,5-1590,2 Dolomit mikroziarnisty białobeżowy, o strukturze gruzełkowej, drobnoporowaty i kawernisty, niewarstwowany, średnio zwężły
- 1590,2-1601,0 Dolomit wapnisty mikroziarnisty, białobeżowy, onkolitowy, niewarstwowany, mikroporowaty, słabo zwężły. Liczne drobne fragmenty skorup małżowych
- 1601,0-1609,5 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, niewarstwowany, mikroporowaty i kawernisty, dość zwężły. Liczne nieregularne kawerny osiągają miejscami średnicę do 1 cm
- 1609,5-1610,5 Częste szwy stylolitowe
- Dolomit mikroziarnisty szarobiały, o strukturze gruzełkowej, drobnoporowaty, niewarstwowany, słabo zwężły. Nieliczne, drobne skorupki małżów

Piętro Z1 /Werra/

- 1610,5-1612,0 Mułowiec słabo dolomityczny, szarozielonkawy, niewarstwowany, o oddzielności gruzłowej, z licznymi okruchami porowatych dolomitów barwy beżowej. Okruchy dolomitów mają wielkość od kilku milimetrów do 6 centymetrów
- 1612,0-1612,3 Margiel dolomityczny szary, nieregularnie warstwowany szaropopielatą substancją mułowcowo-ilastą
- 1612,3-1626,5 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, niewarstwowany, o strukturze gruzełkowej /prawdopodobnie onkolitowej/, drobnoporowaty i kawernisty, dość zwężły. W części stropowej występują nieregularne przewarstwienia mikroziarnistych, bardzo zwężłych, masywnych dolomitów barwy szarej. Cały rdzeń jest silnie spękany, miejscami zbrekcjowany. Szczeliny spękań najczęściej wypełnione są anhydrytem. W dolomicie występują nieliczne, drobne skupienia anhydrytu. Jedynie na głęboko-

kości około 1615,8 m zaobserwowano nieregularny przerost mikroziarnistego anhydrytu barwy jasnoniebieskawej. Miejscami występują pojedyncze skorupy małżów

- 1626,5-1635,0 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, o strukturze gruzełkowej, mikroporowaty, niewarstwowany, z nieregularnymi przerostami dolomitu masywnego o niewidocznej strukturze gruzełkowej. W dolomicie występują często drobne /1-2 mm średnicy/ skupienia gipsu. Nieliczne szwy stylolitowe
- 1635,0-1644,5 Dolomit mikroziarnisty beżowoszary, miejscami jasnoszary, dość zwiezły, niewarstwowany, z licznymi, dużymi i nieregularnymi skupieniami gipsu i anhydrytu. Skupienia siarczanów mają średnio 2-3 cm średnicy, osiągając maksymalnie do 10 cm
- 1644,5-1652,0 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, mikro- i drobno-porowaty, niewarstwowany, o strukturze gruzełkowej. Miejscami występują nieregularne przerosty masywnego dolomitu o niewidocznej strukturze gruzełkowej. Liczne, drobne skupienia siarczanów
- 1652,0-1658,0 Dolomit mikroziarnisty beżowy, miejscami ciemnobieżowy, zwiezły, niewarstwowany, impregnowany anhydrytem
- 1658,0-1658,5 Dolomit mikroziarnisty ciemnobieżowy, zwiezły, niewarstwowany, z licznymi skupieniami anhydrytu
- 1658,5-1660,0 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, dość zwiezły, niewarstwowany, z nielicznymi skupieniami anhydrytu osiągającymi 1 cm średnicy
- 1660,0-1662,0 Dolomit ciemnobieżowy jw.
- 1662,0-1663,0 Dolomit mikroziarnisty szarobieżowy, lekko marglisty, niewarstwowany, z drobnymi skupieniami anhydrytu
- 1663,0-1664,0 Dolomit mikroziarnisty jasnobieżowy, mikroporowaty, niewarstwowany, impregnowany anhydrytem
- 1664,0-1665,0 Dolomit mikroziarnisty barwy szarej, marglisty, z niewyraźną, nieciągłą laminacją równoległą. Dość liczne fragmenty skorup nieokreślonej fauny. Kalcytowe skorupki fauny zostały całkowicie zastąpione przez anhydryt

Czerwony spagowiec

- 1665,0-1667,5 Słaby uzysk rdzenia. Według pomiarów geofizycznych występują tu nieliczne fragmenty piaskowca zlepionego szarobieżowego, wapnistego. Drobne otoczaki zielonkawo-szarych skał ilastych, najprawdopodobniej sylurskich

Henryk TOMCZYK

S Y L U R

Ludlow

Ludlow górny

Warstwy siedleckie dolne

- 1667,5-1687,0 Iłowiec i iłokupek, szare, miejscami plamiste i brunatne, słabo laminowane i łupkowate, oraz słabo wapniste, dołem z lekkim odcieniem zielonawym, górą bardziej brunatne, z cienkimi /do 0,5 cm/ wkładkami anhydrytu. Fauna bardzo sporadyczna, stwierdzono kilka fragmentów spłaszczonych głowonogów "Orthoceras" sp. oraz rabdozomów graptolitów Bohemograptus sp., Bohemograptus bohemicus /Barr./, B. cf. cornutus Urbanek, B. bohemicus tenuis /Bouček/ i Pristiograptus sp. Warstwy leżą horyzontalnie
- 1687,0-1702,3 Iłowiec i iłokupek szare i jasnoszare z lekkim odcieniem zielonawym, słabo laminowane i łupkowate, wapniste, z konkrecjami i soczewkami wapieni ilastych. Fauna występuje sporadycznie: rzadko głowonogi "Orthoceras" sp. częściej graptolity - Pristiograptus sp., P. dubius frequens Jaekel, Monoclimacis sp., Monoclimacis haupti /Kühne/, Bohemograptus sp., B. praecornutus Urbanek, B. bohemicus /Barr./, B. bohemicus cf. tenuis /Bouček/ oraz Linograptus sp. Warstwy leżą horyzontalnie
- 1702,3-1702,5 Wapień ilasto-marglisty wyraźnie laminowany z fauną "Orthoceras" sp. oraz z detrytem szczątków brachiopodów i graptolitów Pristiograptus sp., Bohemograptus sp.
- 1702,5-1728,0 Iłowiec i iłokupek jw., miejscami spękane i silnie pokruszone, ze śladami ślizgów tektonicznych, z ubogą fauną graptolitów Bohemograptus bohemicus /Barr./, B. bohemicus tenuis /Bouček/, Pristiograptus sp., Monoclimacis sp., M. haupti /Kühne/ i inne
- 1728,0-1728,3 Wkładka wapienia ilasto-marglistego szarego, bez fauny
- 1728,3-1739,0 Iłowiec wapnisty szary, silnie laminowany, o słabej łupkowatości, z częstymi konkrecjami i soczewkami wapieni ilastych. Fauna dość liczna, głównie graptolitów: Pristiograptus sp., P. dubius /Suess/, P. dubius frequens Jaekel, Monoclimacis sp., M. haupti /Kühne/, M. cf. tomczyki Willefert, Bohemograptus sp., B. bohemicus tenuis /Bouček/, B. bohemicus /Barr./ oraz mniej licznie Cucullograptus sp., C. aversus /Eis./, ponadto spłaszczone ortocerakony

Ludlow dolny

Warstwy mielnickie górne

- 1739,0-1745,0 Iłowiec szary wapnisty, miejscami laminowany i łupkowaty, z nielicznymi wkładkami bądź soczewkami wapieni ilastych. Fauna bardzo liczna, głównie graptolity: *Saetograptus* sp., *S. leintwardinensis* /Hopk./, *S. leintwardinensis* n. subsp., *S. cf. chimaera* semispinosus /Elles et Wood/, *Cucullograptus* sp., *C. cf. aversus* /Eis./, *Monoclimacis* sp., *M. haupti* /Kühne/, *Pristiograptus* sp., *P. dubius frequens* Jaekel, *Bohemograptus bohemicus* /Barr./ i inne. Ponadto szczątki małżów *Cardiola* sp. oraz spłaszczone głowonogi "*Orthoceras*" sp. Na głębokości 1744,6 m występuje 15 cm wkładka wapienia ilastego z graptolitami *Pristiograptus* sp.
- 1745,0-1754,0 Iłowiec wapnisty jw. z bardzo sporadycznymi wkładkami i konkrecjami /do 5 cm/ wapieni ilastych. Fauna graptolitowa poziomu *Cucullograptus hemiaversus*. Stwierdzono tu: *Saetograptus* sp., *S. cf. leintwardinensis* /Hopk./, *S. chimaera semispinosus* /Elles et Wood/, *Monoclimacis* sp., *M. haupti* /Kühne/, *Pristiograptus dubius* /Suess/, *P. dubius frequens* Jaekel, *Bohemograptus bohemicus* /Barr./, *B. bohemicus tenuis* /Bouček/, *Cucullograptus* sp., *C. hemiaversus* Urbanek, *Lobograptus* sp. i inne. Ponadto małże *Cardiola signata* Barr. i *C. cf. persignata* Barr. oraz głowonogi "*Orthoceras*" sp. i *Dawsonoceras* sp.
- 1754,0-1778,0 Iłowiec szary wapnisty, laminowany i łupkowaty, z graptolitami oraz rzadkimi wkładkami i konkrecjami wapieni ilastych jw. Fauna: *Cucullograptus* sp., *C. pazdroi* Urbanek, *Lobograptus* sp., *L. simplex* Urbanek, *L. expectatus* Urbanek, *L. scanicus parascanicus* /Kühne/, *L. scanicus* /Tullb./, *Bohemograptus bohemicus* /Barr./, *B. bohemicus tenuis* /Bouček/, *Pristiograptus* sp., *P. dubius frequens* Jaekel, *P. dubius* /Suess/, *Monoclimacis* sp., *M. haupti* /Kühne/, *Saetograptus* sp., *S. chimaera* /Barr./, *S. chimaera salwey* /Hopk./, *Monograptus* sp. i inne. Ponadto małże *Cardiola signata* Barr. i głowonogi "*Orthoceras*" sp.
- 1778,0-1790,0 Iłowiec szary wapnisty, laminowany i dobrze łupkowaty, z bardzo licznymi graptolitami. Fauna: *Lobograptus* sp., *L. cf. scaenicus* /Tullb./, *L. progenitor* Urbanek, *Cucullograptus* sp., *Bohemograptus* sp., *B. bohemicus* /Barr./, *Neodiversograptus* sp., *N. cf. bemekleshevi* Urbanek, *Saetograptus* sp., *S. chimaera* /Barr./, *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp., *P. dubius* /Suess/, *Monograptus* sp., *M. uncinatus* Tullb. i inne. Ponadto małże *Cardiola* sp. i głowonogi "*Orthoceras*" sp.

Warstwy mielnickie dolne

- 1790,0-1800,0 Iłowiec szary wapnisty, laminowany i łupkowaty jw., z kilkoma zaledwie konkrecjami wapieni ilastych. Graptolity bardzo liczne, typowe dla poziomu *Neodiverso-*

graptus nilssoni. Oznaczono: *Pristiograptus* sp., *P. dubius* /Suess/, *Bohemograptus* sp., *Neodiversograptus nilssoni* /Lapw./, *Monograptus* sp., *M. uncinatus* Tullb. - szczególnie na głębokości 1790,0-1795,0 m, *Colonograptus colonus* /Barr./, *Saetograptus* sp., *S. cf. chimaera* /Barr./, *Lobograptus* sp., ponadto rzadkie małże *Cardiola* sp., *C. signata* Barr. oraz spłaszczone głowonogi "*Orthoceras*" sp. i *Kionoceras* sp.

- 1800,0-1820,0 Iłowiec szary wapnisty, laminowany i łupkowaty, bez konkrecji wapiennych z licznymi graptolitami: *Colonograptus colonus* /Barr./ - bardzo rzadki, *Pristiograptus dubius* /Suess/, *P. gerhardi* Kühne, *P. gotlandicus* /Perner/ bardzo licznie, *Pleoctograptus* sp., *Spinograptus* sp., *S. spinosus* /Wood/, oraz bardzo rzadkie małże *Cardiola* sp. i głowonogi "*Orthoceras*" sp. Seria tych łupków odpowiada poziomowi *Pristiograptus gotlandicus* wraz z podpoziomem w dolnej części *Spinograptus spinosus*

- 1820,0-1839,0 Iłowiec jw. Fauna: *Pristiograptus* sp., *P. dubius* /Suess/, ponadto kilka spłaszczonych głowonogów "*Orthoceras*" sp.

- 1839,0-1844,0 Iłowiec jasnoszary i zielonkawy, silnie wapnisty i marglisty, a nawet dolomityczny, bez łupkowatości. Fauna: *Odontopleura ovata* Emmrich, *Proetus* sp., *Acanthaloma* sp. /1 okaz/, *Raphiophorus rouaulti* /Barr./, *Atrypa* sp., *Chonetes* sp., *Leptaena* sp., *Lingula* sp., *Pterygotus* sp., *Aptichopsis primus* /Barr./, "*Orthoceras*" sp., oraz z graptolitów *Pristiograptus* sp. i *Gothograptus nassa* /Holm./. Warstwy leżą horyzontalnie.

Wenlok

Warstwy pasłęckie górne

- 1844,0-1868,0 Iłowiec szary, silnie laminowany, słabo łupkowaty, dość twardy, miejscami wapnisty, bez wkładek i konkrecji wapiennych. Fauna: *Monograptus flemingi* /Salt./, *M. flemingi compactus* /Elles et Wood/, *Cyrtograptus* sp., *C. lundgreni* Tullb., *C. hamatus* Bailly, *Testograptus testis* Barr., *T. testis* cf. *inornatus* /Elles/, *T. testis* n. subsp., *Pristiograptus* sp., *P. lodenicensis* Pribyl, *P. pseudodubius* /Bouček/, *Monoclimacis* sp., *M. hemipristis* /Menegh./, oraz bardzo rzadkie ramienionogi *Glassia*, *Atrypa*, *Chonetes*, nieliczne małże *Cardiola* i spłaszczone ortocerakony
- 1868,0-1880,0 Iłowiec szary wapnisty jw., z kilkoma soczewkami wapieni ilastych /do 20 cm miąższości/ na głębokości 1868,1 m, 1870,0 m, 1872,0 m, 1875,1 m. Fauna liczna: *Testograptus testis* /Barr./ - tylko w górnej części, *Monograptus flemingi* /Salt./, *M. flemingi compactus* Elles et Wood, *M. irfonensis* Elles, *Monoclimacis* sp., *M. hemipristis* /Menegh./, *M. cf. flumyendosae* /Gort./, *Cyrtograptus* sp., *C. lundgreni* Tullb. - występujący masowo, *C. hamatus* Bailly, *Pristiograptus* sp., *P. du-*

- bius /Suess/, *P. pseudodubius* /Bouček/, *Plectograptus* sp. i inne.
- 1880,0-1888,0 Iłowiec szary wapnisty jw., silnie spękane /rumosz/ z nielicznymi graptolitami *Cyrtograptus* sp., *Monograptus flemingi* /Salt./, *Monoclimacis* sp., *M. hemipristis* /Menegh./, *M. flumendosae* /Gort./, *Pristiograptus* sp., *Plectograptus* sp., oraz /w dolnej części/ *Cyrtograptus multiramus* Tornq., ponadto w spągu kilka okazów *Cyrtograptus perneri* Bouček. Rzadko występują brachiopody *Atrypa* sp., oraz spłaszczone głowonogi "*Orthoceras*" sp.
- 1888,0-1892,0 Iłowiec szary, wapnisty, słabo laminowany i łupkowaty jw., spękane prostopadle do warstwowania, z małymi /do 2 cm/ konkrercjami wapieni ilastych. Fauna: *Cyrtograptus perneri* Bouček - występujący licznie, *Cyrtograptus* sp., *C. cf. ramosus* Bouček, *Monograptus flemingi* (Salt.), *M. flemingi compactus* Elles et Wood, *Monoclimacis* sp., *M. hemipristis* /Menegh./, *Pristiograptus* sp., *P. cf. dubius* /Suess/, *P. pseudodubius* /Bouček/ i inne
- 1892,0-1896,2 Iłowiec szary i ciemnoszary jw., miejscami dobrze łupkowaty. Fauna: *Monograptus flemingi* /Salt./, *M. flemingi primus* Elles, *Cyrtograptus* sp., *C. cf. ellesi* Gort., *Monoclimacis* sp., *M. hemipristis* /Menegh./, *Pristiograptus* sp., *Plectograptus* sp., i inne
- 1896,2-1896,6 Wkładka ilasto-dolomityczna barwy jasnoszarej, bez graptolitów
- 1896,6-1904,0 Iłowiec szary i ciemnoszary jw., z licznymi graptolitami: *Cyrtograptus* sp., *C. rigidus* Tullb., *Monoclimacis* sp., *M. flumendosae* /Gort./, *Streptograptus* sp., *Monograptus* sp., *M. flemingi* /Salt./, *M. latus* McCoy, *Pristiograptus* sp., *P. dubius* /Suess/, ponadto głowonogi "*Orthoceras*" sp.
- 1904,0-1910,0 Iłowiec ciemnoszary, prawie bez laminacji i łupkowatości, z pyłem pirytowym i rozproszonym muskowitem, miejscami lekko wapnisty, bez wkładek wapiennych, a jedynie z cienkimi warstewkami /0,2 cm/ bentonitu. Fauna liczna: *Monograptus* sp., *M. flexilis* Wood, *M. latus* McCoy, *Monoclimacis* sp., *M. flumendosae* /Gort./, *Streptograptus* sp., *S. antennularius* /Menegh./, *Plectograptus* sp., *Cyrtograptus cf. rigidus* Tullb. oraz liczne brachiopody *Glossia* sp.
- 1910,0-1913,0 Iłowiec ciemnoszary laminowany oraz słabo łupkowaty jw., z fauną graptolitów: *Cyrtograptus* sp., *C. symmetricus* Wood, *Streptograptus* sp., *S. antennularius* /Menegh./, *Monoclimacis* sp., *M. flumendosae* /Gort./, oraz masowo detryt ramienionogów
- 1913,0-1916,0 Iłowiec ciemnoszary laminowany jw. z graptolitami: *Pristiograptus* sp., *P. dubius latus* /Bouček/, oraz rzadszymi *Streptograptus* sp., *S. cf. antennularius* /Menegh./
- 1916,0-1920,0 Iłowiec ciemnoszary jw., z licznie występującymi *Pristiograptus dubius latus* /Bouček/, *Monograptus rickartsonensis* Lapw., *Monoclimacis* sp., *M. vomerina*

- /Nichol./, *Streptograptus* sp., *S. antennularius* /Menegh./, *Monograptus priodon* /Bronn/, *Barrandeograptus* sp., *Cyrtograptus* sp. i inne oraz ramienionogi *Atrypa*, *Orthis*, *Chonetes*
- 1920,0-1925,5 Iłowiec ciemnoszary wapnisty, miejscami laminowany i łupkowaty z graptolitami: *Cyrtograptus* sp., *C. murchisoni* Carruthers, *Monograptus priodon* /Bronn/, *Monograptus* sp., *Barrandeograptus pulchellus* /Tullb./, *Monoclimacis* sp., *M. vomerina* /Nichol./, *Retiolites* sp., *R. geinitzianus* Barr., *Mediograptus kolihai* /Bouček/ i inne
- 1925,5-1929,0 Iłowiec ciemnoszary, łupkowaty jw. Fauna: *Cyrtograptus* sp., *C. insectus* Bouček, *Monograptus priodon* /Bronn/, *Monoclimacis* sp., *Retiolites* sp., *R. geinitzianus* Barr., *Mediograptus* sp., *M. kodymi* /Bouček/, *M. kolihai* /Bouček/, i inne

Landower

Warstwy pasłęckie środkowe

- 1929,0-1932,0 Iłowiec ciemnoszary z wkładkami iłowców jasnozielonych, marglisto-dolomitycznych, bez graptolitów, z częstymi wtrąceniami czarnych łupków graptolitowych. Fauna: *Monoclimacis* sp., *M. crenulata* /Tornq./, *Retiolites* sp., *R. geinitzianus* Barr., *Stomatograptus* sp., *S. cf. grandis* /Suess/, *Monograptus priodon* /Bronn/, *Diversograptus* sp., *Spirograptus* sp. oraz ramienionogi *Lingula* sp., *Pentamerus* sp. i głowonogi "*Orthoceras*" sp.
- 1932,0-1939,5 Iłowiec jasnoszary bez laminacji i łupkowatości, przekładany iłowcem marglisto-dolomitycznym, jasnym z odcieniem zielonawym, bez graptolitów, z wkładkami i wtrąceniami czarnych łupków graptolitowych. Poniżej podany jest profil szczegółowy z uwzględnieniem fauny /od góry ku spągowi/:
- 220 cm - iłowce szare i ciemnoszare z graptolitami: *Monoclimacis* sp., *M. cf. crenulata* /Tornq./, *Spirograptus* sp., *Monograptus priodon* /Bronn/, *Retiolites* sp. i inne; 5 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny, jasny, plamisty z odcieniem zielonawym bez graptolitów; 5 cm - łupek czarny z graptolitami *Monoclimacis* sp. i *Spirograptus* sp.; 5 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 40 cm - iłowiec szary z wtrąceniami łupku graptolitowego, z liczną fauną: *Spirograptus spiralis* /Gein./, *Diversograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Monograptus cf. priodon* /Bronn/, *Retiolites* sp., oraz *Lingula* sp.; 5 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 20 cm - iłowiec szary, plamisty bez graptolitów; 5 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 15 cm - iłowiec szary z gniazdami pirytu oraz z graptolitami *Monoclimacis* sp., *Spirograptus* sp. i *Retiolites* sp.; 3 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 60 cm - iłowiec szary i ciemnoszary z cienkimi wkładkami łupków graptolitowych do 1 cm grubości. Fauna uboga: *Monograptus cf. priodon* /Bronn/, *Spirograptus cf. spiralis* /Gein./, *Monocli-*

macis sp., Retiolites sp., ponadto "Orthoceras" sp., Lingula sp.; 2 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 25 cm - iłowiec ciemny bez graptolitów; 5 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jw.; 115 cm - iłowiec ciemny i szary jw., z cienkimi wtrąceniami łupków graptolitowych. Sporadycznie Monoclimacis sp. i Spirograptus sp.; 40 cm - iłowiec jasnoszary, marglisto-dolomityczny, z licznymi skupieniami pirytu, bez graptolitów; 5 cm - łupek czarny z graptolitami Monograptus cf. marri Perner, Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Monograptus parapriodon Bouček i Monoclimacis sp.; 40 cm - iłowiec jasny, dolomityczny i marglisty jw., bez graptolitów; 15 cm - łupek czarny, graptolitowy, z fragmentami Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Monograptus cf. marri Perner.; 5 cm - iłowiec jasny, dolomityczny jw.; 2 cm - łupek graptolitowy czarny jw.; 5 cm - iłowiec dolomityczny jasny jw.; 8 cm - iłowiec słabo łupkowy i laminowany bez graptolitów, jasnoszary; 15 cm - iłowce marglisto-dolomityczne z lekkim odcieniem zielonawym, bez graptolitów; 25 cm - iłowce szare, laminowane bez graptolitów; 3 cm - łupek graptolitowy, czarny. Fauna: Spirograptus sp., S. cf. spiralis /Gein./, Monoclimacis sp., Monograptus cf. parapriodon Bouček, Retiolites sp.; 8 cm - iłowiec jasny, dolomityczny bez graptolitów jw.; 5 cm - łupek graptolitowy czarny z Monoclimacis sp., Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Monograptus marri Perner, Spirograptus sp., S. spiralis /Gein./, Streptograptus nodifer /Törnq./, Diversograptus sp.; 12 cm - iłowiec jasny, dolomityczno-marglisty jw.; 2 cm - łupek graptolitowy, czarny jw.

1939,5-1943,0

Iłowce jasnoszare bez laminacji i łupkowatości, z wkładkami iłowców zielonych, dolomityczno-wapnistych, bez graptolitów oraz z cienkimi wkładkami łupków czarnych, z graptolitami jw. Szczegółowy profil z uwzględnieniem fauny:

25 cm - iłowiec marglisto-dolomityczny jasny z lekkim odcieniem zielonawym, bez graptolitów, z licznymi skupieniami pirytu; 40 cm - iłowiec szary i jasnoszary, laminowany o połysku jedwabistym, częściowo wapienno-dolomityczny bez graptolitów; 3 cm - łupek graptolitowy czarny, z fragmentami Monograptus marri Perner, Retiolites sp. i Monoclimacis sp., Monoclimacis crenulata /Törnq./ i inne; 10 cm - iłowiec szary i jasnoszary, laminowany jw.; 6 cm - łupek czarny, graptolitowy jw., z nieliczną fauną Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Retiolites sp., Monoclimacis sp., Streptograptus sp., Spirograptus sp.; 8 cm - iłowiec jasny dolomityczno-wapienny z licznymi skupieniami pirytu jw.; 6 cm - łupek graptolitowy, czarny jw.; 10 cm - iłowiec szary i jasnoszary laminowany, bez graptolitów; 5 cm - iłowiec jasny dolomityczno-wapienny jw.; 15 cm - iłowiec szary i jasnoszary, laminowany, bez graptolitów jw.; 10 cm - iłowiec jasny dolomityczno-wapienny, z lekkim odcieniem zielonawym jw.; 5 cm - iłowiec jasnoszary jw. bez graptolitów; 10 cm - iłowiec

wiec jasny dolomityczny jw.; 1 cm - łupek czarny, graptolitowy jw.; 10 cm - iłowiec jasny dolomityczny, bez graptolitów jw.; 3 cm - łupek czarny graptolitowy. Fauna: Spirograptus sp., Monoclimacis sp., Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood i inne; 8 cm - iłowiec jasny dolomityczno-marglisty z lekkim odcieniem zielonawym bez graptolitów jw.; 15 cm - łupek czarny z graptolitami Monoclimacis sp., Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Spirograptus cf. spiralis /Gein./, Streptograptus sp., S. cf. nodifer /Törnq./, Monograptus marri Perner, Monoclimacis crenulata /Törnq./ i inne; 20 cm - iłowiec jasny dolomityczny, z lekkim odcieniem zielonawym jw.; 2 cm - łupek czarny graptolitowy jw.; 8 cm - iłowiec jasny dolomityczny jw.; 3 cm - łupek czarny graptolitowy jw.; 7 cm - iłowiec jasny dolomityczny jw.; 1 cm - łupek czarny typu graptolitowego, bez fauny; 6 cm - iłowiec jasny dolomityczny jw.; 5 cm - łupek czarny graptolitowy, z fragmentami rabdozomów Spirograptus sp., Monograptus sp., Retiolites sp., Monoclimacis sp.; 8 cm - iłowiec jasny dolomityczno-marglisty, z lekkim odcieniem zielonawym, bez graptolitów; 100 cm - iłowiec zielonawy, dolomityczno-wapnisty lub marglisty, z nielicznymi przewarstwieniami czarnych i szarych łupków z graptolitami: Retiolites sp., Monoclimacis cf. crenulata /Törnq./, Monograptus marri Perner i inne

1943,0-1948,5

Iłowiec jasny, dolomityczno-wapienny bądź marglisty z lekkim odcieniem zielonawym, z licznymi skupieniami i gniazdami pirytu, bez graptolitów. Przewarstwienia szarych, laminowanych iłowców o połysku jedwabistym, w których występują sporadyczne wkładki czarnych łupków graptolitowych. Fauna: Spirograptus sp., Monoclimacis sp., M. cf. griestoniensis /Nicol/, Monograptus marri Perner, Retiolites sp., Retiolites geinitzianus angustidens Elles et Wood, Streptograptus sp., S. cf. nodifer /Törnq./, Pristiograptus cf. nudus /Lapw./ i inne. Warstwy leżą horyzontalnie

1948,5-1956,0

Iłowiec jasnoszary z odcieniem zielonawym, dolomityczno-wapnisty, bez graptolitów, z nielicznymi i cienkimi przewarstwieniami szarych i czarnych łupków z graptolitami: Monograptus marri Perner, M. crispus Lapw., Monoclimacis sp., M. cf. griestoniensis /Nicol/, Retiolites sp., R. cf. geinitzianus angustidens Elles et Wood, Streptograptus sp. i inne

1956,0-1959,0

Iłowce szare i jasne bez laminacji i łupkowatości, częściowo dolomityczne i margliste z licznymi skupieniami pirytu oraz z bardzo rzadkimi wkładkami czarnych łupków typu graptolitowego. Fauna bardzo uboga, głównie fragmenty rabdozomów Spirograptus sp., S. turriculatus /Barr./, Monoclimacis sp., Retiolites sp., Pristiograptus cf. nudus /Lapw./ i inne

1959,0-1960,0

Iłowiec szary i zielonawy, dolomityczno-wapnisty, z wkładkami czarnych łupków z graptolitami: Monograptus sp., M. marri Perner, M. sedgwicki /Portl./, Pristiograptus nudus /Lapw./, Pseudoclimacograptus

1960,0-1960,5 Iłowiec szary i łupek czarny, z przewarstwieniami iłowców wapnistych, zielonawych, bez graptolitów. W łupkach występuje liczna fauna: Rastrites sp., Demirastrites sp., Petalograptus sp., Pseudoclimacograptus hughesi /Nichol./, Glyptograptus sp., Cephalograptus sp., C. cometa /Gein./, Climacograptus sp. i inne

Warstwy pasłęckie dolne

1960,5-1963,8 Łupek czarny krzemionkowo-ilasty, częściowo smolisty, laminowany i dobrze łupkowaty, miejscami spękany, z licznymi poślizgami i łustrami tektonicznymi z rozproszonym pirytem i muskowitem. Fauna: w górnej części - Demirastrites sp., Pristiograptus gregarius /Lapw./, P. concinnus /Lapw./, Calymene sp., Vlasta sp., Bellerophon sp., następnie Demirastrites triangularatus /Harkness/, Demirastrites sp., Rastrites sp., R. peregrinus Barr., R. cf. approximatus Perner Rastrites sp., Demirastrites fimbriatus /Nichol./, Pristiograptus sp., niżej - Pristiograptus cyphus /Lapw./, Pernerograptus sp., Orthograptus sp., O. vesiculosus /Nichol./, Climacograptus scalaris /His., oraz w najniższej części - Diplograptus sp., D. modestus Lapw., Orthograptus sp., Glyptograptus sp., Akidograptus sp., A. acuminatus /Davies/, Climacograptus scalaris miserabilis Elles et Wood, C. medius Tornø., Rhipidograptus toernquisti /Elles et Wood/, Diversograptus sp., D. attenuatus /Hopk./, Climacograptus rectangularis /McCoy/, C. cf. innatus Nichol. i inne

Zdzisław MODLIŃSKI

ORDOWIK

Aszgil

Aszgil górny

1963,8-1965,1 Wapień jasnoszary z odcieniem żółtawym a miejscami zielonkawym, z wkładkami zlepieńców wapiennych złożonych z otoczków wapieni szarozielonych spojonych wapieniem szarożółtym. W spągu wkładka wapienia szarego silnie marglistego. Liczne żyłki i drobne skupienia krystalicznego piryty, oraz rozproszone ziarna glaukonitu. Fauna: Bumastus sp. oraz nieoznaczone szczątki ramienionogów i liliowców. Niżej 15 cm warstwa marglu szarego z odcieniem zielonkawym, ze słabo zaznaczoną laminacją, w którym występują konkretne skupienia krystalicznego piryty oraz powierzchnie pokryte cienkimi powłóczkami chlorytu. Niżej 15 cm wapienia szarego z odcieniem zielonkawym,

zawierającego bardzo liczne ziarna glaukonitu, drobne konkretne fosforanowe oraz liczne skupienia piryty

Aszgil dolny

1965,1-1966,6 Zlepienieć wapienny złożony z bardzo słabo obtoczonych ułamek szarozielonych wapieni, spojonych wapieniem organodetrytycznym, zrekrystalizowanym, szarym z odcieniem żółtawym. Średnica otoczków przekracza 10 cm, ich powierzchnie często pokryte są powłóczkami pirytowymi grubości 0,5-1,0 mm. W spoiwie liczne różowe okruchy liliowców. Skałę przecinają żyłki białego kalcytu. W spągu pojawiają się przerosty szarych margli. W otoczkach fauna trylobitów: Panderia cf. megalophthalma Linnars., Proetus sp. Na głęb. 1965,55-1965,62 wapień szarozielony, spirytyzowany, z licznym glaukonitem, poprzecinany żyłkami białego kalcytu. Niżej wapień jasnoszary z odcieniem zielonkawym, bardzo liczne żyłki i pojedyncze kryształki piryty. W spągu występuje /około 5 cm miąższości/ wkładka margli szarozielonych z licznym glaukonitem. Glaukonit gruboziarnisty występuje tu w postaci rozproszonej, bardzo drobnoziarnisty ułożony jest w smugi. Z fauny stwierdzono pokruszone, przekrystalizowane skorupki ramienionogów i trylobitów, oraz liczne, różowe okruchy łodyg liliowców

1966,6-1967,6 Wapień jasnoszary z odcieniem zielonkawym, z licznymi przemazami i przerostami margli szarych o odcieniu zielonkawym. Żyłki białego i różowego kalcytu, liczne drobne żyłki i skupienia piryty. Fauna: Panderia sp., Tretaspis sp., Illaenus cf. angustifrons depressa Holm, okruchy ramienionogów i liliowców

1967,6-1968,0 Wapień marglisty szary i ciemnoszary, z przerostami ilasto-marglistymi. Występują w nim pionowe żyłki grubokrystalicznego, białego kalcytu zawierającego drobne żyłki piryty. Faunę reprezentują okruchy trylobitów, ramienionogów, głowonogów oraz różowe okruchy łodyg liliowców

1968,0-1968,6 Wapień marglisty, szary z odcieniem brunatnym lub różowym, zawierający różowe okruchy liliowców. Miejscami liczne przerosty szarych margli. Fauna: Tretaspis sp., Panderia sp., Nicolella sp.

1968,6-1968,8 Wapień szary z ciemnoszarymi przerostami ilasto-marglistymi

Karadok

1968,8-1969,2 Iłowiec nieco wapnisty ciemnoszary o bardzo słabo zaznaczonej łupliwości płytkowej

1969,2-1971,0 Iłowiec ciemnoszary z licznymi drobnymi plamkami barwy szarozielonej, o wyraźnej łupliwości płytkowej. Fauna: Orthograptus cf. truncatus pauperatus Elles et Wood, oraz pokruszone skorupki brachiopodów

1971,0-1972,0 Iłowiec szary o łupliwości płytkowej miejscami słabo wapnisty

- 1972,0-1973,8 Iłowiec ciemnoszary, miejscami prawie czarny, z licznymi drobnymi szarymi plamkami, w spągu pojawiają się plamki szarozielone. Łupliwość iłowców płytkowa. Występują liczne skupienia krystalicznego pirytu. Fauna: *Seriocidea restricta* /Hadd./, *Paterula cf. bohemia Barr.*, *Dalmanella sp.*, nieoznaczalne szczątki graptolitów, małżów, ślimaków, pokruszone łodygi liliowców
- 1973,8-1973,9 Mułowiec szarozielony z bardzo licznym glaukonitem. Nieregularne konkrecje fosforytowe, ciemnoszare z odcieniem brązowym. W spągu wyraźna powierzchnia rozmycia
- 1973,9-1974,1 Dolomit jasno-szarozielony, nieco marglisty, poprzerzynany bardzo cienkimi żyłkami białego dolomitu. Ślady ślizgów
- 1974,1-1974,4 Margiel dolomityczny ciemnoszary, z nieregularnymi wkładkami dolomitów marglistych. W dolomitach występują przekrystalizowane szczątki fauny
- 1974,4-1975,0 Dolomit marglisty, miejscami drobnokrystaliczny, szary z bardzo licznym ciemnoszarym detrytem przekrystalizowanej fauny brachiopodów i trylobitów. Występują tu nieregularne, faliste przerosty i ciemnoszare przemazy ilaste
- 1975,0-1978,2 Dolomit krystaliczny szary z licznymi, nieregularnymi, falistymi przerostami i przemazami ilastymi barwy czarnej, ciemnoszarej lub zielonkawej. Występują tu liczne, drobne próżnie wypełnione częściowo białym, krystalicznym dolomitom. Spotyka się skupienia ciemnych oolitów żelazistych, miejscami pojawiają się drobne plamki barwy czerwonej. Na głębokości 1975,8 m występują przekrystalizowane cystoidy z rodzaju *Echinospaerites*
- 1978,2-1980,0 Dolomit krystaliczny szary i jasnoszary, z nielicznymi przemazami i przerostami ilastymi barwy ciemnoszarej, czasem o odcieniu zielonkawym. W dolomicie występują niewielkie, nieregularne próżnie. Fauna: *Echinospaerites sp.*

Landeil

- 1980,0-1982,0 Dolomit krystaliczny szary, z nieregularnymi przerostami i przemazami szarozielonych, a miejscami szarych, iłowców. Powierzchnie rozmyć

Lanwirn

- 1982,0-1984,3 Dolomit krystaliczny szary, z wkładkami silnie dolomitycznych wapieni. Miejscami pojawiają się nieliczne brunatnowiśniowe plamy
- 1984,3-1984,6 Dolomit ilasty brunatnoczerwony, miejscami drobnokrystaliczny, z przerostami margli dolomitycznych
- 1984,6-1984,8 Dolomit drobnokrystaliczny z przerostami ilastymi, zabarwiony plamście - brunatnoczerwony z szarozielonymi i szaroróżowymi plamami

- 1984,8-1984,9 Dolomit drobnokrystaliczny, szarozielony miejscami jasnobrunatny
- 1984,9-1985,4 Dolomit krystaliczny brunatnoczerwony, miejscami szarozielony, z wkładkami iłowców dolomitycznych, brunatnowiśniowych. Dość licznie występuje tu przekrystalizowana fauna trylobitów. W spągu wkładka /3 cm/ dolomitu szarego, z pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Spagową i stropową powierzchnię stanowią równe, wygładzone powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych. Fauna: *Conotreta sp.*
- Arenig
- 1985,4-1985,5 Dolomit krystaliczny brunatnoróżowy, z wkładkami brunatnowiśniowych iłowców
- 1985,5-1986,6 Dolomit krystaliczny, brunatnoczerwony, z nielicznymi cienkimi, szarozielonymi przemazami ilastymi, oraz przemazami brunatnowiśniowych tlenków żelaza. Liczna, przekrystalizowana, fauna trylobitów i ramienionogów /*Acrotreta sp.*/
- 1986,6-1990,2 Dolomit krystaliczny, brunatny, szarobrunatny lub szaroczerwony, z niezbyt licznymi ziarnami glaukonitu. Występują tu nieliczne szarofioletowe przemazy ilaste
- 1990,2-1990,7 Glaukonityt ciemno- lub jasnozielony, zazwyczaj drobnoziarnisty, z cienkimi soczewkami i przerostami ilastymi barwy szarofioletowej

Kazimiera LENDZION

K A M B R

KAMBR ŚRODKOWY

Piętro Paradoxides oelandicus

- 1990,7-1993,1 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z drobnymi, brunatnymi skupieniami seledynowego iżu w postaci płaskich soczewek z blaszkami muskowitu
- 1993,1-1995,1 Piaskowiec jw., porowaty, spękany. Na powierzchniach spękań występują cienkie skupienia szklatego barytu i drobnych kryształków pirytu
- 1995,1-1998,1 Piaskowiec jw., pionowo spękany, z drobnymi blaszkami muskowitu i soczewkowatymi skupieniami lub milimetrowymi, nieregularnymi wkładkami iżu seledynowego. Na głębokości 1997,7 m szczelinę spękania wypełnia żyłka barytu /miąższość 0,5 mm/. W piaskowcu widoczne są nierówne powierzchnie rozmyć. Głównym składnikiem są ziarna kwarcu, których średnica waha się od 0,09-0,83 mm oraz sporadyczne ziarna skałeni. W spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym jako nieznaczna domieszka spotykany jest anhydryt

- 1998,1-2002,1 Piaskowiec jw., z drobnymi jasno- i ciemnobrunatnymi plamkami. Są to tlenki i wodorotlenki żelaza, które wspólnie z węglanami tworzą plamiste, agregatowe skupienia. W piaskowcu tym występują nieliczne seledynowe skupienia ilu. Głównym składnikiem skały są ziarna kwarcu, natomiast nielicznie występują ziarna skalenia, blaszki, muskowitu oraz pojedyncze blaszki silnie zwietrzałego biotyту. Powierzchnie spękań pokryte są niekiedy cienkim, szklistym barytem. Liczne nierówne powierzchnie rozmyć
- 2002,1-2008,1 Piaskowiec jw., z drobnymi blaszkami muskowitu i bardzo licznymi drobnymi plamkami ciemnobrunatnych związków żelaza. Poziomo warstwowany, cienkopłytkowy, spękany
- 2008,1-2012,0 Piaskowiec jw., porowaty. Miejscami nagromadzenia drobnych, ciemnobrunatnych plamek związków żelaza /na głębokości 2010,2-2010,7 m/. Nieliczne, nierówne powierzchnie rozmyć pokryte wiśniowym materiałem ilastym. Powierzchnie spękań pokryte biało-różowymi szklistymi żyłkami barytu. Głównym składnikiem piaskowca jest kwarc, który posiada bardzo liczne wrostki cyrkonu, turmalinu i rutylu. Występują tu jeszcze ziarna epidotu i dystenu, oraz pojedyncze, różowe ziarna granatu
- 2012,0-2015,8 Piaskowiec jw., z drobnymi, ciemnobrunatnymi plamami związków żelaza, oraz z drobnymi blaszkami muskowitu. Nieliczne nierówne powierzchnie rozmyć.
- 2015,8-2022,9 Piaskowiec jw. Od głębokości 2018,9 m porowaty. Nierówne powierzchnie rozmyć pokryte materiałem ilastym. Powierzchnie spękań pokryte cienkimi skupieniami białego i różowego barytu
- 2022,9-2024,0 Piaskowiec jw., miejscami bardziej porowaty. Wkładka piaskowca drobnoziarnistego jasnoszarego, z drobnymi nielicznymi, ciemnobrunatnymi plamami związków żelaza. Nierówne powierzchnie rozmyć pokryte są materiałem ilastym seledynowym i brunatnym, z drobnymi blaszkami muskowitu
- 2024,0-2024,6 Piaskowiec jw., ze skupieniami materiału ilastego, seledynowego i brązowowiśniowego
- 2024,6-2027,8 Piaskowiec jw., porowaty, poprzecinany białymi i różowymi żyłkami krystalicznego, szklistego barytu
- 2027,8-2031,2 Piaskowiec jw., z licznymi soczewkowatymi skupieniami seledynowego i brunatnowiśniowego ilu z muskowitem. Powierzchnie spękań cienko pokryte różowym szklistym barytem
- 2031,2-2033,7 Piaskowiec jw., porowaty. Nieliczne, nieregularne lub soczewkowate skupienia seledynowego i brunatnowiśniowego materiału ilastego. Powierzchnie spękań pokryte skupieniami anhydrytu i węglanów. Na płaszczyznach warstw wyraźne ślady wysychania
- 2033,7-2036,8 Piaskowiec jw., laminowany seledynowym i wiśniowo-brunatnym iłem z licznymi blaszkami muskowitu. Płaszczyny spękań cienko pokryte szklistym, białym barytem. Ślady falowania na powierzchniach warstw. Na głębokości 2035,7-2036,3 m piaskowiec drobnoziarnis-

- ty, wiśniowy o odcieniu fioletowym, z licznymi brunatnymi plamkami związków żelaza, dolomityczny
- 2036,8-2037,3 Piaskowiec drobnoziarnisty, szarobrunatny, dolomityczny, z nielicznymi, drobnymi, brunatnymi plamkami związków żelaza
- 2037,3-2050,0 Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnoszary, miejscami o odcieniu fioletowym, z nielicznymi blaszkami muskowitu, z nielicznymi drobnymi, brunatnymi plamkami związków żelaza i białymi plamkami węglanów. Materiał ilasty, seledynowy lub brunatnowiśniowy pokrywa nierówne powierzchnie rozmyć, oraz występuje w postaci płaskich soczewkowatych skupień. W szczelinach spękań występują różowe, tabliczkowate skupienia anhydrytu
- 2050,0-2057,0 Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnobrunatny, z drobnymi blaszkami muskowitu i drobnymi ciemnobrunatnymi i rdzawobrunatnymi plamkami związków żelaza. Miejscami na nierównych powierzchniach rozmyć cienkie warstewki materiału ilastego wiśniowobrunatnego. Szczeliny spękań pokryte białymi i różowymi szklistymi żyłkami barytu
- 2057,0-2058,3 Piaskowiec średnioziarnisty, jasnoszary o odcieniu brunatnym, z drobnymi brunatnowiśniowymi i rdzawobrunatnymi plamkami związków żelaza. Średnica ziarn kwarcu waha się od 0,26 do 0,96 mm. Ziarna kwarcu zawierają liczne wrostki cyrkonu, turmalinu, muskowitu i minerałów nieprzezroczystych. Spoiwo skały jest regeneracyjne, a miejscami węglanowo-anhydrytowe. Szczeliny spękań wypełniane żyłkami białego barytu
- 2058,3-2061,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary z brunatnym odcieniem, z nielicznymi ciemnobrunatnymi plamkami związków żelaza oraz białoróżowymi plamistymi skupieniami węglanów i anhydrytu. Nierówne powierzchnie rozmyć pokryte są brunatnowiśniowym materiałem ilastym
- 2061,8-2065,2 Piaskowiec drobnoziarnisty brunatny, słabo zwięzły, z drobnymi plamkami brunatnowiśniowych związków żelaza, laminy oraz soczewkowate i pałeczkowate skupienia materiału ilastego. Miejscami w spoiwie występuje kaolin
- 2065,2-2070,0 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobrunatny. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z domieszką nieregularnych gruzełkowatych skupień węglanów i anhydrytu. Nieliczne brunatnowiśniowe drobne plamki związków żelaza i blaszki muskowitu
- 2070,0-2072,3 Piaskowiec różnoziarnisty jasnoszary o odcieniu brunatnym. Średnica ziarn kwarcu waha się od 0,21 mm do 1,46 mm. Spoiwo skały regeneracyjne a miejscami z nieregularnymi skupieniami węglanów otoczonych tlenkami i wodorotlenkami żelaza lub skupieniami spoiwa ilasto-żelazistego. Szczeliny spękań wypełnione są białymi żyłkami anhydrytu

- 2072,3-2073,8 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, o spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym z domieszką spoiwa ilastego, a miejscami węglanowego i anhydrytowego
- 2073,8-2081,2 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary z białoróżowymi, gruzłowatymi skupieniami spoiwa węglanowego i anhydrytowego w spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym. Skała miejscami mniej zwięzła. Nieliczne drobne ciemnobrunatne plamki związków żelaza. Nierówne powierzchnie rozmyte pokryte brunatnowiśniowym materiałem ilastym
- 2081,2-2081,7 Piaskowiec średnioziarnisty jasnobrunatny, słabo zwięzły. Nieliczne białe plamki. Widoczna pozioma laminacja
- 2081,7-2083,2 Piaskowiec średnioziarnisty jasnobrunatnawy, o pokroju gruzłowym - gruzły węglanów i anhydrytu barwy białoróżowej. W spągu toczące seledynowego iłu. Miejscami drobne kuliste skupienia ciemnobrunatnowiśniowych związków żelaza
- 2083,2-2083,3 Piaskowiec średnioziarnisty ciemnobrunatny o spoiwie węglanowo-żelazistym
- 2083,3-2084,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobrunatny, z licznymi drobnymi, ciemnobrunatnowiśniowymi plamkami związków żelaza. Nieliczne drobne blaszki muskowitu i ziarna jasnozielonego glaukonitu oraz w ziarnach kwarcu, które są podstawowym składnikiem skały, bardzo liczne wrostki turmalinu i cyrkonu
- 2084,8-2084,9 Piaskowiec mułowcowy żelazisty, z nieregularnymi drobnymi, białozielonawymi plamkami oraz z pojedynczymi, jasnozielonymi ziarnami glaukonitu
- 2084,9-2085,1 Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnobieżowy, z licznymi nagromadzeniami ciemnobrunatnowiśniowych plamek związków żelaza i nielicznymi ziarnami glaukonitu
- 2085,1-2086,3 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobieżowy. W górze występują nieliczne drobne ciemnobrunatnowiśniowe i różowoczerwone plamki związków żelaza, liczne są natomiast ziarna jasnozielonego glaukonitu
- 2086,3-2086,5 Piaskowiec drobnoziarnisty, jasnobrązowy o sinawym zabarwieniu, z licznymi ciemnobrunatnowiśniowymi plamkami związków żelaza oraz z jasnozielonymi ziarnami glaukonitu i pojedynczymi blaszkami muskowitu
- 2086,5-2086,6 Piaskowiec jw. Związki żelaza pokrywają również szczeliny spękań
- 2086,6-2089,9 Piaskowiec jw. Największe nagromadzenie związków żelaza występuje na głębokości 2087-7-2088,1 m. Słabo widoczne poziome warstwowanie
- 2089,9-2095,9 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobrązowy, zwięzły, z rozproszonymi drobnymi plamkami ciemnobrunatnowiśniowych związków żelaza, które pokrywają również powierzchnie spękań. Nieliczne, jasnozielone ziarna glaukonitu oraz drobne blaszki muskowitu
- 2095,9-2097,7 Piaskowiec drobnoziarnisty, szaroniebieskawy, zlewny, z nielicznymi, większymi, ciemnobrunatnowiśniowymi i rdzawobrunatnymi plamkami związków żelaza,

- które pokrywają powierzchnie spękań. Nieliczna fauna: *Agrothyra* sp. i *Ellipsocephalus polytomus*
- 2097,7-2098,5 Piaskowiec drobnoziarnisty, szaroniebieskawy, z wkładkami łupków ilasto-mułowcowych ciemnoszarych o odcieniu zielonawym, ze śladami żerowania organizmów
- 2098,5-2099,9 Piaskowiec drobnoziarnisty, szary, zwięzły, z grubszymi, rozrzuconymi, ciemnobrunatnowiśniowymi plamkami związków żelaza, występującymi na płaszczyznach spękań. Liczne nierówne powierzchnie rozmyte pokryte są materiałem ilastym, który występuje również w postaci płaskich, soczewkowatych skupień seledynowych i brunatnowiśniowych. Nieliczne drobne blaszki muskowitu
- 2099,9-2103,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobrązowy spękany. Płaszczyzny spękań pokryte ciemnobrunatnowiśniowymi związkami żelaza. Liczne soczewkowate skupienia seledynowego iłu. Powierzchnie rozmyte pokryte są brunatnowiśniowym materiałem ilastym. Miejscami rozproszone plamiste skupienia ciemnobrunatnowiśniowych i brunatnoczerwonych związków żelaza
- 2103,4-2103,7 Piaskowiec drobnoziarnisty szaroniebieskawy, z licznymi drobnymi ziarnami czarnego minerału nieprzezroczystego i drobnymi blaszkami muskowitu. Silnie spękany pod kątem około 80°, a powierzchnie spękań pokryte ciemnobrunatnowiśniowym iłem żelazistym
- 2103,7-2105,3 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnobrązowoszary, z drobnymi ziarnami minerału nieprzezroczystego i pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Miejscami większa domieszka tlenków i wodorotlenków żelaza w spoiwie. Liczne skorupki *Lingulella ferruginea* i szczątki trylobity *Ellipsocephalus polytomus*
- 2105,3-2107,0 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszarobrązowawy, z drobnymi, plamistymi skupieniami ciemnobrunatnowiśniowych i brunatnordzawych związków żelaza. Nieliczne czarne ziarna minerału nieprzezroczystego. Fauna: szczątki *Ellipsocephalus polytomus*, *Lingulella ferruginea*
- 2107,0-2107,2 Iłowiec mułowcowy ciemnoszary i szarozielonawy, ze śladami ślizgów
- 2107,2-2111,9 Piaskowiec drobnoziarnisty szarobrązowawy, kwarcytowy, z drobnymi blaszkami muskowitu i minerałów nieprzezroczystych, z nielicznymi plamistymi skupieniami związków żelaza. Szczeliny spękań pokryte tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Fauna: szczątki trylobitów *Strenuella* /*Comluella*/ samsonowiczi i skorupki *Lingulella ferruginea*
- 2111,9-2117,7 Piaskowiec drobnoziarnisty szarobrunatny, z drobnymi blaszkami muskowitu i ze znaczną domieszką tlenków i wodorotlenków żelaza w spoiwie, występujących miejscami w postaci plamistych skupień. Piaskowiec ten jest spękany pod kątem około 70°, a płaszczyzny spękań pokryte tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Nieliczne skorupki *Lingulella ferruginea*
- 2117,7-2118,2 Piaskowiec drobnoziarnisty szarobrunatny, z większymi plamistymi skupieniami ciemnobrunatnowiśniowych

- tlenków i wodorotlenków żelaza. Skała o pokroju gruzłowym
- 2118,2-2124,7 Piaskowiec drobnoziarnisty żelazisty brunatnowiśniowy, w dole o odcieniu liliowym, miejscami rdzawobrunatny. Tlenki i wodorotlenki żelaza występują w postaci licznych plamistych skupień, liczne drobne blaszki muskowitu i ziarna glaukonitu. W spągu *Lingulella ferruginea*
- 2124,7-2125,3 Piaskowiec drobnoziarnisty szarobrazowy, w dole o odcieniu liliowym, z blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu, oraz z plamistymi skupieniami ciemnobrunatnowiśniowych tlenków i wodorotlenków żelaza

KAMBR DOLNY

Poziom protolenusowy

- 2125,3-2125,4 Iłowiec ciemnoszary z licznymi, drobnymi blaszkami muskowitu
- 2125,4-2126,0 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwiezły, dolomityczny o pokroju gruzłowym, z drobnymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu. Miejscami nieregularne skupienia ciemnobrunatnowiśniowych tlenków i wodorotlenków żelaza. Spękany pod kątem 80°. Fauna: skorupki *Lingulella* sp.
- 2126,0-2127,3 Mułowiec ilasty ciemnoszary, z drobnymi blaszkami muskowitu i śladami pełzań. Wkładki piaskowca szarego, bardzo zwiezłego, z ciemnozielonymi ziarnami glaukonitu
- 2127,3-2127,6 Piaskowiec drobnoziarnisty, bardzo zwiezły, szary, z nieregularnymi brunatnymi smugami i milimetrowymi wkładkami ilowca mułowcowego ciemnoszarego ze śladami pełzania robaków oraz z laminami glaukonitu
- 2127,6-2129,2 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwiezły, gruzłowaty, dolomityczny, z ciemnozielonymi ziarnami glaukonitu i drobnymi konkrecjami pirytu. Na głębokości 2128,8-2128,9 m wkładka mułowca ilastego ciemnoszarego z blaszkami muskowitu
- 2129,2-2131,8 Piaskowiec drobnoziarnisty zwiezły, szary, z licznym glaukonitem. Miejscami cienkopłytkowy z wkładką mułowca ilastego, ciemnoszarego z muskowitem i ze śladami pełzania robaków. Na głębokości 2131,4-2131,6 m wkładka piaskowca szarego dolomitycznego, z brunatnymi smugami, z glaukonitem
- 2131,8-2132,1 Iłowiec mułowcowy ciemnoszary, ze śladami pełzania robaków oraz z wkładkami szarego piaskowca
- 2132,1-2139,5 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły z drobnymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu, z nielicznymi drobnymi, plamistymi skupieniami tlenków i wodorotlenków żelaza. Znaczna domieszka węglanów w spoiwie. Fauna: skorupki *Lingulella* sp., *L. /lingulepis/ westergardi*, źle zachowana *glabella Ellipsocephalus* sp. i *Hyolithellus* sp. /cf. *H. cingulatus*/

- 2139,5-2144,3 Piaskowiec jasnoszary drobnoziarnisty przewarstwiony ciemnoszarym mułowcem. W piaskowcu tkwią konkrecje pirytu oraz licznie występuje glaukonit. Miejscami przewaga piaskowca nad mułowcem. Piaskowiec jest cienkopłytkowy, laminowany glaukonitem
- 2144,3-2145,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, o pokroju gruzłowym, ze znaczną domieszką węglanów w spoiwie. Nieliczne rozproszone ziarna glaukonitu oraz rdzawobrunatne plamki tlenków żelaza
- 2145,4-2146,1 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, cienkopłytkowy, z glaukonitem, przewarstwiony ciemnoszarym ilowcem mułowcowym z blaszkami muskowitu
- 2146,1-2152,1 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły, z glaukonitem i drobnymi blaszkami muskowitu i nielicznymi plamistymi skupieniami tlenków żelaza oraz z drobnymi konkrecjami pirytu. Przewarstwiony ilowcem mułowcowym ciemnoszarym ze śladami żerowania i pełzania. Fauna: skorupki *Lingulella* sp.
- 2152,1-2157,2 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwiezły, miejscami o spoiwie węglanowym, z drobnymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu. Warstwowanie przekątne lub poziome. Nieliczne drobne plamki tlenków żelaza oraz nieregularne wkładki ciemnoszarego ilowca mułowcowego, w którym występują ślady żerowania i pełzania organizmów. Fauna: *Lingulella* sp.
- 2157,2-2158,4 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, cienkopłytkowy, poziomo laminowany ciemnoszarym materiałem ilastym
- 2158,4-2158,8 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwiezły, z domieszką węglanów w spoiwie, z drobnymi blaszkami muskowitu, ziarnami glaukonitu i konkrecjami pirytu oraz z licznymi drobnymi, plamistymi skupieniami tlenków żelaza
- 2158,8-2159,0 Mułowiec ilasty ciemnoszary, z drobnymi blaszkami muskowitu i nieregularnymi wkładkami piaskowca jasnoszarego, poziomo laminowanego
- 2159,0-2159,3 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły, poziomo laminowany
- Poziom holmiowy
- 2159,3-2159,4 Mułowiec ilasty ciemnoszary z licznymi, drobnymi blaszkami muskowitu
- 2159,4-2163,6 Mułowiec ilasty ciemnoszary, z drobnymi blaszkami muskowitu i konkrecjami pirytu, z nitkowatymi problematykami, ze śladami żerowania i pełzania robaków. Nieliczne przewarstwienia piaskowcem drobnoziarnistym jasnoszarym, zwiezłym, z konkrecjami pirytu i skupieniami galeny na płaszczyznach spękań
- 2163,6-2169,0 Mułowiec ciemnoszary z nieregularnymi przewarstwieniami piaskowca, ze śladami żerowania i pełzania, oraz skorupkami *Obolella* cf. *rotundata*
- 2169,0-2175,0 Mułowiec ciemnoszary z pograżonym w nim piaskowcem szarym zwiezłym; ze śladami spływów podwodnych i z

- 2175,0-2180,0 konkrecjami pirytu. Liczne ślady żerowania i pełzania robaków oraz brunatne nitkowate problematyki
- 2180,0-2188,0 Mułowiec ciemnoszarozielony z licznymi, drobnymi blaszkami muskowitu. Nieliczne nieregularne wkładki piaskowca szarego, ze śladami poziomego, a miejscami przekątnego warstwowania. Fauna: *Torellia* cf. *laevigata* oraz ślady żerowania i pełzania robaków oraz brunatne, nitkowate problematyki
- 2188,0-2191,8 Mułowiec szarozielony z nieregularnymi skupieniami materiału piaszczystego i z konkrecjami pirytu. Ślady żerowania i pełzania. Seria zaburzona sedymentacyjnie ze śladami spływów podwodnych
- 2191,8-2194,1 Mułowiec ilasty szarozielony, z drobnymi blaszkami muskowitu, z nieregularnymi skupieniami i soczewkami materiału piaszczystego z drobnymi kryształkami pirytu. Nieliczne ślady żerowania i pełzania, ślady spływów podwodnych. Fauna: brunatne, nitkowate problematyki, skorupki *Lingulella* sp., *Torellia* cf. *laevigata*
- 2194,1-2204,0 Mułowiec szarozielony z drobnymi blaszkami muskowitu, z nieregularnym nagromadzeniem materiału piaszczystego z glaukonitem, tworzącym niekiedy małe soczewki. W mułowcu występują nieliczne konkrecje pirytu i brunatne, nitkowate problematyki. Fauna: szczątki *Strenuella* sp. /cf. *S. polonica*/ i *Hyalolitha* II
- 2204,0-2210,0 Iłowiec mułowcowy szarozielony, z nieregularnymi skupieniami materiału piaszczystego, tworzącego niekiedy soczewki pogrążone w materiale iłowcowo-mułowcowym. Warstwa zaburzona sedymentacyjnie. Śladami żerowania i pełzania robaków, brunatne, nitkowate problematyki. Fauna: skorupki *Lingulella* sp. i fragmenty pancerza *Holmia grandis*
- 2210,0-2217,0 Iłowiec mułowcowy, szarozielony, z nieregularnymi skupieniami materiału piaszczystego, z drobnymi nitkowatymi problematykami. Fauna: skorupki *Lingulella* sp. i trylobity: *Holmia* sp. /cf. *H. kjerulfi*/ i *Germaropyge* aff. *sancta-crucensis*
- 2217,0-2225,9 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, silnie przemieszany z mułowcem ciemnoszarym, z drobnymi blaszkami muskowitu i pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Nieliczne wkładki piaskowca szarego, zwięzłego. Liczne ślady żerowania i nitkowate problematyki
- 2225,9-2233,7 Mułowiec szarozielony z licznymi nieregularnymi wkładkami piaskowca szarego, zwięzłego występującego niekiedy w postaci soczewek pogrążonych w mułowcu. Ślady żerowania i pełzania. Na głębokości 2232,55-2232,75 m w mułowcu tkwią konkrecje fosforytowe. Warstwa zaburzona sedymentacyjnie

- 2233,7-2247,8 Piaskowiec drobnoziarnisty, szary, o spoiwie ilastym, przemieszany z ciemnoszarym mułowcem. Występują w nim drobne blaszki muskowitu, rzadziej ziarna skalenia oraz wrostki cyrkonu, turmalinu i biotyty w ziarnach kwarcu. Dość licznie występują ziarna pirytu. Liczne ślady żerowania i pełzania oraz nitkowate problematyki
- 2247,8-2250,7 Mułowiec ciemnoszary nieregularnie przewarstwiony piaskowcem drobnoziarnistym, jasnoszarym. Nieliczne drobne blaszki muskowitu. Seria zaburzona sedymentacyjnie. Liczne ślady żerowania, pełzania robaków. Na głębokości 2248,9-2249,0 w mułowcu nielicznie występują grubsze ziarna kwarcu i toczące ił. Fauna: skorupki *Lingulella* sp.
- 2250,7-2253,0 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, nieregularnie przemieszany i poprzerastany ciemnoszarym mułowcem. Nieliczne drobne blaszki muskowitu. Warstwa zaburzona sedymentacyjnie, ze śladami spływów i osuwisk podwodnych. Liczne ślady żerowania i pełzania, oraz nitkowate problematyki
- 2253,0-2256,9 Mułowiec ciemnoszary z drobnymi blaszkami muskowitu, nieregularnie poprzerastany i przemieszany piaskowcem drobnoziarnistym, jasnoszarym. Ślady żerowania i pełzania oraz nitkowate problematyki. Fauna: szczątki pancerza *Holmia* sp. i skorupki *Lingulella* sp.
- 2256,9-2266,2 Mułowiec szarozielony z drobnymi blaszkami muskowitu, z nieregularnymi nagromadzeniami materiału piaszczystego w postaci soczewkowatych skupień pogrążonych w materiale mułowcowym. Piaskowiec ten tworzy również rozciągnięte, nieregularne wkładki. Ślady spływów i osuwisk podwodnych oraz ślady pełzania robaków i /mniej liczne/ ślady żerowania, a także nitkowate problematyki. Fauna: skorupki *Bot-sfordia* cf. *caelata* i szczątki trylobitów: *Holmia* sp. /cf. *H. kjerulfi*/, *Strenuella* sp. /cf. *S. polonica*/ oraz *Indiana* sp., *Walcottella* sp.
- 2266,2-2269,5 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, z licznymi wkładkami mułowca ilastego, ciemnoszarozielonego. Maksymalna średnica ziarn kwarcu dochodzi do 2,08 mm. Ziarna te są dobrze zaokrąglone i posiadają wrostki cyrkonu, turmalinu, muskowitu niekiedy biotyty, minerałów nieprzezroczystych i mikroklinu. Ponadto występują ziarna granatu i okruchy kwarcytów oraz skał krystalicznych. Spoiwo skały jest regeneracyjno-kwarcowe z podrzędnymi skupieniami węglanów. We wkładkach mułowcowych zaznacza się prawie poziome warstwowanie. Występują tu łuseczki illitu, blaszki chlorytu i pseudoolity szamozytowe
- 2269,5-2272,5 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, z drobnymi blaszkami muskowitu. Powierzchnie rozmyte pokryte są materiałem ilastym
- 2272,5-2273,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, przemieszany i nieregularnie przewarstwiony ciemnoszarym mułowcem pokrywającym nierówne powierzchnie rozmyte. Drobne blaszki muskowitu. Liczne ślady zaburzeń sedymentacyjnych wyrażone spływami i osuwiskami podwodnymi

- 2273,8-2276,4 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, z nielicznym, zwięzłym skałeniem i nieregularnymi skupieniami szarozielonego materiału ilastego. Na głębokości 2275,8 m żyłki, a niekiedy skupienia kalcytowe i barytowe. Miejscami zaznacza się warstwowanie frakcyjne
- 2276,4-2277,0 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2277,0-2281,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, o spoiwie ilastym, z nieznaczoną domieszką zwięzłego skałenia, z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu. Nieregularnie poprzerastany ciemnoszarym materiałem mułowcowo-ilastym. Miejscami nieregularne skupienia piaskowca szaroniebieskawego zwięzłego oraz serie zaburzone sedymentacyjnie. Średnia wielkość ziarn kwarcu wynosi około 0,1 0,2 mm, a pojedyncze ziarna dochodzą do 1,07 mm
- 2281,6-2284,2 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, przewarstwiany mułowcem ilastym ciemnoszarym z drobnymi blaszkami muskowitu. W spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym domieszka spoiwa ilasto-kaolinowego. Nieliczne zwięzłe skałenie dochodzą do 5 mm średnicy
- 2284,2-2287,2 Piaskowiec różnoziarnisty jasnoszary, słabo zwięzły, z drobnymi blaszkami muskowitu, przewarstwiany mułowcem szarozielonym, w którym warstwowanie podkreślone jest pasmowym ułożeniem blaszek biotyту. W piaskowcu nierówne powierzchnie rozmyte pokryte są zielonym materiałem ilastym. Miejscami występują drobne konkracje piryту oraz żyłki lub plamiste skupienia baryту
- 2287,2-2288,8 Piaskowiec różnoziarnisty szary, słabo zwięzły, o spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym, z domieszką baryту i węglanów w postaci drobnych, nieregularnych plamistych skupień. Średnia wielkość ziarn kwarcu waha się od 0,31-0,49 mm natomiast maksymalna dochodzi do 2,64 mm. Miejscami zaznacza się poziome frakcyjne warstwowanie. Oprócz ziarn kwarcu nielicznie występuje muskowiт i skałen oraz okruchy gnejsów i kwarcytów o średnicy 1,9 mm. Piryт natomiast tworzy nieregularne ziarna niekiedy pokryte tlenkami żelaza
- 2288,8-2289,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z nielicznymi pojedynczymi ziarnami kwarcu oraz z nieregularnymi wtrąceniami szarozielonego materiału ilastego. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z nielicznymi, nieregularnymi skupieniami baryту
- 2289,4-2292,4 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2292,4-2297,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwięzły, z nieregularnymi wtrąceniami zielonego materiału ilastego pokrywającego często ścianki kanałów po żerowaniu organizmów. Na głębokości 2296,1-2296,2 m występuje wkładka mułowcowa szarozielonego ze słabo zaznaczającym się warstwowaniem, podkreślonym przez pasmowe ułożenie blaszek biotyту niekiedy schlorożytkowane. Piaskowiec ten posiada spoiwo regeneracyjne - kwarcowe z nieznaczoną domieszką baryту w postaci nieregularnych drobnych skupień. W dobrze zaokrąglonych

- 2297,4-2298,4 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2298,4-2301,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z drobnymi blaszkami muskowitu i nielicznymi konkracjami piryту. Nieregularnie "poprzerastany" zielonym materiałem ilastym, który pokrywa również ścianki kanałów wydrążonych przez organizmy
- 2301,8-2303,0 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, zwięzły, z pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Nieznacznie, cienko przewarstwiony zielonym materiałem ilastym
- 2303,0-2306,0 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2306,0-2308,9 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, o spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym, z domieszką baryту a czasem węglanów w postaci nieregularnych skupień. Ziarna kwarcu, o maksymalnej średnicy 0,32 mm, posiadają wzrostki minerałów nieprzezroczystych, cyrkonu, apatyту, rzadziej turmalinu, rutyлу i biotyту. Ziarna skałenia są nieliczne, podobnie jak blaszki muskowitu, biotyту i glaukonitu. Piryт tworzy nieregularne agregatowe skupienia pokryte niekiedy tlenkami żelaza. Ponadto występują tu jeszcze drobne okruchy łupków kwarcowych i mułowców
- 2308,9-2309,3 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2309,3-2310,5 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z liczniejszym występowaniem ziarn i wzrostków cyrkonu w ziarnach kwarcu, oraz znacznie mniejszą domieszką baryту w spoiwie regeneracyjnym - kwarcowym. W piaskowcu tym obserwuje się miejscami większe nagromadzenie grubszych ziarn kwarcu o średnicy od 0,25-0,5 mm podkreślających teksturę warstwową skały
- 2310,5-2313,5 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2313,5-2316,1 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, o teksturze warstwowej. Miejscami nieregularne nagromadzenia materiału ilastego, szarozielonego, występującego niekiedy jako płaskie soczewkowate skupienia na powierzchniach warstw
- 2316,1-2319,4 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2319,4-2320,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, "skolitusowy". Na powierzchniach warstw nieregularne nagromadzenia materiału ilastego. Spoiwo skały regeneracyjne - kwarcowe, z nieznaczoną domieszką baryту występującego w skupieniach
- 2320,6-2320,9 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, nieregularnie poprzerastany mułowcem ciemnoszarym, w wyniku czego tworzy najczęściej słabo wyodrębniające się soczewki lub nieregularne skupienia. Nieliczne ziarna glaukonitu

- 2320,9-2322,0 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z nieregularnym nagromadzeniem mułowca ciemnoszarego. Maksymalna wielkość ziarn dochodzi do 0,84 mm. Głównym składnikiem jest kwarc posiadający niekiedy wrostki rutylu, turmalinu i cyrkonu. Nieliczne ziarna skalenia /mikroklin, plagioklaz/ często pokryte są serycytem lub tlenkami żelaza. Glaukonit występuje najczęściej w postaci pojedynczych, agregatowych ziarn. Z okruchów skał o maksymalnej średnicy 0,16 mm spotyka się łupki krystaliczne, skały wylewne i kwarcyty
- 2322,0-2325,0 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2325,0-2329,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, nieregularnie przewarstwiany i przemieszany z ciemnoszarozielonym mułowcem, w stropie laminowany glaukonitem. Szarozielony materiał ilasty występuje niekiedy na powierzchniach warstw w postaci kulistych skupień. W spągu występuje grubsza wkładka piaskowca drobnoziarnistego związłego, z drobnymi blaszkami muskowitu
- 2329,8-2332,3 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2332,3-2334,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z licznymi, drobnymi blaszkami muskowitu, gęsto, nieregularnie poprzerastany szarozielonym materiałem ilastym
- 2334,8-2335,5 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, związły, z nieznaczoną domieszką jasnozielonego materiału ilastego, spękany. Spoiwo skały regeneracyjne - kwarcowe, ze znaczną domieszką barytu w postaci nieregularnych skupień. Kwarc posiada nieliczne wrostki turmalinu, cyrkonu i rutylu
- 2335,5-2338,5 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2338,5-2345,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z licznymi ziarnami glaukonitu. Materiał ilasty ciemnoszarozielony pokrywa nierówne powierzchnie warstw lub występuje w postaci soczewkowatych skupień
- 2345,6-2347,7 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2347,7-2352,8 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu, z nieregularnymi nagromadzeniami często w postaci płaskich soczewek szarozielonego materiału ilastego. Kwarc posiada liczne wrostki minerałów nieprzezroczystych, cyrkonu, turmalinu i rutylu. Dość licznie występują również agregatowe ziarna epidotu. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z domieszką barytu w postaci plamistych skupień
- 2352,8-2354,2 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2354,2-2358,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszarozielony z licznymi ziarnami glaukonitu, niekiedy tworzący laminy. Nieregularne skupienia ciemnoszarego materiału ilastego tworzą w dole grubsze wkładki
- 2358,4-2362,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnozielony, z licznymi ziarnami glaukonitu i mniej licznymi blaszkami muskowitu. Laminowany glaukonitem i ciemnoszarozielonym materiałem ilastym. Maksymalna wielkość ziarn dochodzi

- dzi do 0,84 mm. Są to głównie ziarna kwarcu otoczone obwódkami regeneracyjnymi o grubości od 0,08 mm. W ziarnach kwarcu występują wrostki rutylu, cyrkonu, turmalinu i apatytu. Nieliczne ziarna skalenia reprezentowane są przez mikroklin i plagioklaz, pokryte niekiedy serycytem lub tlenkami żelaza. Z okruchów skalnych występują łupki krystaliczne, zasadowe skały wylewne oraz kwarcyty. Wielkość okruchów nie przekracza 0,16 mm. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z niewielką ilością plamistych skupień barytu i węglanów. Baryt tworzy niekiedy nieregularne, cienkie żyłki
- 2362,6-2363,0 Iłowiec piaszczysty ciemnoszary, z licznymi blaszkami muskowitu i konkrecjami pirytu. Frakcja piaszczysta tworzy często nieregularne skupienia pogrążone w materiale ilastym. W ilowcu tkwią pojedyncze ziarna glaukonitu, a blaszki muskowitu podkreślają warstwową teksturę skały
- 2363,0-2364,4 Piaskowiec mułowcowy szarozielony, z glaukonitem, nieregularnie przewarstwiany materiałem ilastym. Materiałem detrytycznym są kwarc i skalenie, głównie mikroklin. Dookoła kwarcu, a niekiedy i skalenia występują obwódki regeneracyjne
- 2364,4-2367,1 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnozielony, z licznymi glaukonitem i nielicznymi blaszkami muskowitu. Często są wkładki ciemnoszarego ilowca mułowcowego z konkrecjami pirytu. Iłowce mułowcowe mają zaburzoną teksturę spowodowaną licznymi wpływami i osuwiskami podwodnymi
- Poziom subholmiowy
- 2367,1-2368,5 Mułowiec szarozielony przemieszany z mułowcem jasnozielonym, zaburzony sedymentacyjnie. Dość licznie występuje tu glaukonit. Ziarna kwarcu, rzadziej skalenia, nie przekraczają wielkości 0,15 mm
- 2368,5-2369,0 Iłowiec mułowcowy jasnozielony, z glaukonitem, z nielicznymi laminami mułowca ilastego
- 2369,0-2371,4 Mułowiec jasnozielony o teksturze warstwowej podkreślonej pasmowym ułożeniem materiału ilastego, z drobnymi blaszkami muskowitu. Liczne agregatowe ziarna glaukonitu i pirytu. Ziarna kwarcu i nieliczne ziarna skalenia nie przekraczają średnicy 0,16 mm. Na głębokości około 2369,9 m występuje 3 cm wkładka mułowca z glaukonitem i z drobnymi konkrecjami fosforytów
- 2371,4-2372,8 Iłowiec mułowcowy zaburzony sedymentacyjnie. Seria nieregularnie przemieszanego ciemnoszarego ilowca i mułowca jasnozielonego z licznymi glaukonitem
- 2372,8-2374,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnozielony, z licznymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu, laminowany materiałem ilastym. Maksymalna średnica ziarn dochodzi do 0,84 m. Głównym minerałem jest kwarc z wrostkami rutylu, apatytu i turmalinu. Nielicznie występuje skałen /mikroklin i plagioklaz/ pokryty niekiedy serycytem lub tlenkami żelaza. Spoiwo ska-

- ły jest regeneracyjne - kwarcowe z nieznaczną domieszką plamistych skupień barytu
- 2374,4-2375,0 Iłowiec mułowcowy ciemnoszary z licznymi blaszkami muskowitu
- 2375,0-2377,6 Piaskowiec mułowcowy jasnozielony, z drobnymi blaszkami muskowitu, konkrecjami pirytu, ziarnami glaukonitu i materiału ilastego. Wkładki ciemnoszarego iłowca mułowcowego. Seria zaburzona sedymentacyjnie
- 2377,6-2380,3 Iłowiec mułowcowy szarozielony, z licznymi blaszkami muskowitu, z nitkowatymi problematykami oraz z wkładkami piaskowca szarozielonego. warstwowanego poziomo. a miejscami pod kątem 5° w którym licznie występują ziarna glaukonitu. W iłowcu występują nieliczne konkrecje pirytu. Na głęb. 2378,5-2378,7 m występuje wkładka poziomo warstwowanego mułowca
- 2380,3-2383,0 Piaskowiec mułowcowy, szarozielony, z glaukonitem, laminowany materiałem ilastym i z grubszyimi wkładkami iłowca mułowcowego /2380,9-2381,0 m/ oraz mułowca /2381,0-2381,1 i 2381,6-2381,8 m/ z glaukonitem. Seria zaburzona sedymentacyjnie - liczne spływy i osuwiska podwodne
- 2383,0-2385,4 Mułowiec jasnoszarozielony laminowany glaukonitem i materiałem ilastym złożonym z illitu i muskowitu, rzadziej z biotytu i kuseczek chlorytu. Głównym minerałem jest kwarc, rzadziej skalenie /o średnicy od 0,04-0,16 mm/ oraz agregatowe ziarna glaukonitu i pirytu
- 2385,4-2389,3 Mułowiec piaszczysty ciemnoszary, z nieregularnymi nagromadzeniami materiału piaszczystego, z grubszyimi wkładkami szarozielonego piaskowca z glaukonitem i blaszkami muskowitu. W mułowcu występują drobne konkrecje i agregatowe ziarna pirytu. Na głębokości 2389,0-2389,3 m spotyka się nieliczne drobne konkrecje fosforytów. Seria zaburzona sedymentacyjnie - liczne spływy i osuwiska podwodne
- 2389,3-2390,8 Piaskowiec średnioziarnisty szarozielony, cienkopłytkowy. Głównym minerałem jest kwarc, którego ziarna osiągają maksymalną średnicę 1,15 mm. Zawierają one wzrostki biotytu, słupki turmalinu i igiełki rutylu. Nieliczne ziarna skalenia to głównie mikroklin. Kwarcyt występuje w okruchach o średnicy 0,41 mm. Z minerałów nieprzezroczystych występuje ilmenit i piryt. Spoiwo jest krustyfikacyjne /ziarna kwarcu średnicy 0,26-1,02 mm otoczone są ziarnami drobniejszymi średnicy 0,04-0,12 mm/. Fauna: Mobergella brastadi
- 2390,8-2393,0 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2393,0-2397,0 Piaskowiec średnioziarnisty szary, z nieznaczną domieszką ciemnoszarego materiału ilastego. Głównym minerałem jest kwarc, którego ziarna osiągają maksymalną średnicę 1,15 mm. Ziarna kwarcu, podobnie jak w piaskowcu drobnoziarnistym, posiadają obwódki regeneracyjne o grubości do 0,08 mm. Spotykane są w nim wzrostki blaszek biotytu, słupki turmalinu i igiełki rutylu. Skaleń występuje w nieznacznych ilościach, głównie jest to mikroklin. Nielicznie wy-

- stępuje również glaukonit, ilmenit i piryt. Piryt wypełnia niekiedy podobnie jak illit, szwy mikrostylitowe. Spoiwo skały jest regeneracyjno-kwarcowe, z nieznaczną domieszką węglanów, barytu, i anhydrytu w postaci nieregularnych skupień
- 2397,0-2398,8 Piaskowiec drobnoziarnisty szary, słabo wysortowany, z nieznaczną domieszką ziarn średnicy 1,7 mm i domieszką materiału ilastego. Miejscami tekstura bezładna lub warstwowanie frakcjonalne. Warstwowanie jest niekiedy podkreślone smugami i soczewkami materiału ilastego. W materiale ilastym występują ziarna pirytu. Skład mineralny podobny jest do wyżej opisanej warstwy. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z nieznaczną domieszką węglanów i barytu w postaci plamistych skupień
- 2398,8-2399,5 Iłowiec mułowcowy ciemnoszary, laminowany. Laminowanie to podkreślone jest pasemkowatym ułożeniem blaszek biotytu i muskowitu. Wkładki i soczewki mułowca szarozielonawego, niekiedy nieregularnie rozrzuconego w materiale ilastym
- 2399,5-2411,5 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, z nieregularnymi przerostami iłowca mułowcowego szarego i zielonego, z nielicznymi, drobnymi konkrecjami i ziarnami pirytu. Liczne ślady żerowania organizmów. Głównym minerałem jest kwarc. Ziarna kwarcu ściśle przylegają do siebie wskutek występowania obwódek regeneracyjnych o grubości 0,08 mm. Jako wzrostki w kwarcu spotykany jest cyrkon, turmalin, apatyt rutyl oraz minerały nieprzezroczyste. Ziarna skalenia reprezentowane są przez mikroklin i plagioklaz pokryte niekiedy serycytem lub tlenkami żelaza. Występują tu okruchy łupków krystalicznych, zasadowych skał wylewnych oraz kwarcytów. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe z nieznaczną domieszką barytu w postaci plamistych skupień. Na głębokości 2403,5-2403,65 m wkładka szarego piaskowca kwarcowego
- 2411,5-2412,0 Brak rdzenia. W próbkach okruchowych piaskowiec
- 2412,0-2412,2 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, jw.
- 2412,2-2413,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, nieregularnie przewarstwiony mułowcem ilastym, ciemnoszarym. Zaburzenia sedymentacyjne - liczne spływy i osuwiska podwodne. Wkładki /5 cm miąższości/ piaskowca i niezaburzonego mułowca. Nierówne powierzchnie rozmyć pokryte są materiałem ilastym
- 2413,6-2416,1 Piaskowiec średnioziarnisty szary, miejscami z wkładkami piaskowca różnoziarnistego /2414,3-2414,8 m/. Głównym minerałem jest kwarc, którego maksymalna wielkość ziarn dochodzi do 1,15 mm. Skład mineralny jest analogiczny do opisanych piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Nierówne powierzchnie rozmyć pokryte są materiałem ilastym, ciemnoszarym z licznymi blaszkami muskowitu
- 2416,1-2416,5 Iłowiec mułowcowy ciemnoszary o odcieniu zielonawym. Tekstura warstwowa podkreślona wkładkami lub płaskimi soczewkami mułowca. Wkładki i soczewki mułowca zawierają znaczną domieszkę drobnoziarnistego materiału piaszczystego

- 2416,5-2424,7 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary, miejscami z nagromadzeniem ziarn drobniejszych o średniej wielkości od 0,10-0,24 mm. Warstwowany poziomo, niekiedy skośnie pod kątem do 20°. Dość często obserwuje się warstwowanie frakcyjne. Miejscami laminacja materiałem ilastym, szarozielonym, tworzącym wkładki /do 2 cm miąższości/. W piaskowcu występują drobne rdzawe, plamiste skupienia tlenków żelaza. Z minerałów nieprzezroczystych licznie występuje piryt, jako drobne konkretje lub agregatowe ziarna, rzadziej ilmenit. Obok kwarcu sporadycznie występują ziarna perytów i mikroklinu, dość silnie zwietrzałe, pokryte sercytem oraz minerały ciężkie /niekiedy jako wzrostki w kwarcu/: cyrkon, turmalin, epidot, rzadziej rutyl, anataz, biotyt i muskowit. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe ze znaczną domieszką barytu w postaci plamistych skupień oraz sporadycznie anhydrytu
- 2424,7-2430,4 Piaskowiec średnioziarnisty szary, z laminami i wkładkami mułowca ilastego ciemnoszarego, z drobnymi konkretjami pirytu i nielicznymi ciemnozielonymi ziarnami glaukonitu. Na powierzchniach warstw zmarszczki prądowe. Prostopadła sieć spękań. W regeneracyjnym - kwarcowym spoiwie skały znaczna domieszka barytu
- 2430,4-2431,7 Piaskowiec drobnoziarnisty z niewielką domieszką frakcji grubszej, jasnoszarej, miejscami laminowany /pod kątem do 10°/ materiałem ilastym ciemnoszarozielonym, występującym również w postaci nieregularnych skupień. Nieznaczna ilość glaukonitu i pirytu
- 2431,7-2436,5 Piaskowiec drobnoziarnisty miejscami z nagromadzeniem ziarn grubszych, jasnoszary, zwiezły, o zaburzonej teksturze. Liczne, nierówne powierzchnie rozmyte pokryte są materiałem ilastym ciemnoszarym, o zielonym odcieniu. Upad do 20°. Skład mineralny jw. Ponadto występują również owalne i kuliste konkretje mułowca fosforytowego, brunatnożółtawe, niekiedy w znacznym stopniu przerośnięte pirytem. Wielkość konkretji dochodzi do 8 mm. Spoiwo skały jest regeneracyjne - kwarcowe ze znaczną domieszką barytu i węglanów w postaci plamistych skupień
- 2436,5-2439,3 Piaskowiec średnioziarnisty jasnoszary. Nierówne powierzchnie warstw pokryte są ciemnoszarym mułowcem ilastym. Głównym minerałem jest kwarc, którego ziarna otoczone obwódkami regeneracyjnymi grubości 0,08 mm osiągają maksymalnie średnice 0,48-1,15 mm. Nieliczne ziarna skaleni są często zsercytyzowane i osiągają wielkość 0,72 mm. Z nielicznych minerałów ciężkich występują cyrkon, turmalin, rutyl i liczniej epidot, z minerałów nieprzezroczystych ilmenit i piryt. Brunatnoczarne konkretje fosforytowe przerośnięte są lub otoczone pirytem. Obok wymienionych minerałów występują licznie drobne blaszki muskowitu i nieliczne ziarna glaukonitu. Spoiwo regeneracyjne - kwarcowe ze znaczną domieszką barytu w postaci plamistych skupień
- 2439,3-2441,0 Iłowiec ciemnoszary nieregularnie poprzerastany materiałem piaszczystym, z nieregularnymi przewarstwie-

- 2441,0-2442,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły, z nielicznymi blaszkami muskowitu i ziarnami glaukonitu, oraz ze skupieniami pirytu. Nierówne powierzchnie rozmyte pokryte są mułowcem. Spoiwo skały regeneracyjne - kwarcowe z domieszką węglanów i barytu w postaci nieregularnych skupień.
- 2442,6-2444,0 Piaskowiec mułowcowy z kulistymi skupieniami materiału ilastego. Tekstura zaburzona - piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, nieregularnie poprzerastany ciemnoszarym mułowcem
- 2444,0-2451,3 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły, laminowany materiałem ilastym, z licznymi drobnymi blaszkami muskowitu. Słabo widoczne warstwowanie pod kątem do 12°. Występują tu licznie rozsiane, drobne ziarna pirytu, nieliczne, zwietrzałe ziarna skaleni oraz minerały ciężkie /cyrkon, turmalin, rutyl, epidot/. Spoiwo regeneracyjne - kwarcowe z domieszką węglanów i barytu w postaci nieregularnych skupień
- 2451,3-2452,5 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, zwiezły, z pojedynczymi ziarnami glaukonitu i blaszkami muskowitu oraz z rozszanymi, drobnymi ziarnami pirytu
- 2452,5-2466,6 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary z pojedynczymi, grubszyimi ziarnami kwarcu i nielicznymi, drobnymi blaszkami muskowitu, laminowany materiałem ilastym szarozielonym pod kątem około 10°. Materiał ilasty pokrywa również nierówne powierzchnie falowania, oraz występuje w postaci nieregularnych i soczewkowatych skupień. Maksymalna średnica ziarn waha się od 0,13-0,84 mm. Głównym minerałem jest kwarc posiadający niekiedy wzrostki cyrkonu, turmalinu, rutylu. Dość licznie występuje epidot. Ziarna kwarcu posiadają obwódki regeneracyjne i tworzą spoiwo, którego znaczną domieszką są nieregularne skupienia barytu i, w mniejszym stopniu, węglanów
- 2466,6-2471,4 Piaskowiec drobnoziarnisty jasnoszary, miejscami z nagromadzeniem frakcji grubszej /powyżej 1 mm/. Piaskowiec jest poziomo lub skośnie warstwowany - nie przekracza 5°. Obserwuje się tu warstwowanie frakcyjne. Miejscami laminowany szarozielonawym materiałem ilastym. Skład mineralny podobny jest do składu warstw nadległych, liczniejsze są tu jednak ziarna skaleni
- 2471,4-2472,0 Piaskowiec arkozowy, różnoziarnisty, jasnoszarozielonawy, z niewielką ilością blaszek muskowitu i biotytu. Ziarna kwarcu są dobrze obtoczone, zawierają wzrostki cyrkonu, turmalinu, rutylu, oraz sporadycznie skaleni, a niekiedy w ziarnach skaleni spotyka się wzrostki kwarcu. Spotykane są również ziarna epidotu, anatazytu oraz minerały nieprzezroczyste: piryt i ilmenit. Występują tu także zrosty skaleniowo-kwarcowe, okrucy granitu, paragnejsów, kwarcytów i łupków kwarcytowych. Średnica okruców dochodzi do 1,2 mm
- 2472,0-2473,1 Piaskowiec arkozowy, gruboziarnisty, jasnoszarobeżowy, warstwowany skośnie pod kątem do 20° ze znaczną

- domieszką węglanów i barytu w spoiwie skały. Skład mineralny jw.
- 2473,1-2481,1 Piaskowiec arkozowy różnoziarnisty, miejscami zlepioncowaty, warstwowany frakcjonalnie pod kątem 0-30°, niekiedy laminowany mułowcem ilastym. Średnica ziarn kwarcu 0,1-6,7 mm. Ziarna kwarcu często otoczone są obwódką regeneracyjną i posiadają wrostki minerałów ciężkich. Ziarna skalenia są w dużym stopniu zwietrzałe. Okruchy skał jw.
- 2481,1-2482,6 Piaskowiec różnoziarnisty jasnoszary, warstwowany frakcjonalnie pod kątem do 10°, laminowany szarozielonym mułowcem na powierzchni warstw z licznymi nagromadzeniami blaszek muskowitu i biotyty. Na głęb. 2481,5-2482,2 m występuje wkładka piaskowca arkozonego jw.
- 2482,6-2482,7 Iłowiec szarozielony o pokroju łupkowym podkreślonym przez pasemkowate ułożenie illitu, chlorytu, biotyty, rzadziej muskowitu
- 2482,7-2485,9 Piaskowiec różnoziarnisty jasnoszary, przewarstwiony piaskowcem arkozowym również różnoziarnistym /2484,5-2484,6 i 2484,9-2485,9 m/. Warstwowanie frakcjonalne. Na głębokości 2483,3-2484,8 m występują liczne laminy mułowca. W spoiwie znaczna domieszka węglanów i barytu
- 2485,9-2486,8 Piaskowiec arkozowy gruboziarnisty, ku spągowi przechodzący stopniowo w zlepienie. Warstwowany frakcjonalnie pod kątem do 15°. Skład mineralny jw.
- 2486,8-2492,8 Iłowiec mułowcowy ciemnoszarowiśniowy z zielonymi plamami o pokroju łupkowym podkreślonym przez nagromadzenie blaszek muskowitu i biotyty, rzadziej przez łuseczki chlorytu i ziarna pirytu. Liczne nieregularne "rozciągnięte" wkładki i soczewki mułowca piaszczystego, szarozielonego, niekiedy pogrążone w materiale ilastym
- 2492,8-2494,5 Piaskowiec arkozowy gruboziarnisty, miejscami zlepioncowaty, o średnicy ziarn do 6,7 mm. Obok ziarn kwarcu i skalenia licznie występują okruchy kwarcytu, łupków kwarcowych granitu i paragnejsu. Węglany i baryt stanowią w spoiwie nieznaczną domieszkę
- 2494,5-2497,6 Iłowiec szarozielony w stropie brunatne plamy podkreślone pasmowym ułożeniem blaszek muskowitu, biotyty, chlorytu i łusieczek illitu. Na głębokości 2497,4 m cienka wkładka szarozielonego piaskowca z glaukonitem. Fauna: *Coleolella billingsi*, *Coleolella differo*, *Hyalolithida I*, *Platysolenites antiquissimus*, *Torellella cf. laevigata*

Wacław RYKA

PROTEROZOIK

PROTEROZOIK DOLNY

- 2497,6-2497,9 Strefa popielatozielonkawych łupków chlorytowo-biotytowych /1 cm miąższości/. Ku spągowi przechodzą one w łupki popielatozielonkawe z niewielką ilością granatu. Kierunki foliacji pod kątem około 65-70°. Skała słabo zwięzła, znacznie potrzaskana
- 2497,9-2499,8 Łupek biotytowo-chlorytowy czarnozielonkawy, przeobrażony hipergenicznie. Foliacja pod kątem 80°. Piaszczysty z łuszczenia pokryte są siarczkami i kwarcem. Spękanie dobrze widoczne, zwłaszcza na głęb. 2498,5 m, gdzie występuje druzgot żyły kwarcowej poprzecznej względem siebie
- 2499,8-2500,1 Łupek jw., brunatnordzawy bardzo silnie utleniony
- 2500,1-2501,4 Łupek biotytowo-chlorytowy przeobrażony hipergenicznie, ze stosunkowo małą ilością granatu, czarnozielony. Kąt foliacji około 80°
- 2501,4-2503,8 Łupek chlorytowo-biotytowy przeobrażony hipergenicznie, popielatorodzawy, bardzo silnie spękany lub zbrekcjonowany. Powierzchnie spękań pokryte są kwarcem i uwodnionymi tlenkami żelaza
- 2503,8-2506,0 Łupek kwarcowo-chlorytowo-biotytowy, czarnozielony, częściowo przeobrażony w warunkach hipergenicznych, ze znikomą ilością granatu. Foliacja pod kątem około 80-85°
- 2506,0-2509,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarny, świeży, prawie pozbawiony granatu. Foliacja pod kątem około 80-85°
- 2509,0-2514,8 Łupek chlorytowo-biotytowy i biotytowo-chlorytowo-albitowy, szarozielony, stosunkowo gorzej zachowany niż łupek leżący wyżej. Granat występuje w paragenezie z kwarcem, tworząc formy laminowane lub gniazdo-we. Utwory te powstały w wyniku pochłaniania składników femicznych przez granat i tym samym leukokratyzację partii przyległych do granatu
- 2514,8-2518,6 Łupek skarnopodobny, czarnozielony. Foliacja pod kątem 80-85°. Miejscami skała jest falista. Lokalnie jest ona wzbogacona w laminy kwarcowo-plagioklazowe, którym towarzyszą zwiększone ilości granatu
- 2518,6-2520,1 Łupek biotytowo-chlorytowy z niewielką ilością granatu, czarny. Foliacja pod kątem około 80°
- 2520,1-2520,6 Łupek skarnopodobny. Zróżnicowanie blastów dostrzegalne makroskopowo. Żyły hydrotermalne występują nieregularnie
- 2520,6-2524,3 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy częściowo przeobrażony hipergenicznie. Foliacja pod kątem 85°. Barwa czarnozielonkawa. Na głęb. 2524,0 m występuje żyłka /2 cm miąższości/ której towarzyszy amfibol

- 2524,3-2527,4 Łupek biotytowo-chlorytowy popielatoczerwony, o słabo zaznaczonej foliacji oraz laminacji pod kątem około 85°. Jest to zespół przekładających się lamin o różnej grubości blastów. Poszczególne laminy osiągają grubość paru centymetrów
- 2527,4-2531,2 Łupek chlorytowo-biotytowy, bez granatów i żył, częściowo przeobrażony hydrotermalnie. Foliacja pod kątem 85°
- 2531,2-2534,4 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy przewarstwiający się w laminach kilkunastomilimetrowych z łupkiem biotytowo-chlorytowo-albitowym z amfibolem o bezkierunkowej teksturze. Miąższość lamin do kilku centymetrów. Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy wyróżnia się czarną barwą i foliacją pod kątem około 80°
- 2534,4-2538,5 Brekcja słabo sfeldspatyzowanego łupku chlorytowo-biotytowo-albitowego z wyraźną foliacją, bardzo słabo scementowana materiałem hydrotermalnym /węglanowym/
- 2538,5-2545,2 Łupek biotytowo-chlorytowo-albitowy czarny, przewarstwiający się laminacyjnie z bezkierunkowym, czarnopopielatym łupkiem zalbityzowanym, chlorytowo-biotytowym. W zespole tym przeważają łupki zalbityzowane. Miejscami utwory te są silnie spękane i zbrekcjonowane
- 2545,2-2546,9 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy o stromej foliacji, czarny
- 2546,9-2548,5 Brekcja łupku kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowego, miejscami scementowana materiałem hydrotermalnym
- 2548,5-2552,0 Łupek kwarcowo-biotytowy-chlorytowy o foliacji pod kątem około 85°, czarny. W spągowej części odcinka skała jest spękana, lecz pozbawiona żył
- 2552,0-2556,1 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy, czarny, przewarstwiający się laminacyjnie z czarnozielonym łupkiem plagioklazowo-biotytowym z amfibolem. Laminacja pod kątem 85°. Miejscami obserwuje się delikatne zbrekcjonowanie skały, któremu towarzyszą przemiany wtórne
- 2556,1-2556,6 Łupek biotytowo-chlorytowo-albitowy czarny, z nielicznymi formami żyłowymi, na kontaktach z którymi obserwuje się porfiroblastyczny wzrost hornblendy
- 2556,6-2558,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarny, przekładający się z łupkiem zalbityzowanym. Miejscami niewielkie zbrekcjonowanie. W spągu żyłka spękanego materiału hydrotermalnego /5 cm miąższości/
- 2558,0-2560,6 Łupki hornblendowe, o słabo zaznaczonej foliacji pod kątem około 85°, czarne, porfiroblastyczne. Notuje się wąskie strefy porfiroblastyczne o typie pegmatoidalnym, złożone z porfiroblastów hornblendy tkwiących w materiale leukokratycznym
- 2560,6-2563,1 Łupek albitowo-biotytowo-chlorytowy czarny, przewarstwiający się laminacyjnie ze skałą o słabo wyrażonej foliacji

- 2563,1-2568,7 Łupek zalbityzowany chlorytowo-biotytowy, czarny, przewarstwiający się z porfiroblastycznym łupkiem hornblendowym. Skała jest pocięta żyłami grubości do 10 cm, nie wywołującymi zjawisk rekryształizacji w materiale otaczającym. Ponadto spotyka się tu nagromadzenia złożone z hornblendy, tkwiącej w materiale leukokratycznym. Utwory te mają przebieg regularny lub występują w formach przypominających ptygmatyty. Laminacja słaba lub jej brak
- 2568,7-2584,0 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany oraz chlorytowo-biotytowy przewarstwiające się nawzajem. Dobrze wyrażona foliacja pod kątem 65°. Barwa czarnozielonkawa. Obecne są żyłki kwarcu regularne lub ptygmatytopodobne, wykazujące zmienną grubość od kilku milimetrów do 10 cm. Żyłki takie występują zwłaszcza na głębokości 2572,1, 2573,0, 2575,6, 2577,3, 2578,9 i 2583,0 m. Odnajdują się one zmiennością kierunków od 45-70°
- 2584,0-2605,5 Łupek zalbityzowany biotytowo-chlorytowy i chlorytowo-biotytowy, czarnopopielaty, z dobrze zaznaczającą się foliacją i laminacją pod kątem około 80-90°. Miejscami pojawiają się zielonkawe odcienie, zwłaszcza na głębokości 2599,5 m, gdzie zaobserwowano nieregularne skupienia łupku chlorytowego z turmalinem, pozbawionego foliacji. Żyłki kwarcowe osiągają grubość od dziesiątych części do 1 lub nawet 5 milimetrów. Ułożone są one zgodnie, pod kątem około 30-60°. Skośnie do nich ustawione są blasty biotyty, który nagromadził się w szlirowatych skupieniach pod kątem około 10-30°. Skupienia te osiągają grubość do 5 mm
- 2605,5-2616,5 Łupek zalbityzowany biotytowo-chlorytowy i albitowo-kwarcowy, czarnopopielaty, pozbawiony kierunkowości. Miejscami obserwuje się zielonkawe laminy, nachylone pod kątem około 80-90°. Skała jest nieregularnie spękana pod kątem 50-90°. Żyłki kwarcu osiągają grubość do 10 cm. Utwory podobne występują na głębokości 2605,4-2605,55 oraz 2614,8 m, nachylone pod kątem 10°
- 2616,5-2620,0 Łupek zalbityzowany biotytowo-chlorytowy, czarnopopielaty, z zielonkawym odcieniem. W wyniku spękania i porozrywania przekłada się z czarnym łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym pod kątem około 80°. Foliacja pod kątem 80-90°. Jest ona podkreślona spękaniami i żyłami kwarcu oraz obecnością stref schlorytowanych, impregnowanych kwarcem
- 2620,0-2620,4 Łupek zalbityzowany biotytowo-chlorytowy, silnie zbrekcjonowany i sklejonny materiałem węglanowo-kwarcowym
- 2620,4-2621,0 Łupek kwarcowo-plagioklazowo-biotytowy czarnopopielaty z zielonkawym odcieniem, sfeldspatyzowany
- 2621,0-2623,0 Brak rdzenia
- 2623,0-2625,7 Łupek zalbityzowany biotytowo-chlorytowy, czarnopopielaty z zielonkawym odcieniem, bez laminacji i foliacji. Spękany jest regularnie. Stosunkowo liczne żyły /grubości do 1 cm/ krzyżują się pod różnymi kątami. Przeważają dwa systemy: pod kątem 45° i 75°.

- Miejscami wywołały one porfiroblastyczny wzrost hornblendy
- 2625,7-2631,5 Brak rdzenia
- 2631,5-2632,2 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany
- 2632,2-2637,9 Brak rdzenia
- 2637,9-2638,6 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany
- 2638,6-2639,6 Brak rdzenia
- 2639,6-2642,5 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, o teksturze bezkierunkowej. Miejscami spękania i żyły wypełnione są materiałem hydrotermalnym, wywołującym na brzegach biotytyzację barwnych składników
- 2642,5-2643,3 Brak rdzenia
- 2643,3-2648,1 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, szaropielatozielonkowy o teksturze bezkierunkowej
- 2648,1-2649,1 Brak rdzenia
- 2649,1-2654,3 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, pozbawiony foliacji. Laminacja zaznaczona przebiegiem wąskich pseudotachylitowych stref o kącie nachylenia około 90°. Zaobserwowano nieliczne spękania pod kątem około 45°. Żyły występują nieregularnie, pod kątem około 90°, wywołując na kontaktach z łupkami blastezę biotyty i hornblendy. Na głębokości około 2653 m hydrotermalne wypełnienie szczeliny /2 cm grubości/, wokół której obserwuje się wzbogacenie skały w albit. Ponadto w skale zaobserwowano drobne impregnacje o charakterze siarczkuowo-muskowitowym
- 2654,3-2655,3 Łupek chlorytowo-biotytowy zalbityzowany, o bezkierunkowej teksturze, bardzo silnie impregnowany albitem, kalcytem, muskowitem i kwarcem. Zły stan zachowania skały
- 2655,3-2681,0 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, o słabo zaznaczonej laminacji lub też teksturze bezkierunkowej, przewarstwiający się laminacyjnie ze zalbityzowanym łupkiem chlorytowo-biotytowym. Barwa popielatozielonkowa. Na głębokości 2657,4, 2663,4, 2664,4, 2665,4 i 2668,9 m występują nagromadzenia żył, sięgające grubość do 5 cm i wywołujące na styku z łupkami zjawiska porfiroblastezy granatu i hornblendy oraz egzogeniczne wzbogacenie w albit. Ponadto zaobserwowano nagromadzenia petroblastycznego agregatu leukokratycznego
- 2681,0-2682,4 Łupek kwarcowy zalbityzowany, o bezkierunkowej teksturze, czarnozielony
- 2682,4-2687,6 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, o teksturze bezkierunkowej, czarnozielony. W skale występują nieliczne spękania i żyły oraz, petroblastycznych kształtów, nagromadzenia materiału leukokratycznego
- 2687,6-2695,2 Łupek biotytowo-chlorytowy zalbityzowany, przekładający się z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym. Tekstura bezkierunkowa. Spękania i żyły nachylone pod kątem 80°

- 2695,2-2706,7 Łupek chlorytowo-biotytowo-albitowy o teksturze bezkierunkowej
- 2706,7-2709,2 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy przewarstwiający się z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym. Kierunki laminacji pod kątem około 90°. Na brzegach nieregularnie rozmieszczonych żył kwarcu obserwuje się porfiroblastycznie rozwiniętą hornblendę
- 2709,2-2723,0 Łupek biotytowo-chlorytowy czarnozielony. Foliacja pod kątem około 80-90°. Nieliczne żyły kwarcu i kalcytu
- 2723,0-2723,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarny. Foliacja pod kątem około 85°. Skała przecięta jest dwoma laminami łupku albitowo-granatowo-hornblendowego o miąższości około 5 cm
- 2723,5-2739,1 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarny. Foliacja pod kątem 80°. Na głębokości około 2736 m obserwuje się nieznaczne wzbogacenie łupku w granat
- 2739,1-2740,4 Łupek biotytowo-chlorytowo-albitowy z amfibolem, czarnozielony, o teksturze bezkierunkowej. Obserwuje się obecność granatu
- 2740,4-2750,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy przewarstwiający się z łupkiem biotytowo-chlorytowym z granatem. Barwa czarnozielona. Stroma laminacja
- 2750,0-2752,6 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem przekładający się z łupkiem hornblendowym z granatem. Pierwsza skała o słabo wyrażonej teksturze kierunkowej, druga odmiana o teksturze bezkierunkowej
- 2752,6-2756,1 Łupek biotytowo-chlorytowy z granatem z nielicznymi spękaniem i żyłami. Dobrze zaznaczona foliacja
- 2756,1-2773,4 Łupek biotytowo-chlorytowy czarnopopielaty, laminowany pod kątem około 80-90°. Miejscami widoczne nieregularne żyły, przebiegające pod kątem około 80°, które na swych kontaktach spowodowały blastezę biotyty, sięgającego miejscami długość do 4 mm. Na głębokości 2768,0 m skały te przewarstwiają się z łupkiem chlorytowo-biotytowym z hornblendą i granatem
- 2773,4-2774,4 Łupek hornblendowy porfiroblastyczny, czarnozielony
- 2774,4-2775,4 Łupek porfiroblastyczny hornblendowy, z nieregularnymi żyłkami kwarcowymi dochodzącymi do 4 cm grubości
- 2775,4-2780,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarnopopielatozielony o stromym kierunku foliacji, z drobnymi żyłkami kwarcu
- 2780,0-2781,2 Łupek chlorytowo-biotytowo-hornblendowy nematoblastyczny
- 2781,2-2782,4 Łupek nematoblastyczny hornblendowy o foliacji pod kątem około 70°
- 2782,4-2782,5 Łupek hornblendowy porfiroblastyczny, miejscami nematoblastyczny
- 2782,5-2804,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem, popielatoczerwony, miejscami sfalowany i spękany. Drob-

- ne żyłki kwarcu i węglanów osiagają grubość do 1 cm. Foliacja pod kątem około 85-90°
- 2804,5-2805,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem przewarstwiający się z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym. Foliacja pod kątem 90°
- 2805,5-2815,5 Łupek biotytowo-chlorytowo-albitowy jasnozielonkawy. Foliacja pod kątem 85-90°
- 2815,5-2818,6 Łupek hornblendowy porfiroblastyczny. Strefa silnie zaangażowana tektonicznie. Foliacja pod kątem około 80-90°. Liczne żyły
- 2818,6-2830,0 Łupek biotytowo-chlorytowy z granatem czarnozielony. Stroma foliacja. Obserwuje się pegmatoidalne skupienia kwarcu
- 2830,0-2834,0 Łupek skarnopodobny o teksturze bezkierunkowej. Makroskopowo dostrzega się kilkumilimetrowej wielkości blasty granatu, hornblendy i plagioklazu. Miejscami widoczne są smugowate skupienia siarczków, ułożonych pod kątem około 85°. Ponadto na głębokości 2833,2 m zaobserwowano smugę /około 1 cm miąższości/ kwarcytu z siarczkami
- 2834,0-2839,8 Łupek kwarcowo-chlorytowo-biotytowy z granatem przewarstwiający się laminacyjnie z łupkiem skarnopodobnym. Miejscami obserwuje się laminacyjne wzbogacenie w siarczki
- 2839,8-2844,6 Łupek biotytowo-chlorytowy z granatem przewarstwiający się z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym i łupkiem kwarcowo-chlorytowo-biotytowym z amfibolem i granatem. Miejscami obserwuje się wzbogacenia w siarczki. Częste są żyły kwarcu. Skala jest bardzo silnie zaangażowana tektonicznie
- 2844,6-2845,6 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem, czarnozielony, laminowany pod kątem 80-90°
- 2845,6-2849,7 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy czarnozielony skataklazowany i spojony materiałem hydrotermalnym
- 2849,7-2852,8 Łupek biotytowo-chlorytowo-albitowy z granatem, laminowany pod kątem około 80-90°. Delikatne żyły kalcytu i kwarcu
- 2852,8-2858,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem, przewarstwiający się w stromej laminacji z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowym
- 2858,5-2858,7 Brekcja łupku biotytowo-chlorytowego
- 2858,7-2870,4 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowy ze stromą foliacją. Miejscami spękania i żyły wypełnione są materiałem hydrotermalnym, który spowodował na brzegach z materiałem macierzystym blastezę biotyty i granatu
- 2870,4-2870,5 Łupek hornblendowy porfiroblastyczny
- 2870,5-2872,8 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z foliacją pod kątem około 90°
- 2872,8-2873,7 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem
- 2873,7-2884,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem, czarnozielony, spękania i żyły pod zmiennymi kątami

- 2884,5-2885,0 Łupek biotytowo-chlorytowy z amfibolem i granatem
- 2885,0-2889,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z granatem przewarstwiający się z kilkucentymetrowymi laminami łupku hornblendowo-granatowego. Foliacja pod kątem 90°
- 2889,0-2891,2 Łupek hornblendowo-granatowy przewarstwiający się z laminami załbityzowanego łupku biotytowo-chlorytowego z amfibolem. Wyraźna foliacja i laminacja. Obserwuje się także spękania i żyły
- 2891,2-2893,9 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy z nielicznymi granatami. Rzadkie spękania i żyły. Laminacja stroma
- 2893,9-2896,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowy z hornblendą i nielicznymi granatami. Skala miejscami wykazuje stromą laminację, miejscami natomiast tekstura bezkierunkową. Nieliczne żyły
- 2896,0-2901,5 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowy przewarstwiający się laminacyjnie z łupkiem kwarcowo-biotytowo-chlorytowym z granatem. Barwa czarnozielona. Stroma foliacja
- 2901,5-2911,3 Łupek biotytowo-chlorytowy z granatem, czarnozielony. Foliacja pod kątem około 80°. Łupek ten kontaktuje z łupkiem hornblendowym. Na granicy obu skał strefy zbrekcjonowane, impregnowane materiałem hydrotermalnym. Ponadto w łupku biotytowo-kwarcowo-chlorytowym obserwuje się wąskie, drobne, szlirowate skupienia biotyty z granatem. Miejscami petroblastyczne skupienia kwarcowo-plagioklazowe
- 2911,3-2916,9 Łupek biotytowo-chlorytowy z granatem, miejscami kwarcowo-biotytowo-chlorytowy, czarnozielony, stromo laminowany. Liczne żyły kwarcu i kalcytu, którego nagromadzenia przyjmują miejscami kierunki poziome. Obserwuje się porfiroblastyczne wykształcenie biotyty, hornblendy, granatu i albitu. Miejscami występują skupienia biotyty szlirowatego kształtu oraz petroblastyczne nagromadzenia plagioklazu
- 2916,9-2918,4 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowy z hornblendą, zawierający miejscami niewielkie skupienia granatu. Nieregularne żyły materiału hydrotermalnego, na granicy którego zaobserwowano porfiroblastycznie wykształconą hornblendę
- 2918,4-2920,2 Łupek biotytowo-chlorytowy przekładający się tektonicznie z łupkiem hornblendowym. Na granicy obu skał strefy zbrekcjonowane, sklejone materiałem pegmatytowym
- 2920,2-2930,0 Łupek kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowy z nielicznymi granatami, czarny, miejscami przewarstwiający się z łupkiem hornblendowym. Stroma laminacja. Delikatne żyły materiału hydrotermalnego
- 2930,0-2932,0 Brekcja tektoniczna łupku kwarcowo-biotytowo-chlorytowego sklejona materiałem hydrotermalnym
- 2932,0-2938,0 Łupek albitowo-hornblendowy przewarstwiający się ze załbityzowanym łupkiem chlorytowo-biotytowym. Barwa popielatozielona. Tekstura bezkierunkowa. Miejscami delikatne żyły materiału hydrotermalnego

2938,0-2941,0	Łupek hornblendowy porfiroblastyczny, czarnozielony, delikatne żyły o zmiennych kątach nachylenia
2941,0-2946,6	Łupek chlorytowo-biotytowy zalbityzowany, przewarstwiający się ze zalbityzowanym łupkiem hornblendowym o teksturze bezkierunkowej. Barwa popielatozielonkawa. Występowanie żył rzadkie
2946,6-2951,9	Brak rdzenia
2951,9-2952,2	Skala jak na głęb. 2941,0-2946,6 m
2952,2-2953,8	Brak rdzenia
	Głębokość końcowa 2953,8 m

WYNIKI BADAŃ STRATYGRAFICZNYCH I LITOLOGICZNYCH

Wacław RYKA

PROTEROZOIK

/2953,8-2497,6 m/

Łupki krystaliczne z wiercenia Tłuszcz IG 1 reprezentują skały proterozoiczne, niezróżnicowanego ogniwa stratygraficznego. W stosunku do ogólnego obrazu tektoniki i schematu stratygraficznego fundamentu krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski, należą one do serii jadowskiej kompleksu kampinoskiego, czyli do struktury młodosekofeno-karelskiej. Struktury młodosekofeno-karelskie na północy Polski reprezentowane są przez kompleks mazurski, a na południu przez kompleks kampinoski. Ten ostatni złożony jest z serii łukowskiej, zabludowskiej, wojnowskiej górnej i jadowskiej. Wydaje się, że łupki kummingtonitowe serii wojnowskiej górnej należą do starszego ogniwa stratygraficznego niż utwory serii jadowskiej, która składa się z łupków biotytowych i chlorytowych, takonitów oraz łupków kwarcowo-hematytowych. Łupki biotytowe i chlorytowe nawiercone zostały w wierceniu Tłuszcz IG 1, natomiast takonity i łupki kwarcowo-hematytowe w wierceniu Łochów IG 2. W obu wypadkach nie jest znane starsze podłoże tych skał, a tylko na podstawie obrazu geofizycznego przypuszcza się, że wyrażone są one przesvekofeno-karelskimi granitoidami. Bezwzględny interwał wieku, w którym zachodziły procesy tworzenia się serii osadowo wulkanicznej, a później jej metamorfoza zamyka się w czasie 1900-1650·10⁶ lat.

Kazimiera LENDZION

K A M B R

/2497,6-1990,7 m/

Na łupkach metamorficznych proterozoiku leżą klastyczne osady kambru o miąższości 506,9 m. Reprezentują one kambr dolny /372,3 m miąższości/ i środkowy /134,6 m miąższości/.

KAMBR DOLNY

/2497,6-2125,3 m/

Występująca w osadach fauna - trylobity, konikonchia i robaki - pozwoliła w kambrze dolnym utworu Tłuszcz wydzielić trzy poziomy faunistyczne: poziom subholmiowy, holmiowy i protolenusowy. Granice litologiczne pomiędzy tymi poziomami nie są zarysowane ostro, gdyż osady poziomu niższego stopniowo przechodzą w osady poziomu wyższego. Można jednak wyróżnić pewne kompleksy litologiczne, które wspólnie z występującą fauną pozwalają na przeprowadzenie powyższego podziału.

Poziom subholmiowy

/2497,6-2367,1 m/

W poziomie subholmiowym, przesuwając się od dołu w górę, wydzielić można osady serii mazowieckiej, z przewodnią fauną *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Coleolella billingsi* /Sysoiev/, *Coleolella differo* Lendzion, oraz osady serii zawiszyńskiej z *Mobergella brastadi* /Poulsen/.

Osady serii mazowieckiej, rozpoczynające sedymentację kambru w tym rejonie, reprezentowane są /w spągu/ przez piaskowce różno-, średnio- i gruboziarniste, z nieznaczną domieszką ziarn skaleni. Wyżej dominują piaskowce drobnoziarniste z ziarnami glaukonitu. W nielicznych wkładkach piaskowca średnioziarnistego występują konkrecje fosforytów. Piaskowce te przewarstwiane są różnej grubości wkładkami iłowców lub mułowców.

Cytowana wyżej fauna, występująca głównie we wkładkach iłowców pozwala na prowadzenie ścisłej korelacji osadów tej serii w całej wschodniej Polsce z jej odpowiednikami w przygranicznych obszarach Związku Radzieckiego. Osady serii mazowieckiej występują w interwale od 2497,6 do 2397,0 m.

Do serii zawiszyńskiej zostały zaliczone osady reprezentowane w spągu przez piaskowce średnioziarniste, wyżej drobnoziarniste z lic-

nymi ziarnami i laminami glaukonitu oraz z powtarzającymi się w kilku miejscach konkrecjami fosforytowymi. Piaskowce przewarstwione są mułowcami lub iłowcami mułowcowymi.

Licznie występująca w osadzie *Mobergella brastadi* /Poulsen/ pozwala piaskowce te korelować w kierunku północno-zachodnim z osadami zachodniej części syneklizy perybałtyckiej i południowej Skandynawii, gdzie rodzaj ten jest bardzo licznie reprezentowany. Brak jest natomiast danych na stwierdzenie występowania odpowiedników wiekowych tej serii na południowo-wschód i wschód od rejonu Tłuszcza.

Miąższość osadów serii zawiszyńskiej wynosi 29,9 m.

Poziom holmiowy

/2367,1-2159,3 m/

Osady poziomu holmiowego reprezentowane są przez serię kaplonoską i serię radzyńską dolną.

Osady serii kaplonoskiej to głównie piaskowce drobnoziarniste. Występujące tu wkładki mułowca lub iłowca są bardzo nieliczne i cienkie. Do chwili obecnej w utworach tej serii, nie tylko w wierceniu Tłuszcz, ale na całym obszarze platformowym, nie znaleziono szczątków fauny, które pozwoliłyby na ścisłe sprecyzowanie ich wieku. Występujący jednak zespół akrytarch wskazuje, że osady serii kaplonoskiej należy zaliczyć do poziomu holmiowego.

Osady serii kaplonoskiej osiągają miąższość 78,3 m.

Utwory serii radzyńskiej dolnej to osady piaszczysto-mułowcowe, często nieregularnie przewarstwiane, z licznymi śladami niespokojnej sedymentacji oraz licznymi strukturami pochodzenia organicznego. W całej tej serii bardzo licznie występuje fauna trylobitów i ramienionogów, która charakterystyczna jest dla poziomu holmiowego, rzadziej natomiast występują małżoraczk i konikonchia. Okazy takie jak *Holmia grandis* Kiaer, *Strenuaeva primaeva* /Brögg./, *Volborthella* cf. *tenuis* Schmidt, *Hyolithellus* cf. *micans* Bill., *Obolella* cf. *rotundata* Kiaer wskazują na ścisły związek w okresie kambru obszarów Polski z krajami skandynawskimi i nadbałtyckimi.

Miąższość osadów serii radzyńskiej dolnej wynosi 129,5 m.

Poziom protolenusowy

/2159,3-2125,3 m/

Poziom protolenusowy, reprezentowany przez serię radzyńską górną, różni się od niżej leżącego poziomu holmiowego większą piaszczysto-

cią osadów i większym udziałem ziarn glaukonitu w materiale detrytycznym. W dalszym ciągu panowały podobne warunki sedymentacji, a powstały w tym czasie osad ma ten sam charakter zaburzeń sedymentacyjnych i organicznych.

W otworze Tłuszcz osady poziome protolenusowe mają słabą dokumentację paleontologiczną ale przez analogię z otworami sąsiednimi, gdzie występuje przewodnia dla tego poziomu fauna trylobitowa, poziom ten w omawianym otworze można było wyróżnić.

Mięszość poziomu protolenusowego w otworze Tłuszcz wynosi tylko 34,0 m.

KAMBR ŚRODKOWY

Piętro Paradoxides oelandicus

/2125,3-1990,7 m/

Kambr Środkowy w omawianym otworze i w jego rejonie reprezentowany jest przez monotonną serię piaskowców drobnoziarnistych z nielicznymi, występującymi wkładkami piaskowca średnioziarnistego. Spoiwo piaskowców jest głównie regeneracyjne - kwarcowe, niekiedy tylko ilasto-kao-linowe, a jeszcze rzadziej węglanowe lub anhydrytowe. Tlenki i wodorotlenki żelaza spajające ziarna kwarcu rozsiiane są gęsto w postaci drobnych plamek w całym jego przewierconym odcinku

Występujące licznie w piaskowcu okazy *Ellipsocephalus polytomus* Lrs., *Strenuella* /*Comluella*/ *samsonowiczi* Orłowski przewodnie są dla piętra *Paradoxides oelandicus* kambru Środkowego obszarów Polski i Skandynawii.

Mięszość osadów tego piętra nawiercona w otworze Tłuszcz wynosi 134,6 m.

Zdzisław MODLIŃSKI

ORDOWIK

/1990,7-1963,8 m/

Ordowik w omawianym profilu występuje na rozmytej powierzchni kambru Środkowego. Reprezentowane są tu osady pięter od arenigu po aszgil. Brak tremadoku jest zapewne wtórny i związany z erozją przedarenicką. Przypuszczenie to można wysnuć z faktu, iż w oddalonym o kilka kilometrów otworze wiertniczym Łochów IG 2, napotymano osady tremadoku. Występują tam utwory tremadoku dolnego reprezentowane przez warstwę piaskowca kwarcowego z cienką wkładką czarnego ilowca w stropie. Można więc dopatrywać się tam odpowiedników zarówno piaskowców obolusowych, jak i

dolomitization of carbonate deposits - record
not good
biostratigraphy

łupków dictyonemowych obszaru Białowieży /B. Szymański, 1971/.

Profil ordowiku wiercenia Tłuszcz IG 1 jest słabo udokumentowany paleontologicznie. Wpłynęła na to dolomitizacja większej części profilu osadów wapiennych, co spowodowało rekrytalizację występującej tu fauny. Opracowanie dość pewnej stratygrafii było możliwe po przeprowadzeniu ścisłej korelacji litostratygraficznej z pobliskimi profilami /Łochów IG 1, Łochów IG 2, Okuniew IG 1, Dobrze 1/, w których rozpoznawanie osadów ma odpowiednią dokumentację paleontologiczną.

Osady arenigu mają w otworze Tłuszcz mięszość 5,3 m /1990,7-1985,4 m/ i można wyróżnić w ich obrębie dwa wyraźne ogniwa litologiczne. Pierwszym jest warstwa glaukonitytu o mięszości 0,5 m odpowiadająca niższej części dolnego arenigu. Pozycja stratygraficzna glaukonitytu w obniżeniu podlaskim została dobrze udokumentowana w otworze Dobrze 1 /Z. Modliński, 1968; W. Bednarczyk, 1969/, gdzie stwierdzono m. in. obecność następujących gatunków graptolitów: *Didymograptus extensus* /Hall/ i *D. deflexus* Elles et Wood. Drugim ogniwem arenigu są dolomity krystaliczne brunatnoczerwone i szarobrunatne zawierające nieoznaczalną, przekrytalizowaną faunę trylobitów i ramienionogów, z których udało się oznaczyć jedynie *Acrotreta* sp. Część z tych dolomitów odpowiada jeszcze dolnemu, a część już górnemu arenigowi. W niezbyt odległym otworze Okuniew IG 1 ze spągowej części tych osadów oznaczono *Symphysurus angustatus* /Sars et Boeck/, a z górnej *Megistaspis limbata* /Boeck/. Granica między arenigiem a lanwirnem jest ostra, gdyż strop osadów arenigu jest rozmyty. Występuje tu równa, wygładzona powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej z nielicznymi jamkami skałotoczy.

Silnie zredukowane osady lanwirnu mają mięszość zaledwie 3,4 m /1985,4-1982,0 m/. Reprezentowane są tu one przez dolomity brunatnoczerwone w dole, a szare w górze. Występuje w nich nieoznaczalną, przekrytalizowaną faunę trylobitów. Udało się oznaczyć jedynie ramienionogi *Conotreta* sp. Stwierdzono je na kontakcie z arenigiem w cienkiej warstwie dolomitu z rozproszonymi ziarnami glaukonitu.

Utwory landeilu odznaczają się również bardzo małą mięszością wynoszącą zaledwie 2 m /1982,0-1980,0 m/. Są to szare dolomity krystaliczne z nieregularnymi, cienkimi przerostami ilowców barwy szarozieleonej i szarej. Landeil został wyróżniony bez jakiegokolwiek dokumentacji makrofaunistycznej, jedynie poprzez porównanie litologiczne z innymi profilami ordowiku. Utwory landeilu bez większych zmian litologicznych przechodzą w osady dolnego karadoku.

Ogólna mięszość karadoku wynosi 11,2 m /1980,0-1968,8 m/. Najniż-

szym ogniwem karadoku są tu odpowiedniki nadbałtyckiego poziomu kukruse /1975,0-1950,0 m/ reprezentowane przez szare dolomity krystaliczne z licznymi przerostami marglistymi. Miejscami występują w nich liczne brunatne oolity żelaziste. Z fauny stwierdzono przekrystalizowane cy-stoidy z rodzaju *Echinosphaerites*. Pojawienie się wspomnianej fauny przyjęto za dolną granicę karadoku, gdyż na obszarze Polski północno-wschodniej oraz Litwy i Łotwy maksymalny rozkwit rodzaju *Echinosphaerites* przypada właśnie na poziom kukruse stanowiący spąg karadoku. Na głębokości 1975,0-1973,9 m występują dolomity oraz margle dolomityczne z bardzo licznym, przekrystalizowanym detrytem fauny trylobitów i ramienionogów. Utwory te można korelować z nierozdzielonymi osadami nadbałtyckich poziomów idavere - johvi - keila. Strop tych osadów jest wyraźnie rozmyty. Stanowi on jednocześnie granicę osadów zdolomityzowanych, gdyż wyższe ogniwia ordowiku procesom dolomityzacji już nie uległy. Kolejnym ogniwem karadoku są iłowce ciemnoszare i czarne, miejscami cętkowane, z warstewką mułowca, z glaukonitem i kongrecjami fosforanowymi w spagu. Występują one na głębokości 1973,9-1968,8 m. Z fauny oznaczono tu *Orthograptus* cf. *truncatus pauperatus* Elles et Wood, *Sericoidea rastrica* /Hadd./, *Paterula* cf. *bohemica* Barr. Wymieniona fauna wskazuje, iż omawiane iłowce mogą odpowiadać poziomem *Dicranograptus clingani* oraz *Climacograptus styloideus*, które są równowiekowe z nadbałtyckimi poziomami od oandu po vormsi.

Aszgil dolny /1968,8-1965,1 m/ reprezentowany jest przez wapienie margliste szare z licznymi powierzchniami rozmyć oraz z warstwą zlepieńca w stropie. Zlepieniec złożony jest z otoczków wapieni szarozielonych spojonych wapieniem organodetrytycznym. Wiek osadów udokumentowany jest fauną trylobitów: *Panderia* cf. *megalophthalma* Linrs., *Illaenus* cf. *angustifrons depressa* Holm, *Tretaspis* sp.

Górny aszgil wyróżniono bez dowodów faunistycznych. Zaliczono do niego kompleks wapieni jasnoszarych i szarych z wkładkami zlepieńców wapiennych i margli /1965,1-1963,8 m/. Granica z aszgilem dolnym postawiona jest na wyraźnej powierzchni nieciągłości sedimentacyjnej, powyżej której w obrębie aszgilu górnego występuje warstewka wapienia przepełnionego glaukonitem, zawierająca drobne kongrecje fosforanowe. Z występujących, słabo zachowanych szczątków fauny udało się oznaczyć jedynie *Bumastus* sp., a więc rodzaj występujący zarówno w górnym ordowiku, jak i w dolnym sylurze.

Jak wynika z omówienia stratygrafii powyższego profilu, miąższość poszczególnych ogniw ordowiku jest tu silnie zredukowana. Zjawisko to uwarunkowane jest położeniem profilu, który znajduje się w obrębie pa-

leoktonicznego wyniesienia Sokołowa Podlaskiego /Z. Modliński, w druku/, gdzie szczególnie intensywnie działały procesy rozmywania osadów bądź ich chemicznej korozji. Świadczą o tym liczne powierzchnie nieciągłości sedimentacyjnych. Przerwy w sedimentacji związane z tymi rozmyciami były jednak zazwyczaj tak krótkie, że nawet w profilach dobrze udokumentowanych faunistycznie nie można wykazać luki stratygraficznej.

Profil omawianego wiercenia zaliczyć można do tzw. szwedzko-łotewskiej strefy facjalnej /R. Männil, 1966/, charakteryzującej się ząbieniem osadów ilastych, marglistych i węglanowych i stanowiącej wewnętrzną część płytkonerytycznego zbiornika sedimentacyjnego.

Henryk TOMCZYK

S Y L U R

/1963,8-1667,5 m/

W profilu otworu Tłuszcz IG 1 osady syluru, w stosunku do stwierdzonych tu osadów ordowiku, wykazują znacznie większą miąższość wynszącą około 296,0 m. Pod względem litologicznym sylur stanowi monotonny kompleks osadów ilastych z podrzędną węglanowością, ale z bogatą fauną głównie graptolitów, na podstawie których można było dość szcogółowo rozpoznać te utwory. Otóż w profilu tym zostały stwierdzone odpowiedniki pięter landower, wenlok i ludlow. Górna część ludlow jest tu jednak kompletnie reprezentowana, obejmuje bowiem tylko do część pionowego zasięgu graptolita *Bohemograptus bohemicus* /Barr./ Wyższe ogniwia ulec mogły posylurskiej denudacji. Ponadto nie jest również reprezentowany najniższy sylur poziomu *Akidograptus ascens* *Glyptograptus persculptus* wraz z najwyższym ordowikiem /aszgil/, co przypisywać należy ruchom takońskim /H. Tomczyk, 1962/.

Odpowiedniki piętra landower obejmują tu osady około 35,0 m miąższości, natomiast osady wenloku są znacznie grubsze, gdyż miąższość ich wynosi około 85,0 m. Osady ludlowu reprezentowane są przez pełną serię warstw mielnickich, które osiągnęły 105,0 m miąższości, oraz przez dolną część warstw siedleckich z *Bohemograptus bohemicus* wynszącą tu zaledwie 71,0 m miąższości. Stratygrafię tych osadów podam kolejno od najstarszych, tj. dolnych warstw pasłęckich /H. Tomczyk, 1962, 1970 in Geology of Poland/, do najmłodszych, tj. warstw siedleckich /tab. 1/.

Landower

/1963,8-1929,0 m/

Na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej piętro landower charakteryzują warstwy pasłęckie - dolne, obejmujące poziomy od *Akidograptus ascensus* do *Pristiograptus gregarius*, oraz - środkowe, obejmujące poziomy od *Cephalograptus cometa* do *Stomatograptus grandis*.

Warstwy pasłęckie dolne

/1963,8-1960,5 m/

W profilu otworu Tłuszcz IG 1 bezpośrednio na osadach ordowiku /1964,0-1960,5 m/ leży 3,5 m miąższości partia iłowców i łupków czarnych, ilasto-krzemionkowych, z bardzo bogatą fauną graptolitów. W dolnej części przeważa zespół graptolitowy charakterystyczny dla górnej części poziomu *Akidograptus acuminatus*, już nieco wyżej stwierdzono graptolity poziomu *Orthograptus vesiculosus* z pierwszymi gatunkami z rodzaju *Pristiograptus*. Następnie słabo zaznacza się poziom *Pristiograptus cyphus* z bogatą asocjacją *Climacograptus*, *Pristiograptus*, *Orthograptus*. Nieco wyżej zespół ten ulega znacznemu zróżnicowaniu, pojawiają się bowiem nowe rodzaje jak: *Rastrites*, *Demirastrites*, *Petalograptus*, *Pseudoclimacograptus* i *Dimorphograptus*. Wiele gatunków stanowi odpowiedniki podpoziomów *Demirastrites fimbriatus* i *Demirastrites triangulatus*. Stropowe partie tych łupków odnoszą się do górnej części poziomu *Pristiograptus gregarius*, w którym można już zaobserwować wkładki iłowców zielonawych, dolomityczno-wapiennych, bez fauny graptolitowej. Prawdopodobnie na pierwsze wkładki tych iłowców przypada poziom *Demirastrites convolutus*, który w tym profilu nie został definitywnie stwierdzony.

W zakończeniu wypada podkreślić, że dolne warstwy pasłęckie, zarówno pod względem stratygraficznym, jak i litologicznym wyraźnie się wyodrębniają z ogólnego kompleksu sylurskiego, stanowią bowiem typowe łupki graptolitowe, w których poszczególne poziomy przewodnich graptolitów odznaczają się minimalną miąższością - około 0,5 m /tab. 1/. Ponadto na uwagę zasługuje granica między ordowikiem a sylurem, związana z rozpoziomowaniem dolnych warstw pasłęckich. Otóż na osadach, zapewne dolnego aszgilu, leżą parometrowej miąższości wapienie zrostkowe, gruzełkowate, o cechach zlepieńcowatych /E. Tomczykowa, 1962, 1964/, które świadczyć mogą o zamknięciu cyklu sedymentacji ordowiku. Ich stanowisko stratygraficzne nie jest zupełnie jasne - prawdopodobnie są to osady najniższego górnego aszgilu. Na granicy ordowiku i syluru zazna-

cza się więc wyraźna przerwa sedymentacyjna i spłylenie zbiornika, które trwać mogło przez cały aszgil - warstwy mazurskie /H. Tomczyk, 1962/. Objęło ono jeszcze najniższy sylur - odpowiadający poziomom *Akidograptus ascensus* i *Glyptograptus persculptus*. Występującą tu lukę stratygraficzną wiązać należy z ruchami epejrogenicznymi związanymi z fazą takonską.

Warstwy pasłęckie środkowe

/1960,5-1929,0 m/

Nad łupkami graptolitowymi dolnych warstw pasłęckich leży kompleks iłowców zielonawych, dolomityczno-wapiennych, bez graptolitów, w których sporadycznie występują cienkie wkładki łupków bądź czarnych iłowców z bogatą fauną graptolitów. Osady te zostały wyodrębnione jako tzw. środkowe warstwy pasłęckie. W omawianym profilu mają one około 31,5 m miąższości /tab. 1/.

W najniższej części tych warstw /do głębokości zaledwie około 1959,0 m/, w cienkich wkładkach łupków czarnych stwierdzono kilka 4le zachowanych okazów gatunków *Cephalograptus cometa* /Gein./ i nieco wyżej *Monograptus sedgwicki* /Portl./. Te dwa bardzo charakterystyczne gatunki stanowią poziomy graptolitowe, obejmujące razem zaledwie 1,5-metrową partię osadów /tab. 1/.

W następnych warstwach iłowców dolomityczno-wapiennych /do głębokości około 1956,0 m/ wkładki łupków czarnych z graptolitami są bardzo rzadkie. Jedynie w kilku z nich udało się stwierdzić obecność gatunku *Spirograptus turriculatus* /Barr./.

Również od głębokości 1956,0 do 1943,0 m przeważają głównie iłowce dolomityczno-wapienne i margliste, bez graptolitów. Dopiero w wyższych partiach pojawiają się ponownie cienkie wkładki łupków czarnych, z graptolitami, w których poza pospolitym gatunkiem *Monograptus marri* Perner udało się określić *Monoclimacis griestoniensis* /Nicol/ oraz kilka *Monograptus crispus* Lapw.

Wyższe partie osadów /1943,0-1929,0 m/ /tab. 1/, dostatecznie scharakteryzowane w opisie litologicznym, zawierają coraz częstsze wkładki i wtrącenia łupków czarnych z licznym zespołem fauny graptolitowej. W dolnej części stwierdzono poziom *Monoclimacis crenulata*, następnie dobrze rozwinięty poziom *Spirograptus spiralis* w asocjacji z *Monoclimacis crenulata*. W stropie wyróżniono charakterystyczne rodzaje *Stomatograptus* zapewne gatunku *Stomatograptus cf. grandis* /Suess/ jednak w postaci niekompletnych rabdozomów.

Kompleks środkowych warstw pasłęckich jest dość słabo rozpoziomowany, ponieważ sporadyczne występowanie fauny ograniczone tylko do łupków czarnych, nie pozwalało na ciągłe prześledzenie pionowych zasięgów przewodnich graptolitów. W zakończeniu należy podkreślić że sedymentacja środkowych warstw pasłęckich nie jest jeszcze spokojna, a okresowe pojawianie się planktonu graptolitowego może świadczyć o oscylacjach dna morskiego /H. Tomczyk, 1962/.

Wenlok

Warstwy pasłęckie górne

/1929,0-1844,0 m/

W otworze Tłuszcz IG 1 osady wenloku stanowią 85 m miąższości kompleks ilasty z graptolitami określony jako górne warstwy pasłęckie.

Bezpośrednio na środkowych warstwach pasłęckich górnego landoweru leży gruba partia iłowców wapnistych, szarych, z bogatą fauną graptolitów. Nie zawiera ona już wkładek zielonawych iłowców dolomityczno-wapiennych, a w stosunku do wyżej leżących warstw mielnickich, wykazuje mniejszą wapnistość oraz większe bogactwo zespołów graptolitów.

W dolnej części wśród licznych graptolitów wyróżniono gatunek *Cyrtograptus* cf. *insectus* Bouček, który charakteryzuje najniższy poziom wenloku czeskiego. Wyżej stwierdzono poziomy dolnego wenloku: *Cyrtograptus* *murchisoni* i *Monograptus* *riccartonensis*. Od głębokości 1916,0-1913,0 m stwierdzono charakterystyczny podpoziom *Pristiograptus* *dubius* *latus*, zamykający od góry poziom *Monograptus* *riccartonensis*. Dolny wenlok sięga aż do głębokości 1904,0 m, gdzie w stropie /głęb. 1913,0-1910,0 m/ stwierdzono poziom *Cyrtograptus* *symmetricus* oraz wyżej typowy i dobrze tu rozwinięty poziom *Monograptus* *flexilis* o miąższości ca 6 m. Tak więc na dolny wenlok przypada tutaj około 25,0 m osadów ilastych, dobrze rozpoziomowanych fauną graptolitową.

Osady górnego wenloku rozpoczynają się poziomem *Cyrtograptus* *rigidus*, nieco wyżej charakteryzuje go poziom *C. ellesi*, a następnie typowy i dobrze rozwinięty poziom *C. perneri*, który ma szerokie rozprzestrzenienie w zachodniej części obniżenia podlaskiego. Najwyższe ogniwą wenloku górnego /1838,0-1844,0 m/ reprezentują poziomy *Cyrtograptus* *radians* - *C. multiramis*, następnie *C. lundgreni* i bardzo charakterystyczny poziom *Testograptus* *testis*. Sumarycznie górny wenlok osiąga w litofacji ilastej 60,0 m miąższości /1904,0-1844,0 m/. Najwyższa część wenloku w tym profilu, odnosząca się do poziomów *Cyrtograptus* *lundgreni* i *Testograptus* *testis* /1830,0-1844,0 m/, ma około 36,0 m miąższości.

Poziomy te są tu dobrze rozwinięte, za czym przemawia ich miąższość, na niższy bowiem poziom - *Cyrtograptus* *lundgreni* przypada około 12 m osadów, a na poziom wyższy - *Testograptus* *testis* aż 24 m.

Poza fauną graptolitową w poziomach tych liczne są małże *Cardiola* sp., spłaszczone ortocerakony głowonogów oraz słabo zachowane ramienionogi *Atrypa*, *Chonetes*, *Glassia* i "*Orthis*".

Ludlow

/1844,0-1667,5 m/

W omawianym profilu osady ludlowu mają największą miąższość obejmując one bowiem kompleks iłowców o około 176,0 m miąższości.

Najniższy ludlow reprezentowany jest przez warstwy mielnickie - poziomy *Gothograptus* *nassa* aż do *Saetograptus* *leintwardinensis* włącznie, wyższe natomiast partie ludlowu ograniczone są tylko do najniższej części warstw siedleckich w obrębie dolnego zasięgu pionowego *Bohemograptus* *bohemicus*.

Ludlow dolny

Warstwy mielnickie dolne i górne

/1844,0-1739,0 m/

Powyżej zasięgu pionowego *Testograptus* *testis* oraz pospolitego gatunku *Monograptus* *flemingi* /Salt./ występuje najniższy ludlow z typowym gatunkiem *Gothograptus* *nassa* /Holm/, któremu najczęściej towarzyszy *Pristiograptus* sp. i *P. dubius* /Suess/. Zasięg pionowy poziomu *Gothograptus* *nassa* jest tu nieznaczny, wynosi zaledwie 5,0 m miąższości /tab. 1/. Poza graptolitami występują tu licznie trylobity: *Proetus* sp., *Pecoroproetus* sp., *Odontopleura* *ovata* Emmrich, następnie małże *Cardiola* sp., głowonogi *Orthoceras* i nieliczne ramienionogi *Atrypa*, *Chonetes*, *Glassia* i inne.

Następne partie osadów ilastych /do głębokości 1820,0 m/ wykazują również słabe zróżnicowanie zespołu graptolitowego. Wyróżniono tu jedynie masowe występowanie gatunku *Pristiograptus* *dubius* /Suess/ wraz z nielicznymi *Gothograptus* sp. oraz *Spinograptus* sp. Następnie występuje dobrze rozwinięty poziom *Pristiograptus* *gotlandicus* /1820,0-1800,0 m/ w którym w dolnej części można wyodrębnić podpoziom *Spinograptus* *spinosus* dzięki masowemu występowaniu tego charakterystycznego gatunku. Strop dolnych warstw mielnickich zamyka od góry typowy poziom *Neodiversograptus* *nilssoni*, który sięga w tym profilu aż do głębokości 1739,0 m.

bokości 1790,0 m. Pierwsze przewodnie gatunki *Neodiversograptus nilsoni* /Lapw./ pojawiają się już na głębokości 1800,0 m, w zasięgu pionowym były liczniej obserwowane aż do 1790,0 m. Wyżej jest typowo rozwinięty poziom *Lobograptus progenitor* rozpoczynający górną część warstw mielnickich.

Górne warstwy mielnickie są pod względem miąższości podobnie rozwinięte jak dolne, osiągając około 51 m. Powyżej poziomu *Lobograptus progenitor* rozwinięty jest poziom typowy dla dolnego ludlowu, tj. *Lobograptus scanicus parascanicus*, który sięga tutaj do głębokości 1754,0 m. W jego stropowej części można wyróżnić podpoziom *Cucullograptus pazdroi* z uwagi na liczne występowanie tego gatunku. Następnie został tu stwierdzony poziom *Cucullograptus hemiaversus* z typową asocjacją innych graptolitów.

W poziomie omawianym oraz starszym - z *Lobograptus scanicus parascanicus* coraz liczniejsze są wkładki i soczewki wapieni marglisto- -ilastych oraz coraz silniej rozwinięty jest typowy zespół graptolitów.

Strop warstw mielnickich zamyka charakterystyczny poziom stratygraficzny *Saetograptus leintwardinensis*, który obejmuje 6-metrową partię osadów ilastych /1745,0-1739,0 m/. W poziomie tym zespół graptolitów jest znacznie słabiej zróżnicowany, ogranicza się do gatunków: *Pristiograptus* sp., *Monoclimacis tomczyki* Willefert, *Monoclimacis haupti* /Kühne/, *Bohemograptus bohemicus* /Barr./, *Cucullograptus aversus* Urbanek i inne.

Ludlow górny

Warstwy siedleckie dolne

/1739,0-1667,5 m/

Nawiercona tu partia łowców szarozielonawych mająca około 71 m miąższości, występuje w tym profilu bezpośrednio pod osadami permu. Stanowi ona tylko najniższą część warstw siedleckich, odnosząc się do niepełnego zasięgu stratygraficznego poziomu *Bohemograptus bohemicus*. Tak więc w stosunku do opracowanego ludlowu z otworu Żebrak koło Siedleca, gdzie warstwy siedleckie osiągają około 425 m miąższości, brak jest w Tłuszczu środkowej i górnej części tych warstw, które reprezentowane są jeszcze przez bogate zespoły graptolitów, szczególnie przez nowe gatunki z grupy "formosus".

Prawdopodobnie w rejonie Tłuszcza cykl sedimentacji warstw siedleckich był pełny. Świadczą o tym osady ilaste z graptolitami, wystę-

pujące bezpośrednio pod osadami permu. Ich charakter litofacjalny nie przemawia za strefą płytkonerytyczną. Brak środkowych i górnych ogniw warstw siedleckich w otworze Tłuszcz należy raczej traktować jako skutek silnych procesów denudacji, która mogła rozwinąć się w najwyższym sylurze, w dewonie lub nawet w karbonie.

P E R M

Ryszard WAGNER

UWAGI O STRATYGRAFII

Stratygrafia osadów permu z otworu Tłuszcz IG 1 nie jest w szczególności jednoznaczna. Schemat stratygraficzny został opracowany na podstawie porównania omawianego profilu z profilami sąsiednich otworów wiertniczych, na tle regionalnych prawidłowości sedimentacji permu w obniżeniu podlaskim. Pomocne były również badania mikropaleontologiczne prowadzone przez S. Woszczyńską w 1968 r. Analogiczne schematy stratygraficzne, różniące się jedynie w niewielu szczegółach przedstawiono we wcześniejszych pracach m. in. J. Pokorskiego /1971/.

Brak w profilu jednoznacznej stratygraficznie makrofauny oraz ewaporatów wyższego rzędu, przedzielających cechsztyńskie poziomy skał węglanowych jest przyczyną dyskusyjności niektórych szczegółów przedstawionego podziału.

Niejasna jest pozycja stratygraficzna piaskowców zlepieńcowatych występujących pomiędzy osadami syluru i niewątpliwego cechsztynu, zaliczonych umownie przez J. Pokorskiego /1971/ do czerwonego spągowca. Prawdopodobny jest również pogląd, że piaskowce te rozpoczynają cechsztyński cykl sedimentacyjny, jednakże z powodu słabego uzysku rdzenia nie ma możliwości szczegółowego zbadania tych osadów. Za zaliczeniem omawianej serii do czerwonego spągowca przemawia pośrednio fakt nie- stwierdzenia śladów resedymtacji w stropowej części osadów tego wieku w sąsiednich profilach /Łochów IG 1, Dobrze 1/.

Leżący wyżej kompleks cechsztyńskich skał węglanowych⁷ jest wyraźnie dwudzielny. W dolnej serii /1665,0-1612,0 m/ znaleziono zespół mikrofauny charakterystyczny dla poziomu wapienia cechsztyńskiego. W górnej serii /1610,5-1587,5 m/ nie stwierdzono występowania mikrofauny. Obie serie skał węglanowych rozdzielone są poziomem mułowcowym, zawierającym okruszki dolomitów z poziomu wapienia cechsztyńskiego. Na pod-

⁷ Petrografia skał węglanowych cechsztynu zostanie omówiona opracowaniu otworu Łochów IG 1 /red./.

stawie korelacji regionalnej profilów cechsztynu w obniżeniu podlaskim można przypuszczać, że mułowce te są odpowiednikiem ewaporatów wyższego rzędu piętra Z1 /Werra/.

Zaliczenie górnej serii skał węglanowych do poziomu dolomitu głównego podyktowane zostało dość charakterystycznym profilem litologicznym oraz szerokim występowaniem dolomitu głównego w tej części obniżenia podlaskiego. Seria ta jest najmłodszym poziomem ewaporatowym reprezentowanym w profilu Tłuszcz. Brak jest ewaporatów wyższego rzędu piętra Z2 oraz osadów chemicznych pięter Z3 i Z4. Leżącej wyżej stropowej serii detrytycznej nie można ściśle korelować z określonym piętrem czy poziomem litologicznym cechsztynu w facji ewaporatowej. Na podstawie regionalnej korelacji osadów cechsztynu można jedynie stwierdzić, że maksymalne nasilenie sedymentacji klastycznej w obniżeniu podlaskim przypadało na wyższe poziomy piętra Z3 i piętro Z4.

Granica stratygraficzna z pstrym piaskowcem jest niejasna. W obniżeniu podlaskim postawiono ją umownie w spągu pierwszej od dołu warstwy piaszczystej.

Stanisława WOSZCZYŃSKA

ROZPRZESTRZENIENIE MIKROFAUNY W OSADACH CECHSZTYNU

Z osadów węglanowych cechsztynu z wiercenia Tłuszcz IG 1 metodą mikropaleontologiczną zbadano 22 próbki z głębokości 1665,0-1584,5 m. Osady te wykształcone są w postaci dolomitów. W większości badanych próbek/z głębokości 1665,0-1625,0 m/ mikrofauny nie znaleziono, tylko w dwóch próbkach stwierdzono otwornice. W pierwszej - na głębokości 1624,8 m zanotowano niezbyt liczne otwornice, typowe dla pierwszego cyklotemu /Z1/. Występowały tu: *Agathammina pusilla* /Gein./, *Spandelinoides geinitzi* /Reuss/ i *Geinitzina cuneiformis* /Jones/. W próbce drugiej - na głębokości 1618,2 m stwierdzono liczniejszy i bardziej zróżnicowany zespół mikrofauny charakterystyczny dla piętra Z1. W zespole tym wyróżniono następujące gatunki: *A. pusilla* /Gein./, *G. cuneiformis* /Jones/, *S. geinitzi* /Reuss/, *Hyperammina compressa* Paalzow oraz *Ammodiscus roesleri* /Schmid/. Próbki pobrane w wyższej części profilu na głębokości 1610,5 i 1584,5 m, tzn. z osadów piętra Z2, nie zawierały mikrofauny.

Otwornice występujące w osadach piętra Z1 w wierceniu Tłuszcz IG 1 są charakterystyczne dla utworów tego piętra z obszaru Polski i NRD.

Ryszard WAGNER

UWAGI O PRZEBIEGU SEDYMENTACJI PERMU

Osady czerwonego spągowca w rejonie wiercenia Tłuszcz IG 1 leżą na zerodowanej powierzchni łupków sylurskich. Na podstawie cech litologicznych i mineralogicznych skał czerwonego spągowca w obniżeniu podlaskim J. Pokorski /1971/ przypuszcza, że tworzyły się one w warunkach sedymentacji wodnej, w warunkach klimatu ciepłego i suchego. W rejonie Tłuszcza istniało lokalne wyniesienie ograniczające od północnego wschodu rozległą dolinę ciągnącą się w kierunku NW-SE, od otworu Wyszaków IG 1 na północy, do otworu Łuków IG 1 na południu. Na obszarze wyniesienia Tłuszcza powstały niewielkiej miąższości /2,5 m/ osady zlepiaćcowo-piaszczyste, zbudowane głównie z materiału występującego w bezpośrednim podłożu, tzn. z łupków sylurskich.

Wyniesienie Tłuszcza istniejące w okresie sedymentacji czerwonego spągowca zaznaczało się również w cechsztynie. Brak jest tu łupku miedzionośnego, co świadczy o płytkości zbiornika już na początku sedymentacji piętra Z1 /Werra/. W poziomie wapienia cechsztyńskiego osadziły się znacznej miąższości /53,0 m/ jasne, niewarstwowane, porowate dolomity z wkładkami dolomitów onkolitowych. Duża miąższość i wykształcenie facjalne węglanów świadczą o optymalnej strefie sedymentacji węglanowej, charakterystycznej dla brzeżnego rejonu zbiornika. W północnej części obniżenia podlaskiego osady wapienia cechsztyńskiego utworzyły wał węglanowy o miąższości przekraczającej 20 m. Maksymalna miąższość tego poziomu przypada na profil z otworu Tłuszcz IG 1. Pod koniec sedymentacji węglanów wzrasta w wapieniu cechsztyńskim zawartość materiału detrytycznego. Jest to zjawisko charakterystyczne dla brzeżnej części zbiornika cechsztyńskiego. Postępująca ewaporacja spowodowała prawdopodobnie obniżenie poziomu wody w płytkiej zatoce podlaskiej. W centralnej części tej zatoki położonej na południe od Tłuszcza rozpoczęła się sedymentacja anhydrytów i soli kamiennych. W tym czasie w rejonie Tłuszcza najprawdopodobniej nastąpiła przerwa w sedymentacji chemicznej, a stropowa część wapienia cechsztyńskiego uległa słabej erozji.

Ponowna ingresja morza cechsztyńskiego nastąpiła z początkiem sedymentacji osadów piętra Z2. Podobnie jak w wapieniu cechsztyńskim utwory uolomitu głównego osadzały się w płytkiej, brzeżnej strefie basenu. Dolomit główny tworzy tu również wał węglanowy. Analogicznie do piętra Z1 prawdopodobnie nie doszło tu do sedymentacji ewaporatów

wyższego rzędu. W spągowej części cechsztyńskiej serii detrytycznej występują okruchy skał dolomitu głównego, świadczące o późniejszej erozji tego poziomu. Zagadnienie określenia wieku tej erozji omówiono w rozdziale "Uwagi o stratygrafii". Prawdopodobnie środowisko sedymentacji cechsztyńskiej serii detrytycznej było bardzo podobne do panującego w dolnym piaskowcu pstry.

TR I A S

Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

TRIAS DOLNY

/1584,5-1366,2 m/

Utwory triasu dolnego osiagające w Tłuszczu około 220,0 m reprezentowane są przez pstry piaskowiec dolny, niższą część pstrego piaskowca środkowego oraz leżący na nim niezgodnie pstry piaskowiec górny. Wiercenie Tłuszcz IG 1 było w pełni rdzeniowane na odcinku odpowiadającym dolnemu triasowi. Uzysk rdzenia nie ze wszystkich partii był jednak zadowalający. Szczególnie niewielki procent rdzenia uzyskano na odcinku środkowego pstrego piaskowca, którego profil jest w związku z tym najmniej pewny.

Piaskowiec pstry dolny

/1584,5-1458,7 m/

Pstry piaskowiec dolny rozpoczyna około 10-metrowej miąższości warstwa piaszczysta. Są to piaskowce drobno- i różnoziarniste, w większości arkozowe, barwy ceglastoczerwonej, miejscami z plamami szarozielonymi, różowymi. Wyżej, do głębokości około 1530,0 m leżą mułowce z przejściami do iłowców i iłołupków, miejscami margliste, zawierające partiami smugi, laminy i wkładki wapieni marglisto-mułowcowych oraz nielicznie piaskowców. Barwa tych skał jest ceglastoczerwona. W postaci plam, często okrągłych występuje także zabarwienie zielone. W osadach tych stwierdzono występowanie, charakterystycznego dla najniższego pstrego piaskowca gatunku małżoraczka *Lutkevichinella mazurensis* Styk⁸ /O. Styk, praca w druku/. W najniższej części tych osadów występują także źle zachowane esterie. Kompleks leżący powyżej opisanego

⁸ Gatunek ten opisano uprzednio jako *Triassinella chramovi* Schnejder

różni się głównie zawartością licznych wkładek wapieni oolitowych. Szczołki organiczne w postaci małżoraczek i pojedynczych otwornic stwierdzono tu tylko do głębokości 1510,0 m. Wyższe partie osadów nie zawierają żadnej mikrofauny, co jest charakterystyczne dla górnych partii dolnego pstrego piaskowca szeregu profili północno-wschodniej Polski.

Osady dolnego pstrego piaskowca osiagają w Tłuszczu niewielką miąższość, około 125 m.

Piaskowiec pstry środkowy

/1458,7-1392,0 m/

Ogniwo to o miąższości zaledwie około 65 metrów jest litologicznie bardzo urozmaicone.

Rozpoczynają je wapienie oolitowe, piaszczyste lub mułowcowo-piaszczyste, szare, zawierające laminy i wkładki szarozielonego, brązowego i fioletowego iłowca marglistego. Wyżej leżą iłowce i iłołupki margliste szarozielone i fioletowe z podrzędnymi wkładkami wapieni oolitowych i wapieni marglistych. W skałach tych występują licznie spękania, ślady wysychania. W wapieniach liczne są szwy stylolitowe, w iłowcach spotykane są szczołki ryb i nieliczne esterie. Miąższość opisanych osadów wynosi około 20 metrów.

Wyżej, aż do głębokości 1402,5 m leżą osady iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe, ceglastoczerwone, miejscami plamiste, z przejściami i plamami szarozielonymi. Występujące tu piaskowce są przeważnie drobnoziarniste, zawierają jednak miejscami przejścia do frakcji średnioziarnistej, a także skupienia różnoziarniste. W wyższej części tego odcinka profilu występują wkładki wapieni oolitowych piaszczystych lub mułowcowych, w części niższej oolity występują w postaci skupień lub rozproszone są w piaskowcach. Jedynymi stwierdzonymi w tych osadach szczołkami organicznymi są nieliczne łuski ryb oraz oogonie charofitów.

Opisany odcinek profilu określany był dotychczas jako seria górna pstrego piaskowca dolnego. W wyniku przeprowadzonych ostatnio korelacji /A. Szyperko-Śliwczyńska 1973/ granica dolna środkowego pstrego piaskowca przesunięta została do spągu tej serii, która stała się tym samym najniższym ogniwnem pstrego piaskowca środkowego. Przyjęto dla niego roboczą nazwę "serii mazowieckiej" /A. Szyperko-Śliwczyńska, praca w druku/.

Najwyższą część środkowego pstrego piaskowca /1402,5-1392,0 m/ stanowią piaskowce z nielicznymi wkładkami mułowcowo-iłowcowymi. W wyd-

bytych z tego odcinka profilu rdzeniach /2,0 m/ stwierdzono piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami średnioziarnistych oraz z domieszką żwirku szarobeżowego, ceglaste i szarozielone. Utwory te stanowią już prawdopodobnie odpowiednik serii warmińskiej, której wyższa, osadzona tu pierwotnie część została usunięta w wyniku denudacji, trwającej tu w okresie najwyższego środkowego pstręgo piaskowca i najniższego retu.

Piaskowiec pstry górny - ret

/1392,0-1366,2 m/

Ret leży niezgodnie na niższych ogniwach środkowego pstręgo piaskowca. Spąg retu określono z pewnym przybliżeniem, na podstawie analizy wykresów pomiarów geofizyki otworowej, przebiega on bowiem w obrębie około 5-metrowego odcinka profilu, z którego nie wydobyto rdzenia.

Najniższą, około 5-metrową część retu stanowi warstwa piaskowcowa w wyższej części z gruzkami i z pojedynczą wkładką wapienia zawierającego szczątki ryb oraz niewyraźne odciski i ośrodkie niewielkich małżów - prawdopodobnie *Costatoria costata* /Zenk./.

Wyżej leży charakterystyczna, około 40-metrowa warstwa ciemnoszarych iłowców i iłolupków z nielicznymi smugami i przejściami piaszczysto-mułowcowymi, zawierająca nieliczne pokruszone, zwęglone szczątki roślin.

Część najwyższą stanowią naprzemianległe warstwy wapieni marglistych, gruzłowatych oraz iłowców, mułowców i mułowców piaszczystych, niekiedy zawierających liczne gruzły wapienne, przechodzących stopniowo w wapienie gruzłowate. Występują tu liczne pokruszone, nieoznaczalne szczątki małżów, szczególnie liczne w leżącym na głębokości 1374,1-1373,5 m zlepie muszlowym, skąd oznaczono *Myophoria laevigata* /Alb./. Miejscami spotykane są także lingule, szczątki ryb i zwęglone szczątki roślin.

Seria retu Tłuszcza, osiągająca w całości około 25 m miąższości, stratygraficznie odpowiada dokładnie serii retu otworu Żebrak /A. Szyperko-Śliwoczyńska, 1967/ i podobnie jak ret Żebraka, reprezentuje zapewne tylko wyższą część tego ognia.

Wiek tej serii potwierdzają określone z jej osadów ostatnio /patrz dalej - O. Styk/ małżoraczk.

Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

TRIAS ŚRODKOWY

/1366,2-1333,5 m/

Utwory wapienia muszlowego osiągają około 30 m miąższości. Wewnętrzny podział wapienia muszlowego Tłuszcza przeprowadzono na podstawie powiązań z profilami innych otworów z obszaru północno-wschodniej Polski /A. Szyperko-Śliwoczyńska, 1967/ oraz w nawiązaniu do schematu stratygraficznego stosowanego dla wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich.

Wapień muszlowy dolny

/1366,2-1346,2 m/

W obrębie 20-metrowego profilu wapienia muszlowego dolnego wyróżniono trzy mniejsze ognia:

1. Głębokość 1366,20-1362,25 m. W spągu tego odcinka występuje 5-centymetrowa warstewka zlepieńca złożonego z drobnych, scementowanych spoiwem węglanowym otoczków wapieni. Wyżej występują jasnoszare wapienie, miejscami zwięzłe, gładkie, zawierające wkładki szarych margli i wykazujące typową teksturę falistą, miejscami zaś wapienie zawierające liczną, bardzo słabo zachowaną, przekrystalizowaną faunę małżów, spośród których oznaczono jedynie *Velopecten albertii* /Goldf./. W tych ostatnich wapieniach licznie występują drobne druzy kalcytu; w warstwie na głębokości 1364,5-1363,0 m liczne są szwy stylolitowe. Poza wymienionymi poprzednio małżami, miejscami spotyka się tu nieliczne łuski ryb, pojedynczo napotkano okruch kości kręgowca. Analizy chemiczne wapieni wchodzących w skład tej serii wykazały, że zawierają one od 88,6-96,2% CaCO_3 , oraz 0,88-2,5% MgCO_3 /tab. 2/.

2. Głębokość 1362,25-1356,00 m. Odcinek ten składa się z wapieni szarych i ciemnoszarych, miejscami marglistych, zawierających wkładki szarych margli charakteryzujących się typową teksturą falistą, oraz z wapiennych zlepień muszlowych z pokruszonych szczątków dużych małżów. Zawierają one także otoczki ciemnoszarego wapienia od kilku milimetrów do kilku centymetrów średnicy. Otoczki te tworzą dwukrotnie w tej serii 5-centymetrowe wkładki zlepieńców. Wśród pokruszonych szczątków małżów szczególnie licznie występuje tutaj *Enantiostreon* sp. Poza tym stwierdzono: *Pecten discites* /Schoth./, *Pecten* sp., *Lima* sp.,

T a b e l a 2

Wyniki analiz chemicznych osadów triasu /kajper - piaskowiec pstry/

Głębokość pobrania próbki m	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %	Głębokość pobrania próbki m	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %
1301,0	29,6	22,9	1362,8	53,4	1,9
1301,1	7,0	5,4	1363,5	94,7	1,1
1332,0	47,7	31,2	1364,5	95,6	1,1
1333,0	21,7	14,7	1365,0	96,2	1,2
1335,0	52,3	33,0	1365,5	89,2	0,88
1336,0	31,3	19,9	1366,0	88,6	1,3
1337,3	27,0	20,3	1366,5	55,7	1,9
1337,5	42,2	31,3	1368,5	20,7	4,1
1340,0	28,0	22,2	1370,3	7,4	2,6
1345,6	46,2	30,7	1370,5	64,2	2,4
1346,5	81,6	2,8	1370,6	63,7	3,2
1348,0	46,4	4,0	1371,0	71,0	2,6
1349,0	94,9	0,24	1372,5	73,6	4,3
1350,0	89,4	2,4	1373,0	81,1	1,4
1352,5	78,1	2,0	1373,2	33,7	4,8
1353,0	87,0	1,1	1373,6	89,8	2,5
1353,5	82,6	2,9	1374,4	13,4	3,3
1354,5	93,9	1,1	1374,8	77,1	2,8
1356,5	79,3	2,1	1375,4	26,7	3,3
1357,3	81,7	1,1	1415,0	16,7	11,4
1358,5	86,6	1,7	1415,2	1,9	2,3
1360,0	85,8	0,47	1440,0	69,8	1,3
1362,5	90,4	2,5	1511,0	32,2	3,0
			1561,5	4,5	4,8

Myophoria sp., Pleuromya sp. oraz Terebratula sp. Analizy chemiczne wapieni tej serii wykazały, że zawierają one 79,3-86,6% CaCO₃ oraz 0,47-2,1% MgCO₃.

3. Głębokość 1356,00-1346,00 m. Są to naprzemianległe warstwy wapieni marglistych z wkładkami marglu, iłowca i iłokupku, często o teksturze falistej oraz warstwy wapiennych zlepów muszlowych, miejscami zawierających drobne otoczaki ciemnoszarego wapienia. W najniższej części tej serii, w zlepiach muszlowych bardzo licznie występują limy.

Z całej tej serii oznaczono Lima striata /Schloth./, Lima sp., Myophoria vulgaris Schloth., Myophoria sp., Hoernesia socialis /Schloth./, Enantiostreon sp., E. difforme /Schloth./. Miejscami w utworach tych nielicznie występują zęby i łuski ryb, okruchy skorupki Lingula sp., pojedynczo napotkano okruch kości kręgowca. Analizy chemiczne wapieni tej serii wykazały, że zawierają one od 78,1-94,9% CaCO₃ oraz 0,2-2,9% MgCO₃.

Analiza mikrofaunistyczna osadów dolnego wapienia muszlowego wykazała obecność tu jedynie nielicznych Ammodiscus sp. /patrz rozdz. "Mikrofauna w osadach triasu"/.

Opisane dwa niższe odcinki profilu wapienia muszlowego na podstawie korelacji z profilem otworu Magnuszew IG 1 /H. Senkowiczowa, 1972/ powiązane zostały z warstwami woliołkami, falistymi i żukowskimi Gór Świętokrzyskich łącznie. Na uwagę zasługuje tu fakt występowania w górnej części tego odcinka profilu /1362,25-1356,50 m/ licznych płaskich otoczek ciemnoszarych wapieni, bardzo charakterystycznych i powszechnie występujących w warstwach żukowskich.

Najwyższy odcinek /1356,0-1346,0 m/ profilu dolnego wapienia muszlowego Tłuszcz, zawierający w swoich spągowych partiach bardzo liczne limy, traktowany jest jako odpowiednik warstw z Lima striata z Gór Świętokrzyskich.

Granica między dolnym a środkowym wapieniem muszlowym zaznacza się w profilu omawianego otworu bardzo wyraźną zmianą chemizmu skały. Granica ta przebiega na głębokości 1346,2 m, na kontakcie wapienia marglistego o teksturze falistej i zawartości 81,6% CaCO₃ i 2,8% MgCO₃ /analiza z 1346,5 m/ z dolomitem marglistym mułowcowym o zawartości 46,2% CaCO₃ i 30,7% MgCO₃ /analiza z 1345,6 m/.

Wapień muszlowy środkowy

/1346,2-1340,0 m/

Utwory uznane za odpowiednik środkowego wapienia muszlowego mają w Tłuszczu miąższość około 6 m. Z odcinka tego uzyskano zaledwie 2 m rdzenia.

W części dolnej występuje tu dolomit marglisty, mułowcowy, zawierający nieliczne szczątki ryb, wyżej zaś margiel dolomitowy z laminami i wkładkami dolomitu marglistego, bez szczątków fauny.

Granica między środkowym a górnym wapieniem muszlowym jest tu trudna do ustalenia z uwagi na to, że cały górny wapień muszlowy jest dolomitowy, nie można więc stosować metody oddzielania od siebie tych

ogniów na podstawie zmian w chemizmie skał. Wykształcenie górnego wapienia muszlowego jest także na tyle nietypowe, że nie można tu nawiązać do żadnych istniejących schematów stratygraficznych. W tej sytuacji dolną granicę górnego wapienia muszlowego postawiono tu w miejscu pojawienia się w profilu materiału mułowcowego i mułowcowo-piaszczystego, tzn. około 1,5 m poniżej punktu pojawienia się w górnym wapieniu muszlowym szczątków małżów. Z uwagi na bardzo słaby uzysk rdzenia w tym odcinku profilu głębokość omawianej granicy określona została tylko w przybliżeniu.

Wapień muszlowy górny

/1340,0-1333,5 m/

Utwory uznane za odpowiadające górnemu wapieniowi muszlowemu mają tu 6,5 m miąższości, jest to więc miąższość równorzędna miąższości górnego wapienia muszlowego otworów Żebrak IG 1 i Magnuszew IG 1 /H. Senkowiowa, prace w druku/. Litologicznie profil ten jest jednak zupełnie odmienny.

W części dolnej /1340,0-1336,5 m/ są to naprzemianległe warstewki szarego marglu dolomitycznego, mułowcowego, dolomitu marglistego, mułowcowego oraz mułowca marglisto-dolomitycznego, a w części najniższej, skąd rdzeń jest bardzo skąpy, także mułowca piaszczystego dolomitycznego. W utworach tych miejscami występują nieliczne szczątki nieoznaczalnych małżów oraz pojedyncza warstewka przepełniona szczątkami żebów i żusek ryb i pokruszonymi skorupkami *Lingula* sp.

W części wyższej /1336,5-1333,5 m/ występuje bardziej jednolita warstwa dolomitu marglistego, mułowcowego, beżowoszarego i szarego z laminami i wkładkami dolomitycznego marglu mułowcowego, bez szczątków fauny.

Badania mikrofaunistyczne utworów górnego wapienia muszlowego wykazały jedynie obecność pojedynczych okazów *Ammodiscus* sp. - w najniższej części serii /O. Styk, praca w druku/.

Występowanie dolomitów i w ogóle utworów dolomitycznych w górnym wapieniu muszlowym na obszarze wschodniej i północno-wschodniej Polski nie jest przypadkiem odosobnionym. Wykształcenie górnego wapienia muszlowego w postaci serii dolomitycznej obserwujemy np. w otworze Nidzica, miejscami dolomitycznością charakteryzują się serie górnego wapienia muszlowego Ostrowi Mazowieckiej i Kętrzyna. Wkładki wapieni dolomitycznych i dolomitów występują prawdopodobnie także w górnym wapieniu muszlowym Żebraka, skąd nie mamy dostatecznego materiału rdzeniowego. Wydaje się więc, że wymienione wyżej otwory nie są izolowanymi punktami

o tak odmiennym wykształceniu górnego wapienia muszlowego, ale że obejmuje ono jednolity, dość znaczny, obszar związany z peryferyjną strefą rozprzestrzenienia górnego wapienia muszlowego. Granica między górnym wapieniem muszlowym i kajprem jest tu także bardzo trudna do ustalenia. Utwory wapienia muszlowego przechodzą w utwory kajpru dolnego w sposób ciągły, brak tu również zupełnie szczątków organicznych, które mogłyby pomóc w rozstrzygnięciu tego problemu. Granica ta została postawiona w pewnym stopniu umownie, na kontakcie marglu dolomitycznego zawierającego laminy dolomitu, z drobnoziarnistym szarym piaskowcem, analogicznym do utworów występujących w wyższej części kajpru. Nie jest jednak wykluczone, że przebiega ona nieco wyżej.

TRIAS GÓRNY

/1333,5-1171,1 m/

Anna SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA

Kajper dolny

/1333,5-1289,0 m/

Seria kajpru dolnego osiąga około 45 m miąższości. Uzysk rdzenia z odpowiadającego dolnemu kajprowi odcinka był niewielki, wynosi bowiem około 55,0%.

Część najniższą /1333,5-1320,0 m/ stanowią szare i szarozielone piaskowce i mułowce, miejscami dolomityczne lub wapieniste, zawierające wkładki iłowca oraz pojedyncze wkładki dolomitu i wapienia.

Wyżej /1320,0-1300,0 m/ występują żółtawe i brunatnawe piaskowce drobnoziarniste, tylko w pojedynczej warstwie średnioziarniste, miejscami zawierające smugi i wkładki ciemnoszarego iłowca i iłokupku. Spoiwo tych piaskowców zawiera większą niż niżej domieszkę wodorotlenków żelaza.

Najwyższą /1300,0-1289,0 m/ część kajpru dolnego stanowią szare i szarozielone, miejscami wiśniowe lub tylko z wiśniowymi plamami, iłowce i iłokupki z nielicznymi wkładkami i przejściami mułowcowo-piaszczystymi oraz miejscami ze skupieniami i wtrąceniami dolomitu.

W całej opisaney serii występują nieliczne pokruszone, zwęglone szczątki roślin, a w części najniższej także zachowane bardzo źle - w postaci ośródek nieoznaczalne małże. Analiza mikropaleontologiczna tych osadów nie wykazała obecności żadnych charakterystycznych szczątków organicznych. W dolnej części serii stwierdzono jedynie ułamki nieoznaczalnych megaspor.

Opisane osady zostały zaliczone do kajpru dolnego na podstawie ich litologicznego podobieństwa do innych profili tego ogniwa. Ich górna granica jest granicą erozyjną, na osadach kajpru dolnego leżą bowiem dopiero utwory retyku.

Ryszard DADLEZ

Retyk

/1289,0-1171,1 m/

Kompleks pstry gruzłowo-zlepieńcowy, częściowo piaskowcowy, leżący na głębokości 1289,0-1171,1 m /117,9 m miąższości/ zaliczony został do retyku wyłącznie na podstawie analogii litologicznych do sąsiednich profili - szczególnie do otworu Magnuszew. Przy podziale kompleksu dołączano się także do sąsiednich profili, opracowanych wcześniej przez A. Szyperko-Śliwczyńską /1961/.

Najniższy, 5-metrowy pakiet skalny retyku /1289,0-1284,0 m/ jest wątpliwego wieku i różni się litologicznie od skał podścielających i przykrywających. Nie jest pewne, czy pakiet ten nie należy jeszcze do kajpru, umieszczono go jednak w retyku przy założeniu, że obecne w nim warstwy ciemnoszarego iku są rezultatem rozmywania bezpośrednio starszych osadów.

Kolejny zespół warstw, prawie 15-metrowej miąższości /1284,0-1269,4 m/ składa się w górze z piaskowców wapnistych, częściowo zlepieńcowatych, ku dołowi przekładanych wiśniowym iłowcem i wreszcie przechodzących w taki sam iłowiec podścielony warstwą mułowca zawierającego drobne okruchy dolomitów i wapienia. Są to już skały o pokroju bardzo charakterystycznym dla platformowego retyku. Odpowiadają one zapewne kompleksowi 1 w profilu Magnuszewa.

Ponad nimi spoczywa dość gruby /24 m miąższości/ i jednolity pakiet różnobarwnych gruzłowych iłowców, miejscami przechodzących w typowe zlepieńce iłowe. Jest on zwieńczony 2-metrową warstwą zlepieńca zbudowanego z toczników ilastych i otoczków skał węglanowych /skała typu brekcji lisowskiej/, ponad którą występują iłowce pstre, częściowo zdolomitizowane. Całą tę część profilu /1269,4-1234,0 m/ skorelowano z kompleksem 2 w profilu Magnuszewa. Nadległą, ponad 8-metrową /1234,0-1225,5 m/ warstwę piaskowców częściowo mułowcowych można uważać za odpowiednik warstw piaskowcowych w kompleksie 3 profilu Magnuszewa.

Najwyższy kompleks /1225,5-1171,1 m/ zbudowany wyłącznie ze zlepieńców iłowych i iłowców gruzłowych, miejscami z domieszką żwirku

wapieni i dolomitów, odpowiada kompleksowi 4 z Magnuszewa. Fakt, że jest on tu cieńszy /ponad 50 m/ niż w Magnuszewie /prawie 80 m/ wynika z większego stopnia zniszczenia kompleksu. Przystropowa partia omawianego kompleksu w Tłuszczu /1177,2-1171,1 m/ jest częściowo odbarwiona, a iłowce w niej są glinkowate. Może to świadczyć o istnieniu przerwy, po osadzeniu i częściowym zerodowaniu kompleksu, w czasie której następowało jego wietrzenie. Wspomniana partia glinkowata wykazuje duże podobieństwo do utworów górnoretukowych, brak jednak jakichkolwiek megaspor uniemożliwia definitywne określenie wieku.

Opisanych kompleksów nie należy uważać za dokładnie jednoznaczne z kompleksami wydzielonymi przez A. Szyperko-Śliwczyńską /1961/. Została jedynie zwrócona uwaga na prawdopodobną identyczność swego rodzaju "poziomów przewodnich", szczególnie górnego kompleksu zlepieńców iłowych oraz obu poziomów piaskowcowych.

Olga STYK

MIKROFAUNA W OSADACH TRIASU

Mikrofauna występująca w wierceniu Tłuszcz IG 1 nie jest zbyt liczna, niemniej charakteryzuje ona stratygraficznie niektóre odcinki profilu /fig. 7/.

W próbkach z głębokości 1580,0-1570,0 m mikrofauny nie znaleziono, toteż wieku tych próbek nie można określić.

Wyższe próbki od głębokości 1565,0-1510,0 m pochodzą z dolnego pstrego piaskowca o czym świadczy występująca na tym odcinku mikrofauna. Zanotowano tu gatunki: *Lutkevichinella mazurensis* Styk, *Darwinula gołdapi* Styk, gatunki charakterystyczne dla osadów dolnego pstrego piaskowca. Występują tu również *Ostracoda* sp., *Darwinula* sp., *Clinocypris* sp. i *Hyperammia* sp.

Na odcinku profilu od głębokości 1510,0-1390,0 m poza oogoniami charofitów i nielicznymi zębami i łuskami ryb, innej mikrofauny nie znaleziono.

W próbkach od głębokości 1390,0-1375,0 m notuje się występowanie małżoraczków: *Darwinula* cf. *acmayica* Schl., *D. lenta* Schl., *Cytheris-sinella* ? *crispa* /Schl./, *Pulviella aralsorica* Schl. Powyższy zespół małżoraczków cytowany jest z baskunchakskiej serii dolnego triasu rejonu przykaspjskiego /A. Schlajfer, 1966/. Na terenie Polski gatunki te są znajdowane w osadach retu.

W próbce na głębokości 1370,0 m znaleziono otwornice *Pseudonodosaria* sp., *Pseudonodosaria obconica* /Reuss/ oraz małżoraczki *Paracypris*

⁹ Figura 7 znajduje się pod opaską na końcu książki.

pusilla /Kozur/. Są to gatunki, które mogą występować zarówno w osadach retu, jak i wapienia muszlowego.

W próbkach z głębokości 1355,0-1350,0 m i 1340,0 m występuje *Ammodiscus* sp. Są to okazy, nieopisywanego dotychczas, nowego gatunku, który znajdowany jest na obszarze Polski zwykle w osadach dolnego wapienia muszlowego.

Na odcinku profilu od głębokości 1330,0-1195,0 m stwierdzono w pojedynczych próbkach okaz *Trochammina* sp., *Spirillina* sp., /nie zaznaczone na tablicach/ oraz *Darwinula* sp. megaspory, nieliczne oogonie charofitów i zęby ryb. Występujące tu mikroszczątki nie precyzują wieku tej partii osadów.

J U R A

Ryszard DADLEZ

JURA DOLNA /LIAS/

/1171,1-1087,0 m/

Bardzo duże usługi przy rozpoziomowaniu utworów liasu w Tłuszczu oddała analiza megasporowa wykonana przez T. Marcinkiewicza. Profil Tłuszcza był niemal że pierwszym profilem liasu platformowego, który w zakresie tych badań dał niezłe rezultaty.

Najniższy, dobrze litologicznie wyodrębniony kompleks liasu /warstwy liwieckie/ /1171,1-1156,5 m/ ma około 15 m miąższości. Są to wzajemnie przewarstwiające się iłowce, częściowo glinkowate, od popielatych do ciemnobrunatnych, węgliste, podobne do nich mułowce, wreszcie bardzo drobnoziarniste, pylaste, czasem mułowcowe piaskowce. W całym kompleksie powszechna jest sieczka roślinna. W środkowej jego partii występują smugi, przerosty i jasnożółte konkracje ilasto-żelaziste. W partii przystropowej znaleziono megaspory *Nathorstisporites hoplitis* Jung świadczące, że omawiany kompleks można umiejscowić w odcinku hetang - dolny synemur. Pozostaje otwarty problem, czy reprezentuje on cały ten odcinek, czy też tylko jego dolne, ocalałe od erozji ogniwa /hetang/.

Kolejny kompleks /warstwy olsztyńskie dolne/ reprezentuje odrębny cykl sedimentacyjny /1156,5-1135,7 m/ około 21 m miąższości. Najniższe jego ogniwo /5 m miąższości/ składa się wyłącznie z różnoziarnistego, częściowo żwirkowego piasku kwarcowego. Pozostała, górna część kompleksu zbudowana jest głównie z piaskowców bardzo drobnoziarnistych, częściowo mułowcowych, przekładanych iłowcami i mułowcami szarobrazo-

wymi. W górnej partii kompleksu spotykane są dobrze zachowane korzeniowe partie roślin, a w mułowcu przystropowym smugi węgla. Cechy osadu, z wyjątkiem warstwy piaszczysto-żwirkowej, wskazują na bagienne środowisko jego powstawania. Parę metrów poniżej stropu kompleksu znaleziono *Horstisporites planatus* Marc., formę w zasadzie długowieczną, jednak najczęściej spotykaną w interwale górny synemur - domer. Nie pozwala ona zatem na dokładniejsze sprecyzowanie wieku kompleksu. Został on uznany za domerski. Jednak dalekie analogie z megacyklotemami liasu w jego pełnym rozwoju /R. Dadlez, 1969/ mogą prowadzić do wniosku, że cykl, o którym mowa odpowiada megacyklotemowi II obejmującemu górny synemur i karyks. Takie analogie należy jednak traktować z dużą ostrożnością.

Następny kompleks liasu osiąga blisko 40 m miąższości /1135,7-1097,0 m/ i jest również stosunkowo jednolitym, odrębnym cyklotemem sedimentacyjnym. Jego część dolną /warstwy olsztyńskie górne, 1135,7-1120,7 m/ stanowią piaskowce drobnoziarniste, tylko w górze bardzo drobnoziarniste i laminowane szarym iłem, w odcinku przystropowym zawierające spoiwo wapniste. W górnej części piaskowców znaleziono megaspore *Erlansonisporites sparassis* /Murr./ Pot., której rozkwit przypada na lias górny, ale która w pojedynczych egzemplarzach spotykana jest już w domerze /T. Marcinkiewicz, 1971/. Wydaje się więc pewne, że piaskowce te należą do domeru i odpowiadają dolnej części megacyklotemu III w pełnych profilach liasu.

Górna część omawianego kompleksu /warstwy ciechocińskie/ reprezentuje już bez wątpienia toars dolny. Znaleziono tu charakterystyczny zespół megaspor: *Minerisporites richardsoni* /Murr./ Pot., *Erlansonisporites sparassis* /Murr./ Pot., *Echitriteles hispidus* Marc. Wykształcenie tego ogniwa jest typowe. W dole /1120,7-1114,7 m/ dominują iłowce i łupki przeważnie szare, zwykle piaszczyste, z cienkimi wkładkami piaskowca, ze sferosyderytami w pobliżu stropu oraz z rizoidami i sieczką roślinną. Obecność spirytyzowanych szczątków roślin, podobnie jak wkładki piaskowca wapnistego w wyższym ogniwie przypomina osady ingresji morskich, które w podobny sposób wyrażone są w centralnej części basenu. Brak jednak na to bezpośrednich dowodów w postaci mikrofauny.

Pozostała partia górnego toarsu /1114,7-1097,0 m/ zbudowana jest z iłowców, łupków i mułowców szarozielonych, zazwyczaj piaszczystych, zawierających sferosyderyty i przewarstwionych białymi bądź zielonawymi, bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami. Występują tu dwie wkładki piaskowców wapnistych. W jednej z warstw napotkano esterie.

Najwyższy kompleks piaszczysty /warstwy boruciokie/ umiejscowiony został w górnym toarsie /1097,0-1087,0 m/.

Przejście ku górze w osady jury środkowej jest stopniowe. Prowadzenie granicy między jurą dolną a środkową jest więc pewnym uproszczeniem narzuconym przez brak kryteriów paleontologicznych.

Teresa MARCINKIEWICZ

Wyniki badań megasporowych liasu

W wyniku analizy stwierdzono obecność megaspor w próbkach z następujących głębokości /w m/:

1100,0	-	brak megaspor
1105,0	-	Minerisporites richardsoni /Murr./ Pot.
	-	Erlansonisporites sparassis /Murr./ Pot.
	-	Echitriletes hispidus Marc.,
1110,0	}	brak megaspor
1115,0		
1119,5	-	Minerisporites richardsoni /Murr./ Pot.
1120,0	-	Minerisporites richardsoni /Murr./ Pot.
1125,0	-	Erlansonisporites sparassis /Murr./ Pot.
1135,0	-	Horstisporites planatus /Marc./ Marc.
1140,0	}	brak megaspor
1145,0		
1150,0		
1155,0		
1160,0	-	Nathorstisporites hopliticus Jung
1166,0	}	brak megaspor
1170,0		
1173,0		

W niższej części badanego profilu liasowego znaleziono na głębokości 1160,0 m megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung. Megaspory ta w Polsce północno-zachodniej uchodzi za charakterystyczną dla warstw mechowskich, w których występuje często i bardzo licznie, określając ich wiek jako hetang i synemur dolny /T. Marcinkiewicz, 1971/.

Występujący wyżej *Horstisporites planatus* /Marc./ Marc. jest gatunkiem o stosunkowo długim zasięgu czasowym, znajdowanym w osadach górnego synemuru i pliembachu. Obecność tego gatunku na głębokości 1135,0 m może zatem sugerować ten właśnie wiek.

Megaspory stwierdzone na głębokości 1105,0-1225,0 m reprezentowane są przez liczne okazy *Minerisporites richardsoni* /Murr./ Pot. i

Erlansonisporites sparassis /Murr./ Pot. przy jednoczesnym udziale *E. hispidus* Marc. Wymienione gatunki wchodzi m. in. w skład zespołu megasporowego, uznanego za przewodni przede wszystkim dla osadów toarsu. Niektóre z tych gatunków bywają spotykane już w najwyższym pliembachu.

Zbliżony pod względem składu gatunkowego zespół megasporowy jest znany także z obszaru NRD /J. Rusbult, M. Petzka, 1964; N. Stoermer, E. Wienholz, 1967/, gdzie występuje w utworach dolnego toarsu.

Krystyna DAYCZAK-CALIKOWSKA

JURA ŚRODKOWA

/1087,0-1049,5 m/

W otworze Tłuszcz IG 1 przewiercono 37,5 m osadów, częściowo węglanowych, częściowo klastycznych, zaliczonych do jury środkowej. Profil litostratygraficzny tego kompleksu nie odbiega od typowego wykształcenia środkowej jury, obserwowanego powszechnie w południowej części platformy prekambryjskiej, tzn. na Podlasiu i Lubelszczyźnie.

Seria lądowa z okresowymi wpływami morskimi - niższy dogger ?

/1087,0-1073,5 m/

W polskiej części platformy prekambryjskiej granica pomiędzy osadami liasu i doggeru nie jest jednoznaczna, przebiega bowiem w obrębie jednolitej serii piaszczystej. We wszystkich pełnordzeniowych otworach wiertniczych w tej części Polski przyjmuje się ją w miejscu, gdzie kończą się białe piaskowce z florą /seria borucioka/, a rozpoczynają piaskowce brunatne, czasem w spągu żwirkowe. Zawierają one toczące i porwaki ciemnych mułowców, skał podścielających, a często koncentracje piaszczysto-pirytowe.

Na serię lądową składają się głównie piaskowce lub piaski mulaste, brunatne, zawierające wkładki lub laminy czarnych ilowców lub mułowców silnie ilastych. Miejscami pewne fragmenty serii lądowej przybierają charakter przekładańców ilasto-piaszczystych lub piaszczysto-ilastych. Dość charakterystyczną dla dolnej części tej serii jest obecność stosunkowo obfitej, drobnej, zwęglonej sieczki roślinnej. O okresowych wpływach morskich świadczyć może zarówno drobny, rozarty detryt fauny - głównie nieoznaczalne fragmenty skorupki małżów i ślimaków, jak również mikrofauna. W otworze Tłuszcz IG 1 W. Bielecka /1972/ oznaczyła z tego odcinka *Haplophragmoides concavus* /Chapm./, igły gąbek, kolce jeżowców i elementy szkieletowe szkarłupni. W innych wierceniach

Polski wschodniej, we wkładkach ilastych serii lądowej W. Bielecka stwierdziła obecność mikrofauny określającej wiek ingresji morskich na baton środkowy - kujaw górny.

Baton górny

/1073,5-1061,0 m/

Sedymentacja morskich osadów środkowej jury rozpoczęła się w rejonie Tłuszcza, podobnie jak na całej prawie polskiej części platformy, z wyjątkiem jej skrajnie wschodnich obszarów, już w poziomie Oecotraustes heterocostatus. Osady tego poziomu /1073,5-1068,3 m/ rozpoczynają się zlepieńcem transgresywnym, zbudowanym z mułowcowo-ilastego spoiwa, w którym tkwią toczące piaskowców i żwiry kwarcowe w otoczkach limonitowych, konkrecje limonitowe oraz detrytus gruboskorupowych małżów. Osady tego poziomu wykształcone są w całości jako utwory klastyczne, a mianowicie łupki mułowcowo-ilaste z przemazami piaszczystymi i piaski mulaste z detrytem zwęglonej flory.

Poziom Oecotraustes paradoxus /1068,3-1063,0 m/ rozpoczyna również warstwę zlepieńca o spoiwie mułowcowo-ilasto-syderyticznym z oolitami. Jest on złożony z obtoczonych żwirów kwarcowych, otoczków rdzawych, oolitowych piaskowców wapnistych i obtoczonych kawałków zwęglonego drewna. Obecność zlepieńców śródformacyjnych w górnym batonie obserwuje się powszechnie nie tylko na obszarze platformy prekambryjskiej, ale również w centralnej i zachodniej części basenu sedymentacyjnego /K. Dayczak-Calikowska, 1967/, przy czym zlepienie śródformacyjne poziomu Oecotraustes paradoxus stanowią z zasady dobry wskaźnik korelacyjny o znaczeniu regionalnym. Ku górze zlepieniec przechodzi w kruchy wapień organodetrytyczny, piaszczysty, brunatny, z obficie rozproszonym pyłem limonitowym.

W poziomie Clydonoceras discus /1063,0-1061,0 m/ występują dolomity szare z pizolitami i konkrecjami limonitowymi, w spągu zlepieńcowate, przechodzące ku górze w piaskowce wapnisto-dolomityczne, drobnoporowate, z domieszką chlorytu. Piaskowce te stanowią odpowiednik facjalny piaskowców lub wapieni chlorytowych, występujących w poziomie Clydonoceras discus na znacznym obszarze Niżu Polskiego.

Wykształcenie facjalne osadów górnego batonu nie sprzyja zachowaniu się szczątków makrofauny w stanie nadającym się do oznaczenia. Jednakże mikrofauna określa wiek osadów, zawartych na głębokości 1073,5-1061,0 m jako baton. W. Bielecka, patrz rozdz. "Mikrofauna osadów jurajskich" /oznaaczyła stąd: Haplophragmoides concavus /Chapm./, Lenticulina muens-

teri /Roem./, Astacolus varians /Born./, Trocholina conica /Schlumb./ oraz przewodnią dla osadów batonu Conorboides cf. paulus Pazdro. W świetle tych danych batoński wiek omówionych wyżej osadów nie ulega wątpliwości.

Kelowej

/1061,0-1049,5 m/

W wierceniu Tłuszcz IG 1 przewiercono pełny profil kelowej. Poziom Macrocephalites typicus /1061,0-1054,4 m/ wykształcony jest głównie w postaci kruchego zlepieńca żwirowo-piaszczysto-wapiennego, przepełnionego detrytem fauny. Ku górze przechodzi on w wapień piaszczysty. Facja zlepieńcowa w najniższym kelowej wiąże się niewątpliwie z regresją, która zaznaczyła się w poziomie Macrocephalites typicus. Epikontynentalny basen środkowojurajski skuroczył się w tym czasie znacznie, a rejon Tłuszcza znalazł się w strefie przybrzeżnej /K. Dayczak-Calikowska, 1967; K. Dayczak-Calikowska, J. Kopik, 1971/.

Poziom Sigaloceras calloviense /1054,4-1053,1 m/ rozpoczyna się cienką warstwą muszlowca, który ku górze szybko przechodzi w rdzawy wapień piaszczysto-krynoidowy z pizolitami limonitowymi. W tym czasie następuje ponowny, powolny rozwój transgresji kelowej.

W górnym kelowej nastąpił potężny impuls transgresywny, który doprowadził do ponownego zalania całej polskiej części platformy prekambryjskiej już w poziomie Kosmoceras jason. Osady tego poziomu wykształcone są jednolicie w całej wschodniej Polsce w postaci wapieni piaszczystych, często zlepieńcowatych, ze żwirami kwarcowymi. Są one przepełnione pizolitami limonitowymi, skorupowymi konkrecjami limonitu, zawierają także liczne gruboskorupowe małże i ramienionogi. W Tłuszczu osiągają 0,7 m miąższości /1053,1-1052,4 m/. Poziomy Kosmoceras pollux i Kosmoceras duncani reprezentowane są w tym otworze przez warstwę wapieni krynoidowych, grubokrystalicznych, piaszczystych, o barwie rdzawej, zawierających nieoznaczalne gruboskorupowe małże. Wapień ten jest zawarty w interwale 1052,4-1049,5 m.

Mikrofauna w osadach kelowej jest nieliczna i reprezentowana głównie przez długowieczne Lenticulina muensteri /Roem./, Astacolus varians /Born./ i Lenticulina ex gr. quenstedti /Gümb./ Tylko Lenticulina pseudocrassa /Mjatl./ dokumentuje wiek warstw, występujących na głębokości 1052,4-1049,5 m, jako kelowej ewentualnie najniższy dywez. Granicę górną środkowej jury przyjęto na głębokości 1049,5 m, to znaczy w tym miejscu profilu, gdzie kończy się mikrofauna kelowej. Powyżej tej granicy pojawiają się już mikroorganizmy oksfordzkie.

Kompleks jasnych wapieni organodetrytycznych, częściowo drobnooolitowych, /1049,5-1016,4 m/ uznaje T. Niemczycka, na podstawie wykresów krzywych z pomiarów geofizycznych /patrz rozdz. "Jura górna"/, za jurę środkową. Pogląd taki jest o tyle niesłuszny, że jak dotąd podstawy biostratygraficznego podziału jury nie zostały nigdzie podważone, wręcz przeciwnie, coraz częściej, przy ograniczonym rdzeniowaniu, stratygrafię opracowuje się na podstawie mikrofauny. Tymczasem T. Niemczycka neguje wartość opracowania mikropaleontologicznego jury z tego odcinka otworu Tłuszcz IG 1.

Jak wynika z opracowania W. Bieleckiej załączonego w dalszej części opracowania, w próbkach z głębokości 1047,5-1040,0 m pojawiają się otwornice *Nodobacularia bulbifera* Paalz. i *Saccorhiza ramosa* /Brady/ uznane powszechnie za przewodnie dla oksfordu nie tylko Polski niżowej, ale również całej Europy. Obydwa te gatunki rozpoczynają swój rozwój w górnych partiach "newizu", a maksimum ich rozwoju przypada na "argow" /fide W. Bielecka, O. Styk, 1968/. Możliwość przypisania tym próbkom niewłaściwej głębokości należy wykluczyć, ze względu na dobry pobór rdzenia w tym odcinku profilu. Wapienie organodetrytyczne z głębokości 1049,5-1040,0 m zalicza W. Bielecka do dolnego oksfordu.

Wyżej leżące wapienie organodetrytyczne zawarte w granicach 1040,0-1016,4 m, występujące w profilu bezpośrednio pod wapieniami gąbkowymi uznaje W. Bielecka za oksford środkowy. Mikrofauna jest już nieco bogatsza, przy czym występują tu zarówno otwornice, jak i małżoraczki. Zakres występowania stwierdzonych również w tym interwale *Nodobacularia bulbifera* Paalz. i *Saccorhiza ramosa* /Brady/ omówiłam poprzednio. Oprócz tych gatunków pojawiają się jeszcze *Citharina flabellata* /Gümb./, występujący od górnego "newizu" po dolną część "rauraku", oraz małżoraczki *Bairdia* sp. nr 1650 in Oertli i *Lophocythere multicostata* Oertli, cytowane z osadów "argowu" i "rauraku" Polski i zachodniej Europy /fide W. Bielecka, załączone opracowanie oraz W. Bielecka, O. Styk, 1968/. Wszystkie wymienione gatunki wzbogacone o dalsze formy przewodnie lub charakterystyczne dla środkowego oksfordu kontynuują się ku górze i występują w bezpośrednio nadległych wapieniach gąbkowych dolnego oksfordu według wydzielenia T. Niemczyckiej.

Granica pomiędzy jurą środkową i górną ustalana na ogół konsekwentnie przez T. Niemczycką na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny w spągu wapieni gąbkowych, w świetle dotychczasowego rozpoznania epikontynentalnego basenu oksfordzkiego jest całkowicie błędna. Jak dotąd, jest faktem bezspornie stwierdzonym, że facja gąbkowa w Polsce charakteryzuje głównie oksford środkowy - "argow", i górną część dolnego oksfor-

du - "newiz" /J. Dembowska, 1964; L. Malinowska, 1965/. Granica pomiędzy jurą środkową i górną, ustalana przez T. Niemczycką, sugeruje zatem istnienie w tym obszarze /Podlasie i Lubelszczyznę/ niczym nieuzasadnionej luki pomiędzy kelowejem a środkowym oksfordem - "argowem", lub górnym "newizem" wykształconym w facji gąbkowej. Luka ta obejmowałaby zatem "dywez" i znaczną część "newizu" /K. Dayczak-Calikowska, 1965/. Istnienie tej luki jest oczywiście całkowicie nieuzasadnione, o czym świadczy istnienie osadów dolnego oksfordu udokumentowanych amonitami w tych rejonach Lubelszczyzny, gdzie występuje warstwa bulasta. Obejmuje ona bądź kelowej górny /Warszawa IG 1/, bądź kelowej i "dywez" /Kock IG 1, Żyrzyn IG 1, Okrzeja 1/ lub wreszcie tylko "dywez" /Kock IG 2/. Ponadto występowanie ponad wapieniami krynoidowymi newizu, newizyjskiej biohermy gąbkowej z *Cardioceras* sp. /cf. *cordatum* Sow./, *Euspidoceras* sp., *Perisphinctes* sp. sp. zostało stwierdzone przez L. Malinowską /1965/ w odsłonięciu Przepaść 2 w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Należy również bardzo mocno podkreślić, że w obszarach bezpośrednio przyległych do obszaru Podlasia i Lubelszczyzny /Białowieża, wyniesienie mazurskie, niecka warszawska, północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich/ wyróżnia się wszystkie ogniwa dolnego i środkowego oksfordu, przy czym lateralna zmienność facji poszczególnych ogniw nie jest dla nikogo zaskoczeniem, lecz jest zupełnie oczywista.

W świetle tych danych i na podstawie danych biostratygraficznych jedynie słuszne jest ustalenie granicy pomiędzy jurą środkową i górną w wierceniu Tłuszcz IG 1 na głębokości 1049,5 m. Natomiast wapienie organodetrytyczne, krynoidowe z głębokości 1049,5-1016,4 m uznać należy za lubelsko-podlaską fację dolnego i środkowego oksfordu, mikropaleontologicznie dobrze udokumentowanego.

Granica przyjmowana dotychczas przez T. Niemczycką pomiędzy jurą środkową i górną jest granicą pomiędzy karotażowo odmiennymi kompleksami wapieni marglistych, gąbkowych i porowatych wapieni krynoidowych, natomiast nie jest granicą stratygraficzną.

Teresa NIEMCZYCKA

JURA GÓRNA

/1016,4-775,0 m/

Utwory górnajurajskie występują w omawianym otworze na głębokości 1016,4-775,0 m. Leżą one w ciągłości sedymentacyjnej na utworach środ-

kowojurajskich, a przykryte są przez utwory dolnej kredy. Miąższość jury górnej w omawianym wierceniu wynosi 241,0 m. Utwory jurajskie były w pełni rdzeniowane, przy czym uzysk rdzenia był na ogół dobry /fig. 6/¹⁰.

Wyniki pomiarów geofizycznych wykonanych w otworze na odcinku występowania utworów jurajskich są stosunkowo dobre i stanowią podstawę do korelacji tych utworów z analogicznymi utworami jurajskimi występującymi w wierceniach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie /fig. 8/.

Profil litologiczny został sporządzony na podstawie obserwacji makroskopowych, badań pod binokulem skały świeżej oraz badań reziduum otrzymanego w wyniku rozproszenia skały w 10% HCl. Jednocześnie zostały wykorzystane wyniki analiz chemicznych wykonanych przez Głównie Laboratorium Chemiczne Instytutu Geologicznego oraz analiza petrograficzna wykonana przez K. Radlicza. W Zakładzie Stratygrafii Instytutu Geologicznego zostały przeprowadzone badania nad fauną występującą w omawianych osadach. Oznaczenia makrofauny zostały dokonane przez L. Karczewskiego, mikrofauny przez W. Bielecką.

Przy rozważaniach stratygraficznych wzięto pod uwagę oprócz fauny, także wykształcenie litologiczne osadów, analogie wyraźnie występujące między utworami jury w omawianym otworze wiertniczym i utworami jury w otworach Łochów IG 2 i Łochów IG 1 oraz ogólne rozważania sedymentacyjne i paleogeograficzne. Przy wyznaczaniu dolnej granicy utworów górnojurajskich zasadnicze znaczenie miały wyniki uzyskane z wiercenia Łochów IG 2, gdzie w spągu dolnego oksfordu występuje warstwa bulasta z fauną amonitową "dywezu".

Oksford dolny

/1016,4-1005,0 m/

Utwory oksfordu dolnego rozpoczyna 10 cm warstwa wapienia piaszczysto-dolomitowego, glaukonitowego, barwy zielonawoszarej, zawierającego drobne próżnie po faunie. Na niej leży 80 cm warstwa krystalicznego, cukrowatego dolomitu jasno- i ciemnoszarego, plamistego, nieco glaukonitowego, w spągu - na odcinku 3 cm, zlepieńcowatego.

Wyższa część dolnego oksfordu reprezentowana jest przez organodetrytyczne wapienie gąbkowe szarobiałe, przerośnięte cukrowatym dolomittem, zawierające niebieskawe czerty.

Opisany typ litologiczny jest charakterystyczny dla większej części Niżu Polskiego, a szczególnie na obszarze Lubelszczyzny i Podlasia, dla utworów dolnego oksfordu /T. Niemczycka 1964, 1965, L. Malinowska 1963, 1965/.

¹⁰ Figura 6 znajduje się pod opaską na końcu książki.

Najniższa wapienno-piaszczysta warstwa z glaukonitem reprezentuje zapewne utwory dywezu, wyższa, organodetrytyczna, gąbkowa, nieco dolomitowa - utwory newizu.

Takich sugestii stratygraficznych dostarcza również materiał wiertniczy z najbliższego bo około 3 km oddalonego otworu Łochów IG 2 /fig. 8/¹¹. W otworze tym, na analogicznych jak w omawianym wierceniu wapieniach keloweju leży charakterystyczna warstwa bulasta/około 30 cm/ złożona z wapienia gąbkowego z licznym glaukonitem i zawierająca połamane i bezładnie ułożone amonity *Quenstedtoceras ex gr. mariae* /d'Orb./, *Peltoceras* sp., *Peltoceras athleta* Phill., *Perisphinctes* sp. /oznaczenia L. Malinowskiej/.

Wymieniona fauna amonitowa zupełnie jednoznacznie wyznacza granicę między osadami jury środkowej i górnej w spągu warstwy bulastej. Takiej warstwy zlepieńcowatej w otworze Tłuszcz IG 1 na kontakcie oksfordu i keloweju brak, a jej odpowiednik stanowi 10 cm warstewka wapienia piaszczystego z glaukonitem /fig. 6/. Nie jest wykluczone, że podobna warstwa zlepieńcowata w otworze Tłuszcz IG 1 została po prostu rozwiercona, w marszu bowiem z głębokości 1019,5-1016,4 m, w którym przypada granica między utworami jury środkowej i górnej, uwiercono 3,5 m, a wydobyto 3,0 m, a więc 0,5 m zostało w trakcie wiercenia zniszczone. Skały zlepieńcowate "dywezu", jako najmniej związane, były najbardziej narażone na zniszczenie.

Nie przesądzając jednak obecności zlepieńcowatej warstwy glaukonitowej w spągu oksfordu otworu Tłuszcz IG 1 słuszne wydaje się postawienie granicy między kelowejem i oksfordem na głębokości 1016,4 m /według pomiarów geofizycznych 1023,0 m, fig. 8/. Wymaga to specjalnego podkreślenia, innych bowiem sugestii dostarcza fauna otwornicowa. Według W. Bieleckiej /fig. 9/ do głębokości 1049,5 m występują gatunki charakterystyczne jeszcze dla utworów górnej jury.

Opierając się w rozważaniach stratygraficznych na wymienionej faunie otwornicowej, należałoby przyjąć granicę między utworami oksfordu i keloweju na głębokości 1049,5 m, tzn. w obrębie jednolitego kompleksu wapieni krynoidowych nie wykazujących, jak wynika z badań petrograficznych /opracowanie petrograficzne A. Teofilak/ zróżnicowania litologicznego. Jedynie w górnej części tego kompleksu występuje jako domieszka piryt, podczas gdy w niższej części - limonit. Wyznaczając granicę oksfordu i keloweju zgodnie z wskazaniami fauny otwornicowej, należałoby także przyjąć zwiększenie miąższości oksfordu środkowego i dolnego w otworze Tłuszcz IG 1 o 33,1 m w stosunku do miąższości w otworze Łochów IG 2 i przyjąć jednocześnie, że niższa

¹¹ Figura 8 znajduje się pod opaską na końcu książki.

część oksfordu w omawianym otworze rozwinięta jest jako wapienie krynoidowe /fig. 8/.

Zmienność facjalna utworów jurajskich, w tym i oksfordu, znana jest dość szeroko na Niżu Polskim, na obszarze mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej /R. Dadlez, J. Dembowska, 1965; J. Dembowska, 1962, 1967, 1970; L. Malinowska, 1960, 1965; T. Niemczycka, 1961, 1964, 1970; A. M. Żelichowski, 1961/. Znane jest z Jury Krakowsko-Częstochowskiej oboczne przechodzenie wapieni gąbkowych w wapienie krynoidowe oraz występowanie bioherm gąbkowych oddzielonych od siebie wapieniami krynoidowymi /L. Malinowska, 1965/. W przypadku obszaru między otworami Tłuszcz IG 1 i Łochów IG 2 - taka sytuacja wydaje się mało prawdopodobna. Wapienie krynoidowe z otworu Tłuszcz IG 1 nie stanowiłyby bowiem odpowiednika biohermy gąbkowej w otworze Łochów IG 2 ponieważ podobne biohermy występują w obu otworach /fig. 8/. Byłyby one zatem elementem dodatkowym, który nie ma swego odpowiednika w otworze Łochów IG 2. Nie wydaje się prawdopodobne aby odpowiednik ten stanowić mogła 30-centymetrowa warstwa bulasta, w obrębie której detrytyczny materiał krynoidowy nie występuje.

Rozważania nad rozwojem litologicznym utworów jurajskich w otworach Tłuszcz IG 1 i Łochów IG 2 oraz analiza miąższościowa skłaniają raczej do przypuszczeń, że odpowiadające sobie litologicznie, w obu wymienionych wierceniach, wapienie krynoidowe są jednego wieku i nimi właśnie kończy się profil środkowojurajski. W otworze Łochów IG 2 jest to oczywiste, w otworze Tłuszcz IG 1 jest to sytuacja najbardziej prawdopodobna. Wyda się, że wynika to również z analizy porównawczej profilu utworów całej jury, występujących w otworach Tłuszcz IG 1, Łochów IG 2 i IG 1 /fig. 8/.

Można tu jeszcze raz podkreślić, że na obszarze Niżu Polskiego, tam gdzie utwory jury górnej są rozwinięte w facji węglanowej, profil górnojurajski rozpoczynają wapienie margliste, margle albo dolomity margliste scyflowe lub zawierające igły gąbek i wyraźnie wzbogacone w glaukonit. Przechodzą one ku górze w wapienie gąbkowe z czertami i wapienie koralowcowe. W spągu takich właśnie utworów występuje niekiedy warstwa bulasta /otwory Warszawa IG 1, Łochów IG 2, Grodzisko 5, Wańki 2, Podborowiska 1, Kruszyniany 1-5, Kock IG 1, Żyrzyn IG 1, Parczew IG 1, Cieszanów 1/, zawierająca amonity dolnego oksfordu lub keloweju. Często są to amonity obu wymienionych pięter przemieszane ze sobą /T. Niemczycka, 1971; J. Znosko, 1968/.

Podobny rozwój utworów górnej jury występuje często na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej i na obszarze mezozoicznego obrzeżenia Gór

Świętokrzyskich /L. Malinowska, 1965, 1971; S. Z. Różycki, 1953/. Profil górnojurajski, w spągu którego występuje tam warstwa bulasta z fauną "dywezu" i keloweju, rozwinięty jest w swej najniższej części jako margle gąbkowe lub margle z igłami gąbek, przechodzące ku górze w wapienie gąbkowe z czertami i wyżej w wapienie koralowcowe. Ten charakterystyczny rozwój utworów jury górnej skłania do zajęcia przedstawionego poprzednio stanowiska.

Obecność otwornic *Nodobacularia bulbifera* Paalz., *Saccorhiza ramosa* Brady, *Citharina flabellata* Gümb. w utworach krynoidowych /1016,4-1049,3 m/ jest zastanawiające. Być może, że otwornice te mają jednak szerszy zasięg stratygraficzny, niż się dotąd przyjmowało. Jest to bardzo prawdopodobne, okazuje się bowiem coraz częściej, że pewne gatunki fauny uważane w swoim czasie za przewodnie mają zasięgi szersze. Można tu wymienić gatunek *Lacunosella cracoviensis* /Qu./ /L. Malinowska, 1960/ i *Septaliphoria astieriana* d'Orb. /S. Z. Różycki, 1948, 1953; M. Wiśniewska-Żelichowska, 1971; A. Wierzbowski, 1964/. Dotyczy to również takich gatunków otwornic, jak *Spirillina tenuissima* Gümb., *S. polygyrata* /Gümb./, *Patellinella cristinae* Bielecka, *Textularia jurassica* Gümb., *Astacolus comptula* Schwager. Sądziło się, że zasięg ich występowania nie przekraczał "rauraku" /W. Bielecka, O. Styk, 1967, 1968/. W tej chwili wiadomo, że występują one również w najwyższym oksfordzie razem z amonitami *Idoceras laxevolutum* /Font./ i *Ringsteadia* /*Ringsteadia*/ *caliginosa* /Schneid./ /M. Wiśniewska-Żelichowska, 1971/. Podobnej zmianie uległ zasięg otwornicy *Tolypammina* sp., ograniczony w swoim czasie tylko do "argowu" i "rauraku" /W. Bielecka, O. Styk, 1967, 1968/. Otwornice *Tolypammina* sp. zostały bowiem stwierdzone w otworze Ciepeliów IG 1 w osadach dolnego oksfordu zawierających amonity *Taramelliceras* cf. *bukowski* /Siem./ /W. Bielecka, 1964; T. Niemczycka 1970/.

Na wyraźną zmienność zasięgów stratygraficznych szeregu gatunków otwornic uważanych dotąd za przewodnie wskazują analizy makro- i mikrofauny występującej w osadach oksfordu wiercenia Międzychód IG 1 /W. Bielecka, 1972; J. Dembowska, 1972/. W opracowaniu mikrofaunistycznym utworów jurajskich z tego wiercenia W. Bielecka pisze: "Szereg gatunków otwornic typowych dla dolnego oksfordu przechodzi do środkowego, a nawet występuje dość licznie w dolnej części górnego oksfordu". A w innym miejscu: "*Spirillina tenuissima* Gümbel - forma spotykana w całym oksfordzie w wierceniu Międzychód IG 1, na innych obszarach ma zasięg występowania ograniczony do osadów górnego oksfordu".

Wynika z tego, że jest możliwe aby gatunki *Nodobacularia bulbifera* Paalz., *Saccorhiza ramosa* Brady i *Citharina flabellata*

Gümb. miały zasięg stratygraficzny szerszy niż ten, który się im obecnie przypisuje.

Oksford środkowy

/1005,0-898,0 m/

Utwory środkowego oksfordu reprezentowane są przez dwie serie litologiczne. Serię dolną stanowią wapienie organodetrytyczne, gąbkowe, szarobiałe, drobnoziarniste, kruche, mikroporowate, miejscami ozertowato skrzyżmionkowane. Podstawowy materiał tych wapieni stanowi detryt gąbek, wśród którego występują nieco większe ich fragmenty. Obok gąbek dość liczne są koralowce, tworzące budowle kolonijne lub występujące osadniczo. Podrzędnie w wapieniach tych występuje fauna brachiopodów, małżów i jeżowców. Wyższa seria środkowego oksfordu reprezentowana jest przez wapienie koralowcowe, zbudowane z koralowców występujących na ogół kolonijnie. Wapienie koralowcowe mają barwę białą, są kruche, porowate, miejscami mają charakter brekcyjowy. Dość licznie występuje w nich fauna brachiopodów, małżów, członów krynoidów, szczątki jeżowców. Właśnie z tą serią związane są takie gatunki, jak: *Septaliphoria astieriana* /d'Orb./, *S. cf. astieriana* /d'Orb./, *Lithophaga cf. inclusa* Phill. oraz gatunkowo nieokreślone limy, pekteny, terebratule, rynchonelle, zeillerie, septaliforie. Wśród wymienionej fauny nie ma gatunków przewodnich. Gatunek *Septaliphoria astieriana* /d'Orb./, uważany za przewodni dla utworów "rauraku" /S. Z. Różycki, 1948, 1953/, cytowany jest także z poziomu *Perisphinctes wartae* /J. Samsonowicz, 1934/, poziomu *Idoceras planula* /M. Wiśniewska-Żelichowska, 1971/ i poziomu *Suteneria platynota* /A. Wierzbowski, 1964/.

Fauna otwornicowa reprezentowana jest przez stosunkowo duży zespół otwornic charakterystycznych na Lubelszczyźnie dla środkowego oksfordu /W. Bielecka, patrz rozdział następny/. Istnieje duża trudność w wyznaczeniu górnej granicy utworów środkowego oksfordu w omawianym wierceniu. W. Bielecka /fig. 9/ stawia ją na głębokości 960,0 m. W ten sposób przypada ona w obrębie tego samego zespołu mikrofauny. Nowy zespół mikrofaunistyczny, reprezentowany przez gatunki *Haplophragmoides canui* Cush., *Quinqueloculina jurassica* Biel. Styk, *Vernoniella cf. anglica* Cush., pojawia się na głębokości 849,0 m. Mikrofaunistyczna granica powinna więc przypadać na głębokości pojawienia się nowego zespołu faunistycznego /fig. 9/.

Przy braku fauny o jednoznacznej wartości stratygraficznej ważnymi elementami przy analizie stratygraficznej są analiza paleogeografi-

czna i miąższościowa. W przypadku utworów jurajskich omawianego wiercenia skłania ona do przyjęcia górnej granicy środkowego oksfordu na głębokości 898,0 m.

Oksford górny

/898,0-775,0 m/

Utwory górnego oksfordu reprezentowane są przez białe wapienie pelitowe i oolitowo-pizolitowe, nie odbiegające swym charakterem litologicznym od osadów tego wieku na większej części Niżu Polskiego. W omawianym otworze są to skały słabo zwięzłe, kruche, pylaste, miejscami kredowate, nielaminowane. Wśród nich występują dość liczne warstwy wapieni koralowcowych. Podrzędnie w opisanych skałach występuje detryt wapienny i organiczny. Często skały pocięte są stylolitami, wykazują ślady rozmyć i działalności skałotoczy.

Oprócz drobnego detrytu organicznego w opisanych utworach występują dające się oznaczyć rodzajowo a niekiedy i gatunkowo małże, ślimaki i brachiopody. Z oznaczonych gatunkowo można wymienić *Nerinea lorteti* Cosmm., *N. mariae* d'Orb., *Nerinea elatior* d'Orb., *Ptygmatis cf. curmontensis* Lor., *Ptygmatis cf. bruntrutana* /Thurm./, *Septaliphoria pinguis* /Roem./, *Trigonia cf. reticulata* Agas. Trzy pierwsze gatunki charakterystyczne są dla utworów górnego oksfordu, pozostałe znane są także z utworów niższego oksfordu i kimerydu /L. Karczewski, 1960, 1965; A. Wilczyński, 1962/.

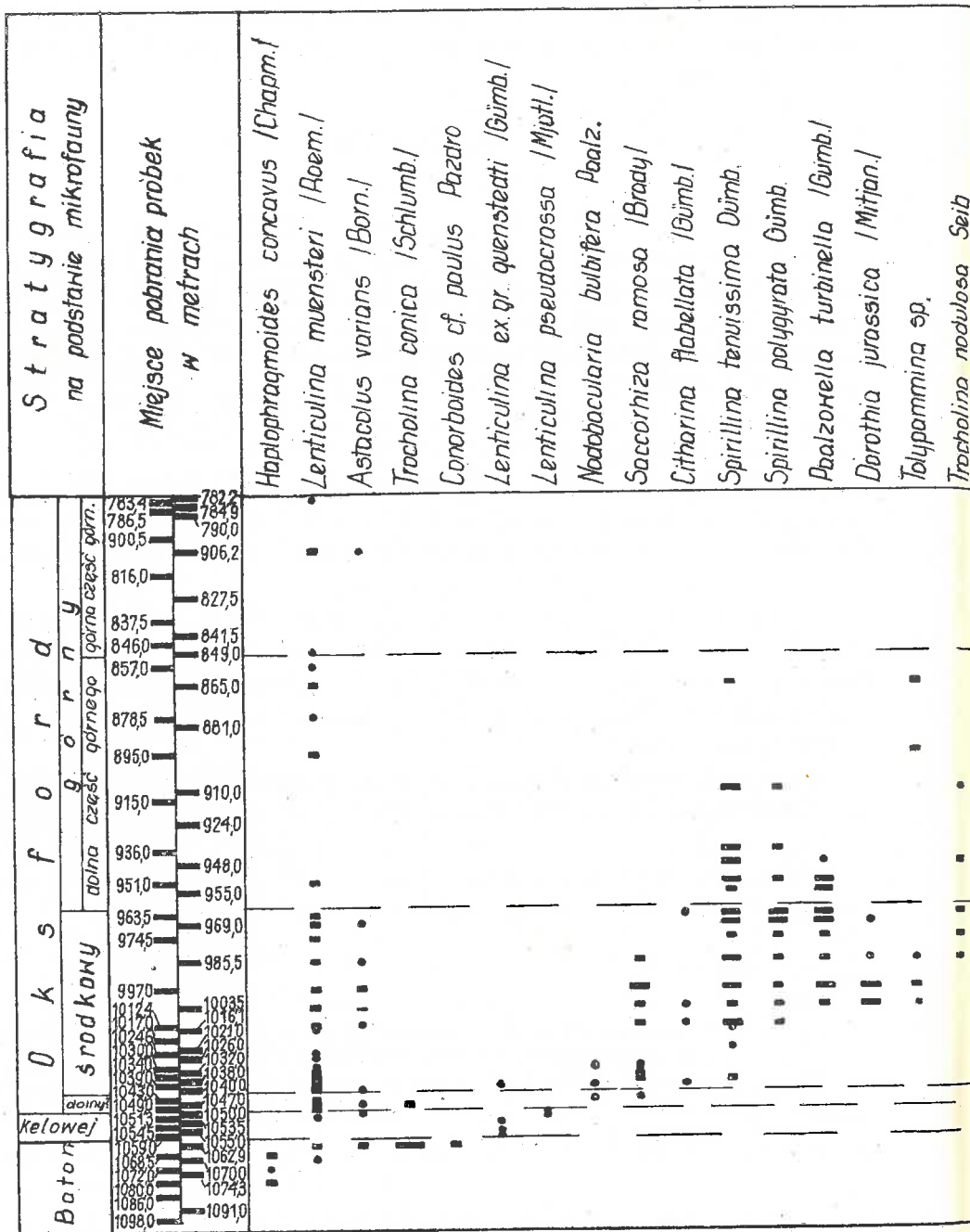
Mikrofauna reprezentowana jest przez gatunki *Haplophragmoides canui* Cush., *Quinqueloculina jurassica* Biel. et Styk., *Pseudocyclammina jaccardi* /Schrodt/. *Nantiloculina oolithica* Mohl.

Utwory oksfordu stanowią najwyższe ogniwo jurajskie w omawianym otworze. Na ich zerodowanej powierzchni leżą utwory kredy.

Leon KARCZEWSKI

Uwagi o faunie i stratygrafii górnej jury

Fauna wiercenia Tłuszcz to przede wszystkim ślimaki i małże, występujące w niektórych partiach bardzo licznie. Ślimaki reprezentowane są głównie przez rodzinę *Nerineidae* z takimi rodzajami, jak *Ptygmatis*, *Nerinea*, *Pseudonerinea* i *Nerinea*. Małże z rodzajów *Ctenostreon*, *Lima*, *Lithophaga* i inne są równie liczne jak ślimaki, jednakże nie stanowią tak charakterystycznego zespołu. Takie gatunki ślimaków, jak; *Ptygmatis bruntrutana* /Thurm./, *Ptygmatis curmontensis* /Lor./, *Nerinea lorteti*



Liczba okazów: • 1 — 2-4 — 5-16 — 17-40 x występuje

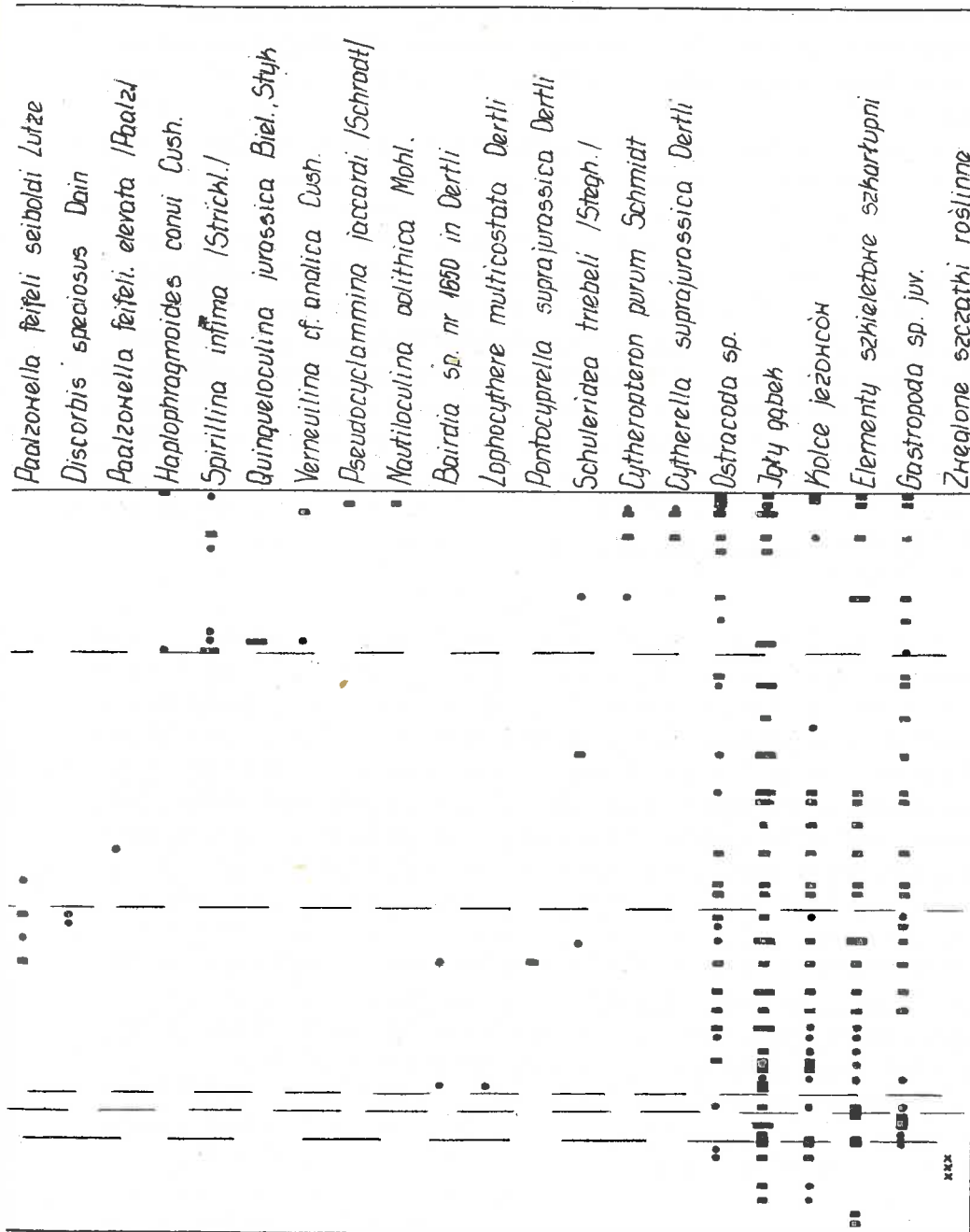


Fig. 9. Rozprzestrzenienie mikrofauny w osadach jurajskich wiercenia Tłuszcz IG 1 /według W. Bieleckiej, 1972/

Cosm., N. mariae d'Orb. itd. są typowe i charakterystyczne dla oksfordu. Gatunki te znane są z oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz z oksfordu w wierceniach z Lubelszczyzny, Polski północnej i środkowej.

W wierceniach Tłuszcz ślimaki te występują od głębokości 782,5 m do 889,0 m i wskazują na najwyższe partie oksfordu. Poniżej, od 895,0 m do 1018,8 m, występuje mieszana fauna małżów, brachiopodów, koralowców oraz nieliczne szczątki jeżowców. Na uwagę zasługują tu niektóre gatunki brachiopodów, takie jak *Septaliphoria astieriana* d'Orb./, *S. pinguis* Roem./, *Zeilleria* sp., znane z utworów oksfordu zarówno w wierceniach, jak i z odsłonień w Górach Świętokrzyskich, z Jury Krakowsko-Częstochowskiej i jury Pomorza. Ponadto dla utworów, w których występuje *S. astieriana* d'Orb./ charakterystyczne są koralowce, kolce jeżowców, wtrącenia krzemieni itp. Poniżej występują nieoznaczalne małże.

Wanda BIELECKA

MIKROFAUNA OSADÓW JURAJSKICH

Z utworów jurajskich profilu wiercenia Tłuszcz IG 1 zbadano metodą mikropaleontologiczną 60 próbek dostarczonych przez K. Dayczak-Calikowską i T. Niemożycką. 14 próbek pochodziło z osadów jury środkowej z głębokości 1096,0-1049,0 m, a pozostałe 36 próbek z osadów jury górnej z głębokości 1049,0-782,2 m. W osadach piaszczystych mikrofauna była bardzo uboga, a w próbkach z głębokości 1096,0 m nie znaleziono ani otwornic, ani małżoraczków, stwierdzono tu jedynie pojedyncze elementy szkieletowe szkarłupni. Nieco wyżej na głębokości 1080,0-1068,5 m występowały nieliczne *Haplophragmoides concavus* Chapm./ oraz zwęglone szczątki roślin. *Haplophragmoides concavus* Chapm./ znany jest z osadów jury środkowej, nie notowany był jednak dotąd w oksfordzie na obszarze Polski. Obecność w badanych utworach zwęglonych szczątków roślinnych nasuwa przypuszczenie, iż mogłyby to być osady batonu, w których często znajdują się tego rodzaju mikroskamieniałości.

W wapieniach piaszczysto-detrytycznych na głębokości 1062,9 m zanotowano nieco więcej otwornic /fig. 9/. Były to: *Lenticulina muensteri* Roem./, *Astacolus varians* Born./, *Trocholina conica* Schlumb./ oraz *Conorboides cf. paulus* Pazdro. Jednoczesne występowanie dwu ostatnio wymienionych gatunków wskazuje na osady batonu. Gatunek *Trocholina conica* Schlumb./ znany jest począwszy od batonu do oksfordu właściwie, *Conorboides paulus* Pazdro zaś występuje wyłącznie w batonie

/O. Pazdro, 1969/ i tym samym określa jako baton wiek badanej próbki. Powyżej, w wapieniach organodetrytycznych, krynoidowych, na odcinku profilu od głębokości 1058,0-1053,5 m, znaleziono nieliczne *Lenticulina muensteri* Roem./ i *L. ex gr. quenstedti* Gümb./, które to gatunki mogą występować zarówno w osadach batonu, jak i keloweju.

Wyżej w wapieniach organodetrytycznych, na głębokości 1051,5 m oraz 1050,0 m występowały *Lenticulina muensteri* Roem./ i *L. pseudo-crassa* Mjatl./. Ten ostatni gatunek jest bardzo charakterystyczny dla osadów keloweju i dokumentuje wiek próbek jako kelowej /W. Bielecka, 1965, W. Bielecka, O. Styk, 1968/.

W wapieniach organodetrytycznych, miejscami dolomitycznych oksfordu mikrofauna była bardzo uboga. W próbkach na odcinku profilu od głębokości 1049,0-1031,0 m występowały nieliczne *Lenticulina muensteri* Roem./, *Astacolus varians* Born./, *Trocholina conica* Schlumb./, *Lenticulina ex gr. quenstedti* Gümb./. Wszystkie wymienione gatunki mogą być znajdowane jednocześnie zarówno w młodszych osadach jury środkowej, jak i w oksfordzie. Wraz z nim znaleziono jednak inne otwornice, które z kolei są charakterystyczne dla osadów oksfordu, są to: *Nodobaculularia bulbifera* Paalz., *Saccorhiza ramosa* Brady/, *Citharina flabellata* Gümb./ i *Spirillina tenuissima* Gümb. Obecność w zespole *Nodobaculularia bulbifera* Paalz. zawęża określenie wieku badanych osadów do górnej części dolnego oksfordu lub oksfordu środkowego. W tych bowiem osadach facji węglanowej, na obszarze Polski niżowej w wielu profilach znajdowany był gatunek *Nodobaculularia bulbifera* Paalz. /W. Bielecka, O. Styk, 1967, 1968/. Znaleziono na głębokości 1038,0 m małżoraczki *Lophocythere multicostata* Oertli i *Bairdia* sp. nr 1650 in Oertli sugerują, że przynajmniej począwszy od tej głębokości występują już osady środkowego oksfordu. Wymienione gatunki cytowane są bowiem przez H. J. Oertli'ego /1959/ z osadów "argowu-rauraku" Szwajcarii, Francji i NRF.

W próbkach na odcinku profilu od głębokości 1026,0-1016,1 m mikrofauna była bardzo uboga. Zanotowano tu tylko pojedyncze *Lenticulina muensteri* Roem./ i *Spirillina tenuissima* Gümb./. Natomiast w próbkach pobranych z wapieni organodetrytycznych z czertami, na odcinku od głębokości 1012,4-963,0 m, zespół otwornic stawał się liczniejszy. Występowały tu: *Lenticulina muensteri* Roem./, *Astacolus varians* Born./, *Saccorhiza ramosa* Brady/, *Citharina flabellata* Gümb./ *Spirillina tenuissima* Gümb., *S. polygyrata* Gümb., *Paalzowella turbinella* Gümb./, *P. feifeli seiboldi* Lutze, *Dorothia jurassica* Mitjan./, *Tolypammina* sp., *Trocholina nodulosa* Seib. i *Discorbis speciosus* Dain. Cały ten zespół

otwornic razem wzięty charakteryzuje osady środkowego oksfordu. Wprawdzie większość wymienionych gatunków może przechodzić również i do niższych partii górnego oksfordu, lecz jednocześnie występowanie *Dorothia jurassica* /Mitjan./ wraz z *Tolypammina* sp. i z *Discorbis speciosus* Dain dokumentuje dodatkowo wiek danych próbek na środkowy oksford. Należy przy tym podkreślić, że brak jest w tym zespole otwornic gatunków, które występują wyłącznie w górnym oksfordzie.

Na głębokości 985,5 m zanotowano małżoraczki *Bairdia* sp. nr 1650 in Oertli oraz *Pontocyprella* suprajurassica Oertli. Ten ostatni gatunek znany jest z osadów "argowu-rauraku" Francji i Szwajcarii /H. J. Oertli, 1957, 1959/ oraz Polski /W. Bielecka, O. Styk, 1968/. Biorąc pod uwagę wszystkie przytoczone dane mikrofaunistyczne można sądzić, iż w profilu otworu Tłuszcz IG 1 od głębokości 1038,0 do 963,0 m występują osady środkowego oksfordu.

W wapieniach organodetrytycznych, przyrafiowych, miejscami oolitowych, od głębokości 955,0-865,0 m stwierdza się znacznie mniej liczny zespół otwornic, co charakteryzuje zazwyczaj niższe partie górnego oksfordu /W. Bielecka, 1960/. W wapieniach tych zanotowano *Lenticulina muensteri* /Roem./, *Spirillina tenuissima* Gümb., *S. polygyrata* Gümb., *Paalzowella turbinella* /Gümb./, *Tolypammina* sp., a w niższych partiach *Trocholina nodulosa* Seib., *Paalzowella feifeli seiboldi* Lutze oraz *P. feifeli elevata* /Paalz./. Jest to zespół otwornic, który może być znajdowany zarówno w osadach środkowego oksfordu, jak i w niższych partiach górnego. Brak jednak w zespole gatunków *Dorothia jurassica* /Mitjan./ oraz *Discorbis speciosus* Dain, które są typowe dla środkowego oksfordu, może wskazywać, iż próbki od głębokości 955,0-863,0 m pochodzą już z niższych partii górnego oksfordu. Obecność *Tolypammina* sp. na głębokości 895,0 i na głębokości 865,0 m nie przeczy temu określeniu wieku, gdyż forma ta liczniej występuje w środkowym oksfordzie, a w mniejszej ilości egzemplarzy bywa znajdowana również w niższej partii górnego oksfordu /W. Bielecka, O. Styk, 1968/.

W wapieniach pelitycznych oraz w wapieniach detrytyczno-oolitowych od głębokości 849,0-782,2 m występuje odmienny zespół otwornic. Nie spotyka się tu już otwornic charakteryzujących niższe partie górnego oksfordu. Pojawiają się natomiast nowe gatunki, które w większości są typowe dla wyższych partii górnego oksfordu lub też znane są również z osadów kimerydu. W próbce na głębokości 849,0 m znaleziono *Haplophragmoides canui* Cush. o zasięgu występowania górny oksford - dolny kimeryd oraz *Spirillina infima* /Strickl./ - gatunek notowany począwszy od wyższych partii górnego oksfordu do portlandu włącznie.

Na głębokości 847,0 m występuje dość licznie *Quinqueloculina jurassica* Biel. et Styk - gatunek typowy dla wyższych partii górnego oksfordu /W. Bielecka, O. Styk, 1966, 1968/. Na tej głębokości oraz na głębokości 790,0 m stwierdzono kilka okazów *Verneuilina* cf. *anglica* Cush., który to gatunek znajdowany był w wyższych partiach górnego oksfordu w wielu profilach na obszarze Polski, np. w otworach Radzyń, Żebrak itd. W próbce z głębokości 786,9 m zanotowano obecność *Pseudocyclammina jaccardi* /Schrodt/, gatunku charakterystycznego dla wyższych partii górnego oksfordu /W. Bielecka, W. Pożaryski 1954; W. Bielecka, O. Styk, 1968/. Jak widać w przytoczonych danych mikrofaunistycznych osady od głębokości 849,0-782,0 m mają stosunkowo dobrą dokumentację mikropaleontologiczną, wskazującą na wyższą część górnego oksfordu.

K R E D A I P A L E O C E N

Sylwester MAREK

KREDA DOLNA BEZ ALBU GÓRNEGO

/775,0-726,5 m/

W otworze Tłuszcz IG 1 kreda dolna /miąższości 50 m/ reprezentowana jest przez utwory walanżynu górnego, hoterywu dolnego i górnego oraz barremu - albu środkowego. Brak zatem dolnej części profilu neokomu, a mianowicie beriasu, oraz walanżynu dolnego i środkowego.

Rozpoziomowania stratygraficznego, a częściowo także i wydzieleń litologicznych, dokonano na podstawie krzywych pomiarów geofizycznych oraz przez analogię do profilu kredy dolnej niecki warszawskiej.

Walanżyn górny, którego osady stanowią w otworze Tłuszcz IG 1 najstarsze ogniwo neokomu, są wyrazem nowej transgresji neokomskiej połączonym z jednoczesnym pogłębieniem się zbiornika sedymentacyjnego. Przekraczają one bowiem zasięg występowania walanżynu środkowego wzdłuż całej brzeżnej strefy platformowej. Walanżyn górny miąższości 3,5 m, leżący wprost na jurze wykształcony jest w postaci piaskowców i mułowców z glaukonitem i ze spirytyzowanymi szczątkami flory. W rejonie Warszawy dominują mułowce ze zlepionkami muszlowcowo-syderytycznymi ze skupieniami limonitu. Utwory charakteryzuje tam obfity detryt małżów, ramienionogów i amonitów.

Hoteryw dolny w otworze Tłuszcz IG 1 reprezentują piaskowce o miąższości 8,5 m i mułowce z przewarstwieniami ilastymi, z glaukonitem i pyłem węglowym. Jak wynika z analizy regionalnej, hoteryw dolny jest

kontynuacją morskiego reżimu zapoczątkowanego w walanżynie górnym. Osady hoterywu dolnego na obszarze platformowym wykazują spośród utworów neokomskich największe rozprzestrzenienie i ku wschodowi sięgają aż po linię Olsztyn - Szczytno - Łochów - Kołbiel.

Hoteryw górny miąższości 27 m reprezentują dwa kompleksy litologiczne, dolny i górny.

Kompleks dolny hoterywu górnego ma 18 m miąższości i wykształcony jest w postaci piaskowców drobnoziarnistych, miejscami przekątnie warstwowych, z detrytem węglowym i nielicznym glaukonitem. Są to osady przybrzeżne, być może częściowo śródlądowe i wskazują one na wyraźne spłyconie zbiornika sedimentacyjnego w dolnej części hoterywu górnego.

Kompleks górny hoterywu górnego miąższości 9 m tworzą piaski i piaskowce na ogół bardzo drobno- i drobnoziarniste, mułkowate, z domieszką glaukonitu i substancji węglistej, ze smugami i przemazami ilastymi. Górna część profilu hoterywu górnego wykazuje nawrót wyraźnego reżimu morskiego.

Barrem - alb środkowy miąższości 11 m reprezentowany jest przez piaski i piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, z dość licznym glaukonitem, z fragmentami zwęglonego drewna, miejscami ze smugami i przemazami ilastymi. Są to osady płytkiego morza szelfowego. Stanowią one nowy cykl transgresji dolnokredowej, przekraczającej obszar rozprzestrzenienia neokomu na całym Niżu Polskim.

Aleksandra KRASSOWSKA

ALB GÓRNY, KREDA GÓRNA I PALEOCEN

Utwory kredowe w wymienionym otworze nie były w pełni rdzeniowane. Na odcinku 205,0-490,0 m rdzeń pobierany był co 25 m. Poniżej głębokości 490,0 m zastosowano pełne rdzeniowanie.

Stratygrafia kredy w omawianym otworze została oparta na przesłankach makrofaunistycznych, mikrofaunistycznych i litologicznych z uwzględnieniem wyników profilowania geofizycznego.

Kreda z otworu Tłuszcz IG 1 pod względem paleontologicznym opracowana została w Zakładzie Stratygrafii Instytutu Geologicznego. Makrofaunę paleocenu oznaczył i określił wiekowo E. Woźny, a kredy S. Cieśliński. Oznaczoną faunę wprowadzono do szczegółowego profilu. Podział kredy na podstawie otwornic opracowała E. Witwicka. Płytki cienkie opisane były równolegle przez autorkę i przez M. Harapińską-Depciuch, która wykonała opracowanie petrograficzne osadów kredy.

T a b e l a 3

Charakterystyka utworów albu górnego, kredy górnej i paleocenu

Okres	Płétro	Podpłétro	Poziom	Miąższość	W m	Wykształcenie	Przewodnia i charakterystyczna makrofauna: Paleocen wg E. Woźnego Kreda wg S. Cieślińskiego	Charakterystyczna mikrofauna wg E. Witwickiej	Mastrycht górny - paleocen				
									Mastrycht górny - paleocen				
KREDA GÓRNA	Kampian	górny	górny	139,8	94,0	Kreda pisażąca w dole z krzemieniami	Brak fauny		Mastrycht	Mastrycht górny	górny	górny	górny
TRZECIORZĘD	Płétro	górny	górny	167,4	126,4	Kreda pisażąca marglistą z krzemieniami Wapień marglisty kredopodobny	Hoploscaphites cf. constrictus /Sow./	Ostrea reussi Netsch. Ostrea nikitini Arch. Crassatella montensis Cosm.	Mastrycht	Mastrycht górny	górny	górny	górny
TRZECIORZĘD	Płétro	górny	górny	8,6		Margle piaszczyste z glaukonitem i drobnymi fosforitami, podgrzędnie geza wapnista W dole geza wapnista glaukonityczna z drobnymi fosforitami	Ostrea reussi Netsch. Ostrea nikitini Arch. Crassatella montensis Cosm.		Mastrycht	Mastrycht górny	górny	górny	górny

T a b e l a 3 / c.d./

Okręg	Pléetro	Podpléetro	Poziom	Męszkość w m	Wykształcenie	Przewodnia i charakterystyczna makrofauna: Paleocen wg E. Woźnego Kreda wg S. Cieślińskiego	Charakterystyczna mikrofauna wg E. Witwickiej
KREDA GÓRNA	Santon	Górnny	89,2	71,2	Kreda piaszcząca z laminami i warstewkami marglu z krzemieniami. Wapienie margliste z laminami i wkładkami marglu, z krzemieniami	Santon	Stensioina pommerana Brotzen Globotruncana formica Plummer Brak przewodniej mikrofauny
				35,0	Wapienie z laminami marglu, stylolitami i czerstami		
	Konlak	dolny	17,0	35,0	Wapienie margliste z laminami i warstewkami marglu	Konlak	Stensioina exsculpta /Reuss/ Stensioina praeexculpta /Keller/
				19,0	Wapienie z laminami i warstewkami marglu z pojedynczymi krzemieniami		
	Turon	Górnny	74,8	53,0	Wapienie kredopodobne, kreda piaszcząca i wapienie z oligosteginami, z laminami i warstewkami margli, ze stylolitami, ze śladami rozpuszczenia, z krzemieniami	Górnny	Stensioina praeexculpta /Keller/ Stensioina polonica Witwicka Anomalina berthelini Keller Globotruncany z grupy lapparenti
				2,8	W stropie powierzchnia rozpuszczenia Wapien inoceramowy ze śladami rozpuszczenia		
	Turon	dolny	74,8	53,0	Wapienie kredopodobne, kreda piaszcząca i wapienie z oligosteginami, z laminami i warstewkami margli, ze stylolitami, ze śladami rozpuszczenia, z krzemieniami	Górnny	Stensioina praeexculpta /Keller/ Stensioina polonica Witwicka Anomalina berthelini Keller Globotruncany z grupy lapparenti
				2,8	W stropie powierzchnia rozpuszczenia Wapien inoceramowy ze śladami rozpuszczenia		
	Santon	Górnny	89,2	71,2	Kreda piaszcząca z laminami i warstewkami marglu z krzemieniami. Wapienie margliste z laminami i wkładkami marglu, z krzemieniami	Santon	Stensioina pommerana Brotzen Globotruncana formica Plummer Brak przewodniej mikrofauny
				35,0	Wapienie z laminami marglu, stylolitami i czerstami		

KREDA DOLNA	Alb	Górnny		ok. 1,5	Margle piaszczyste z glaukonitem i z drobnymi fosforytami Brak rdzenia Piaszki kwarcowe różnoziarniste z drobnymi fosforytami	Alb najwyższy cenoman najniższy	Aucellina sp. Brak fauny	Cenoman cz. najniższa	Anomalina berthelini Keller Lingulogavelinella formosa /Brotzen/ Gavelinella cenomana /Brotzen/ oraz Rotalipora reicheli Mornod Anomalina berthelini Keller Lingulogavelinella formosa /Brotzen/ Gavelinella cenomana /Brotzen/ nica /Brotzen/ Lingulogavelinella formosa /Brotzen/ oraz Gavelinella varsoviensis Gawor-Biedowa Gavelinella cenomana /Brotzen/ nica /Brotzen/ Gavelinella varsoviensis Gawor-Biedowa Brak mikrofauny
			28,2	4,0	Margle żupliwe /0,2 m/ i wapienie margliste Wapienie z rozslanymi włóknami inoceramów Wapienie inoceramowe Wapienie inoceramowe marglisto-piaszczyste z drobnymi fosforytami Brak rdzenia		Inoceramus sp. Inoceramus cf. etheridgei Woods Inoceramus cf. virgatus Schlüt. Inoceramus crippesi Mant.	cz. najwyższa	Anomalina berthelini Keller Lingulogavelinella formosa /Brotzen/ nica /Brotzen/ Lingulogavelinella formosa /Brotzen/ oraz Gavelinella varsoviensis Gawor-Biedowa Brak mikrofauny

T a b e l a 4

Zawartość CaCO_3 , MgCO_3 , P_2O_5
w osadach kredy górnej i paleocenu
w % wag.

Stratygrafia		Głębokość w m	CaCO_3	MgCO_3	P_2O_5
Trze- ciórzed	Paleocen	205,9	45,1	2,1	
		206,5	55,0	2,2	
		208,3	44,7	2,1	
Kreda górna	Mastrycht górny	209,0	82,6	4,9	
		238,7	82,6	2,0	
		238,8	78,0	7,4	
		240,0	74,9	8,4	
		267,0	76,4	0,47	
		271,8	72,4	1,2	
		298,0	82,3	1,2	
		299,8	70,2	1,6	
		303,1	81,5	0,64	
		330,5	78,8	0,30	
		333,6	78,8	0,44	
	Mastrycht dolny	362,4	79,1	0,71	
		362,7	80,3	0,20	
	Kampan górny	393,0	91,2	<0,1	
		422,5	93,1	1,8	
		465,0	93,1	<0,1	
	Kampan dolny	491,0	96,2	0,91	
		503,8	95,8	<0,1	
		506,2	17,6	3,3	
		509,6	95,5	0,10	
		512,2	95,1	0,57	
	Santon	520,4	94,1	0,78	
		521,4	62,6	1,6	
		527,3	89,9	0,72	
		537,2	83,3	0,94	
		539,6	91,5	0,24	
		545,8	86,1	0,81	

T a b e l a 4 /c.d./

Stratygrafia		Głębokość w m	CaCO_3	MgCO_3	P_2O_5
Kreda górna	Santon	547,5	72,8	1,2	
		553,4	58,3	0,51	
		555,4	73,6	1,7	
		559,4	83,3	1,2	
		567,0	82,2	0,20	
		575,3	85,3	0,88	
		587,2	90,4	0,64	
		596,8	93,7	0,61	
		603,2	70,4	1,2	
	Koniak	611,6	87,4	1,2	
		618,4	86,8	2,7	
	Turon górny	629,5	93,7	0,41	
		633,0	52,3	2,1	
	Turon dolny	642,5	98,0	0,17	
		653,2	96,5	0,37	
		681,0	98,0	0,94	
		694,4	95,9	0,74	0,11
	Cenoman	696,9	74,0	2,3	
		697,3	87,4	1,8	0,25
		697,7	97,4	0,67	0,17
		706,2	94,7	0,74	
		710,2	94,5	0,12	
		711,3	88,2	0,84	0,45
		719,6	96,5	<0,1	
		720,1	94,3	0,13	
		721,2	95,3	0,40	
		722,7	94,7	0,27	0,15
		723,2	87,7	0,94	

Tabela 3 opracowana przez autorkę przedstawia charakterystykę osadów albu górnego, kredy górnej i paleocenu oraz porównanie występującej w nich mikro- i makrofauny. W celu dokładnego określenia skał, wykonano 57 płytek cienkich oraz 58 analiz chemicznych na zawartość CaCO_3 , MgCO_3 i 5 na zawartość P_2O_5 . Analizy chemiczne w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego wykonali: A. Ablewski, H. Laskowska, A. Mikołajczyk, Z. Załuska. Wyniki analiz zestawione są w tabeli 4.

Alb górny

/726,5-725,0 m/

Osady albu górnego powstałe w wyniku rozprzestrzeniającej się ku wschodowi transgresji rozpoczętej w okresie barrem - alb środkowy są reprezentowane przez piaski różnoziarniste z drobnymi fosforytami, piaskowce margliste /których tu nie wydobyto bo rdzeń był rozkruszony/ i margle piaszczyste. Zawierają one piasek kwarcowy i glaukonitowy oraz drobne fosforyty.

Margiel piaszczysty z fosforytami i z *Aucellina* sp. został zaliczony do albu górnego, podobnie jak w innych wierceniach Polski środkowo- i południowo-wschodniej. Podział ten został oparty na pracy S. Cieślińskiego z 1959 r. W warstwie tej E. Witwicka znalazła *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa, która jest charakterystyczna dla albu i cenomanu dolnego oraz *Gavelinella cenomanica* /Brotzen/ przewodnia dla cenomanu, lecz spotykana i w najwyższym albie /E. Gawor-Biedowa, 1972/. Do albu górnego zostały zaliczone również leżące niżej piaski różnoziarniste z fosforytami.

Cenoman

/725,0-696,8 m/

Osady węglanowe zapoczątkowane w albie górnym w sposób ciągły przechodzą do cenomanu. Najniższą znaną warstwę tworzy wapien marglisty, 0,4 m miąższości, inoceramowy, piaszczysty z glaukonitem i kwarcem, zawierający w dolnej części drobne fosforyty wielkości około 2 cm. Jest to warstwa przejściowa od skał terygenicznych do skał czysto węglanowych, z których zbudowany jest cały cenoman. Facja wapieni inoceramowych rozprzestrzenionych na całej Lubelszczyźnie panuje również w Tłuszczu. Występują tu wapienie o strukturze organodetrytycznej, w większej części zbudowane z włókien inoceramowych. Zawartość węglanu wapnia wynosi ponad 95%. Bardzo mały procent stanowi materiał terygeniczny. Kwarc we frakcji aleurytowej w sposób ciągły można śledzić do

głębokości około 719 m, wyżej już tylko sporadycznie. Glaukonit natomiast obserwuje się w całym profilu pionowym cenomanu. W wyższej części występują liczne laminy i warstewki zielonego marglu świadczące o częstych, krótkotrwałych zmianach w sedimentacji - być może - spowodowanych działalnością prądów dennych /W. Pożaryski, in: Regionalna Geologia Polski, 1956/.

Cenoman został udokumentowany makrofaunistycznie następującymi formami: *Inoceramus crippsi* Mant., I. cf. *etheridgei* Woods oraz I. cf. *virgatus* Schlüt. Oprócz tego znaleziono *Syncyclonema orbicularis* Sow. charakterystyczną dla cenomanu.

Na podstawie otwornic piętro to jest dobrze udokumentowane obecnością *Gavelinella cenomanica* /Brotzen/. E. Witwicka na podstawie *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa wydzieliła jego część najniższą, a na podstawie obecności *Rotalipora reicheli* Mornod część najwyższą.

Granica między turonem i cenomanem ustanowiona została na przesłankach mikro- i makrofaunistycznych.

Na wykresach profilowania geofizycznego osady cenomanu w otworze Tłuszcz IG 1 mają bardzo charakterystyczny obraz, cechujący się wysokimi oporami. W stropie cenomanu występuje wyraźna wkładka marglista.

Miąższość cenomanu w tym otworze jest duża i wynosi 28,2 m.

Turon

/696,8-622,0 m/

Wapienie inoceramowe utrzymują się jeszcze w turonie dolnym niższym. Zawierają one nadal sporadyczne ziarna glaukonitu. Charakterystyczne są dla nich częste powierzchnie rozpuszczania wapieni pokryte warstewkami zielonego marglu, w których to niekiedy występują płaskie otoczaki wapienia białego.

Nad nimi osadziły się czyste wapienie białe ze stylolitami i nieregularnymi laminami zielonych margli. W ich dolnej części występują często wyługowane powierzchnie wapieni, pokryte laminą zielonego marglu. Zawartość węglanu wapnia wynosi około 98%. Przechodzą one w białą kredę piszącą, a następnie w wapienie białe, lekko mażące, średnio twarde - obie skały z krzemieniami, ze stylolitami, z laminami i wkładkami jasnoszarego marglu. Krzemienie są czarne i występują nierównomiernie w kształcie dużych, nieregularnych, bulastych konkrecji.

W płytkach cienkich do głębokości około 641 m obserwuje się liczne oligosteginy. Występują one w turonie dolnym podobnie jak w otworze Magnuszew IG 1 /A. Krassowska, 1972/.

Turon jako piętro udokumentowany został mikro- i makrofaunistycznie. Granica między turonem a cenomanem przyjęta została na głębokości 695,9 m, ponieważ na głębokości 695,3 m znaleziony został *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., a w próbce z głębokości 696,9 m znaleziony został zespół mikrofauny charakterystycznej dla wyższego cenomanu. Granica postawiona została w dole wapienia inoceramowego, który leży na marglu.

Na podstawie danych makrofaunistycznych udało się wydzielić turon dolny niższy - labiatusowy, którego miąższość wynosi 2,8 m oraz turon dolny wyższy udokumentowany formą *Inoceramus lamarcki* Park. Granicę między turonem dolnym niższym i wyższym autorka przyjmuje na głębokości 694,0 m tam, gdzie kończy się wapień inoceramowy. W otworze Tłuszcz IG 1 nie znaleziono wcale fauny przewodniej dla turonu górnego.

Na głębokości 642,5 m występuje odosobniony okaz *I. lamarcki* Park. Ponieważ forma ta często przechodzi do najniższej części turonu górnego /S. Cieśliński, 1960/, można przyjąć, że omawiany okaz znajduje się na pograniozu między turonem górnym i dolnym. Przypuszczalnie więc turon górny zaczyna się na głębokości około 641,0 m.

Na podstawie charakterystycznego zespołu mikrofauny udokumentowany został turon. Poziom "alfa", bardzo cienki, nie ma tu form przewodnich.

Granica między turonem a emszerem wyznaczona na podstawie mikrofauny przez E. Witwicką na głębokości 617,1 m została obniżona do 622,0 m, gdyż na głębokości 621,5 m występuje *Inoceramus involutus* Sow., a znaleziona w próbce z 620,0 m mikrofauna występuje zarówno w turonie, jak i w emszerze.

Koniak

/622,0-605,0 m/

Piętro to wykształcone jest w postaci wapieni marglistych, białych, dość miękkich, laminowanych zielonym marglem, z pojedynczymi warstewkami zielonych margli z nielicznymi czertami. Zawartość węgla wapnia w wapieniach wynosi około 87%.

Koniak wydzielony został na podstawie *Inoceramus involutus* Sow. Oprócz tego znalezione zostały liczne, płaskie, grube skorupy inoceramów.

Santon

/605,0-515,8 m/

W santonie dolnym występują wapień z laminami zielonego marglu, ze stylolitami i czertami.

W santonie górnym najgrubszą warstwę tworzy wapień marglisty, miejscami kredowaty, biały, plamisty, miejscami smugowany, z laminami lub wkładkami margli jasnoszarzielonych, z czertami i pojedynczymi krzemieniami. W górze występuje kreda piszcząca biała, z krzemieniami, z licznymi laminami i kilkoma warstewkami zielonego marglu. Z makrofauny S. Cieśliński oznaczył jedynie *Inoceramus* sp. - typ santoniński oraz *Inoceramus ex gr. patootensis* Lor.

Na podstawie otwornic udokumentowany został emszer /wg podziału niemieckiego/, który w myśl obserwacji przeprowadzonych w otworze Magnuszew IG 1 obejmuje koniak i santon dolny /wg podziału francuskiego - A. Krassowska, 1972/. Różnice między tymi podziałami uwidocznione zostały na tabeli 3.

Emszer udokumentowany został na podstawie obecności *Stensiöina praeexsculpta* /Keller/ i *Stensiöina exsculpta* /Reuss/. W otworze Tłuszcz IG 1 występuje on na głębokości 622,0-587,0 m i jest dość cienki /35,0 m/. Santon wydzielony na podstawie otwornic osiąga miąższość 71,2 m. Według E. Witwickiej santon niższy w tym otworze jest bardzo cienki.

Kampan

/515,8-376,0 m/

Osady kredy piszczącej zapoczątkowane w santonie dominują przez cały okres kampanu. Jest to kreda piszcząca biała, porowata, z pojedynczymi wkładkami marglu grubości 1 cm, z licznymi krzemieniami. Krzemienie są czarne, w kształcie nieregularnych buł. W kampanie dolnym zawartość węgla wapnia wynosi około 95,5%, a w górnym maleje do 91%.

Makrofauny przewodniej dla kampanu nie znaleziono wcale. Piętro to wydzielone i podzielone zostało na podstawach mikropaleontologicznych /patrz rozdz. "Stratygrafia kredy górnej na podstawie mikrofauny"/. Granicę między santonem i kampanem wyznacza pojawienie się *Cibicides involuta* Reuss. Granicę między kampanem dolnym i górnym wyznacza *Gavellinella stelligera* /Marie/. Ze względu na bardzo niski uzysk rdzenia na tym odcinku granica ta przyjęta została umownie na głębokości około 470 m.

Mastrycht

/376,0-208,6 m/

W mastrychoie dolnym i częściowo górnym występują wapienie margliste, kredopodobne i kreda pisząca marglista oraz podrzędnie, margle. Są to skały o węglanowości 75-83%, o strukturze pylastej lub zbliżonej do pylastej. W górnej części mastrychtu osadziła się kreda pisząca marglista z krzemieniami o zawartości CaCO_3 około 83%. W mastrychoie od samego początku we wszystkich typach skał obserwuje się, w płytkach cienkich, obecność kwarcu i glaukonitu we frakcji aleurytowej i psamitowej drobnej. Ku górze zawartość tych ziarn stopniowo wzrasta.

Górna granica mastrychtu w otworze Tłuszcz IG 1 jest bardzo wyraźna.

Piętro to ma dokumentację zarówno mikro- jak i makrofaunistyczną. Makrofaunę reprezentuje *Hoploscaphites cf. constrictus* /Sow./, przewodni dla mastrychtu. Granice ustalone zostały tylko na podstawie mikrofauny. Mastrycht dolny, z charakterystyczną formą *Angulogavelinella gracilis* /Marsson/, występuje na głębokościach od 376,0 m do 335,0 m. Mastrycht górny /335,0-208,6 m/ zawiera bogaty zespół otwornic charakterystycznych dla tej części piętra.

Paleocen

/208,6-200,0 m/

W paleocenie typ osadów całkowicie się zmienia. Występują tu osady węglanowe o bardzo dużym udziale materiału terygenicznego. W niższej części przeważają gezy wapniste, glaukonityczne, w wyższej natomiast margle piaszczyste, glaukonitowo-kwarcowe. Węglanowość tych skał waha się średnio w granicach między 45-55%. Kwarc i glaukonit występuje we frakcji aleurytowej i psamitowej drobnej. Miejscami obecne są drobne fosforyty wielkością dochodzące do 1,5 cm.

W tym okresie nastąpił tu szybki rozwój gąbek, które odgrywają dużą rolę przy tworzeniu się osadów. Omawiane skały zawierają dość liczną faunę małżowo-brachiopodową /przeważnie o częściowo zresorbowanych skorupkach/ i fauną jeżowców.

Granica paleocenu z mastrychtem została uchwycona w rdzeniu. Jest ona ostra i wyraźna. Nie stwierdzono tu obecności twardego dna. Sądząc z wykresu pomiarów radioaktywnych, w dole paleocenu zaznacza się zwiększona ilość fosforytów, która w wydobytym rdzeniu nie jest tak dobrze uwidoczniła.

Na podstawie profilowania geofizycznego górną granicę marglistych osadów należy przyjąć na głębokości 200,0 m.

Na podstawie charakterystycznego zespołu fauny E. Woźny zalicza omawiane osady do paleocenu - dolnego montu.

W wyniku badań mikropaleontologicznych nie znaleziono gatunków przewodnich dla paleocenu. E. Witwicka opisuje tylko gatunki, które występują zarówno w mastrychoie górnym, jak i w dolnym paleocenie. Wnioskując z danych paleontologicznych, w otworze Tłuszcz IG 1 zaznacza się przerwa sedymentacyjna, obejmująca osady najwyższej części górnego mastrychtu i danu. W dolnym paleocenie nastąpiła ponowna akumulacja wyżej opisanych osadów. Na utworach paleocenu spoczywają piaszczyste osady oligocenu.

Tłuszcz jest najbardziej wysuniętym na północny wschód punktem stwierdzającym obecność osadów paleocenu w rejonie Warszawy. W otworze Ostrów Mazowiecka osady paleocenu nie występują.

Stefan CIEŚLIŃSKI

Stratygrafia kredy górnej na podstawie makrofauny

Dobrze zachowana fauna w wierceniu Tłuszcz IG 1 pozwoliła na udokumentowanie większości pięter kredy górnej. Spis opracowanej fauny został wkomponowany w szczegółowy profil litologiczny.

Na głębokości 723,5-724,0 m występuje kilka okazów *Aucellina* sp., która wskazuje na najniższy cenoman lub na najwyższy alb. Cenoman charakteryzują następujące gatunki: *Inoceramus crippsi* Mant. /720,5-715,6 m/, I. cf. *etheridgei* Woods /716,2-714,5 m/, I. cf. *virgatus* Schlüt. - na głębokości 714,2 m. *Plicatula inflata* Sow., może przechodzić i do turonu dolnego. *Syncyclonema orbicularis* Sow. rozpowszechniona jest w osadach cenomanu. Na podstawie inoceramów udokumentowany został turon dolny. Turon dolny niższy charakteryzują *Inoceramus labiatus* Schloth. Turon dolny wyższy charakteryzują formy *Inoceramus lamarki* Park., które występują na głębokościach 692,5 m, 689,2 m i 642,5 m. Wyższe poziomy turonu nie mają form przewodnich. Koniak w powyższym wierceniu reprezentuje *Inoceramus involutus* Sow. z głębokości 621,5 m i 612,8 m. Santon reprezentują dwa inoceram, źle zachowane, o typie wyraźnie santofińskim. Jeden z nich to *Inoceramus* sp. z głębokości 556,2 m, a drugi z głębokości 532,7 m jest z grupy *Inoceramus patotensis* Lor. W piętrze kampanu nie znaleziono żadnej fauny. Mastrycht charakteryzują typowe formy *Hoploscaphites cf. constrictus* /Sow./, które znaleziono na głębokości 299,4 i 298,8 m.

Emilia WITWICKA

Stratygrafia kredy górnej i paleocenu na podstawie mikrofauny

Stratygrafię górnej kredy w otworze Tłuszcz IG 1 oparto na mikrofaunie uzyskanej z 116 próbek rdzeniowych. Analiza gatunków przewodnich pozwoliła stwierdzić obecność następujących pięter: cenoman, turon, emszer, santon, kampan, mastrycht dolny i górny /fig. 10/¹².

Cenoman. Próbkę pobrane z piasków z głębokości 734,1 m i 728,0 m nie zawierały mikrofauny, toteż nie można było określić ich wieku metodą mikropaleontologiczną. W próbkach z głębokości 723,9 m /margiel/, od 723,5 do 723,2 m /wapień inoceramowy marglisto-piaszczysty/ i od 722,1 do 721,2 m /wapień inoceramowy/ stwierdzono obecność *Gavelinella varsoviensis* Gawor-Biedowa. Gatunek ten jest znany w Polsce z albu i z najniższej części cenomanu, gdzie towarzyszy mu zwykle przewodnia dla tego piętra *Gavelinella cenomanica* /Brotzen/. Ostatnio wymienioną otwornicę notowano między głębokościami 723,9 m i 696,9 m. Od głębokości 723,5 do 715,9 m towarzyszy im *Lingulogavelinella formosa* /Brotzen/, gatunek również charakterystyczny dla cenomanu. Typową dla tego piętra mikrofaunę reprezentują dość licznie i inne formy jak: *Rotalipora appenninica* /Renz/, *R. turonica turonica* Brotzen, *R. turonica expansa* Carbonnier, *R. reicheli* Mornod, *Lingulogavelinella globosa* /Brotzen/ i *Anomalina berthelini* Keller. Większość tych gatunków zanika na głębokości 696,9 m. Wyżej przechodzą tylko *Anomalina berthelini* Keller i *Lingulogavelinella globosa* /Brotzen/. Obecność *Rotalipora reicheli* Mornod w wymienionym zespole wskazuje, że na tej głębokości leżą już osady wyższej części cenomanu - w najniższej części tego piętra gatunku tego dotąd w Polsce nie stwierdzono. W próbce z głębokości 692,5 m znaleziono pojedyncze okazy *Praeglobotruncana imbricata* /Mornod/ i *Globotruncana marginata* /Reuss/. Są to otwornice znane w kredzie Polski dopiero z osadów turonu, wobec czego górną granicę cenomanu przyjęto na podstawie wyliczenia na głębokości 695,0 m.

Turon. Liczne badania mikrofauny osadów górnokredowych Polski wykazały, że *Globotruncana marginata* /Reuss/ nie występuje nigdy poniżej turonu "beta". Jej obecność na głębokości 692,5 m pozwala więc przypuszczać, że w otworze Tłuszcz IG 1 osady turonu "alfa", o ile w ogóle istnieją, mają bardzo małą miąższość, wynoszącą zaledwie 2,5 m /E. Gawor-Biedowa, E. Witwicka, 1960/.

Z cenomanu do turonu przechodzą tylko dwa gatunki przewodnie *Lingulogavelinella globosa* /Brotzen/, wygasająca na głębokości 690,1 m

i *Anomalina berthelini* Keller, której zasięg rozprzestrzenienia kończy się na głębokości 641,1 m. Od głębokości 686,0 m ukazuje się *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen otwornica bardzo typowa dla turonu "beta", a nieco wyżej inne gatunki zaczynające zawsze swoje zasięgi rozprzestrzenienia w tej części turonu. Są to: *Stensiöina praexsculpta* /Keller/, *Stensiöina polonica* Witwicka, *Gavelinella moniliformis* /Reuss/, *Globorotalites micheliniana* /d'Orb./, *G. multisepta* /Brotzen/, *Neoflabellina baudouiniana* /d'Orb./, *Reussella pseudospinulosa* Troelsen, *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *G. lapparenti bulloides* Vögler, *G. lapparenti tricarinata* /Quereau/ i *G. globigerinoides* Brotzen. Do otwornic nie spotykanych poniżej turonu "beta" należą też: *Osangularia cordieriana* /d'Orb./, *Gavelinella vombensis* /Brotzen/ oraz *Globorotalites multisepta* /Brotzen/. Cały ten zespół przekracza granicę emszera i turonu, przechodzącą na głębokości 618,0 m, zgodnie z początkiem zasięgu rozprzestrzenienia *Stensiöina exsculpta* /Reuss/.

Emszer. W połowie emszera wygasają tylko dwa gatunki otwornic: *Globotruncana coronata* /Bolli/ na głębokości 605,1 m i *Stensiöina praexsculpta* /Keller/ na głębokości 587,1 m. Koniec zasięgu rozprzestrzenienia tej ostatniej wyznacza równocześnie granicę emszera i santonu /E. Witwicka, S. Cieśliński, 1962/.

Santon. Tuż nad granicą emszera i santonu, od głębokości 583,9 m, zanotowano pierwsze okazy *Stensiöina exsculpta gracilis* Brotzen. *Stensiöina pommerana* Brotzen stwierdzono od głębokości 589,9 m, a *Stensiöina annae* Pożar. od głębokości 530,1 m. Oba ostatnio wymienione gatunki rodzaju *Stensiöina* występują zawsze dopiero w wyższej części santonu. *Globotruncana fornicata* Plummer notowano od głębokości 577,5 m. Zasięg rozprzestrzenienia *Stensiöina polonica* Witwicka nie występującej nigdy w najwyższym santonie, kończy się natomiast na głębokości 572,1 m.

Takie rozmieszczenie mikrofauny każe przypuszczać, że w opisywanym wierceniu dolna część santonu jest bardzo słabo rozwinięta. Większą miąższością odznacza się natomiast jego część wyższa, sięgająca do głębokości 515,1 m, gdzie po raz pierwszy zanotowano *Cibicides involuta* Reuss, gatunek ukazujący się zawsze dopiero w kampanie. Granicę santonu i kampanu zaznaczono na tej właśnie głębokości.

Kampan. Obecność osadów kampanu jest udokumentowana przez liczne występowanie gatunków rodzaju *Bolivinoidea*. Z najwyższego santonu przechodzi do omawianego piętra *Bolivinoidea laevigata* /Marie/. Ponadto wy-

¹² Figura 10 znajduje się pod opaską na końcu książki.

różniono w osadach kampańskich: *B. regularis* Reiss, *B. praecursor* Reiss, *B. decorata decorata* /Jones/ i *B. delicatula* Cush. Za najniższą część tego piętra należy uznać warstwy do głębokości 502,0 m, gdzie spotykano jeszcze *Gavelinella tumida* Brotzen znaną z emszera, santonu i dolnej części kampanu. Podziału na kampan górny i dolny nie można było przeprowadzić dokładnie, gdyż wiercenie było rdzeniowane w pełni dopiero od głębokości 491,1 m. Na tej głębokości zanotowano po raz ostatni okazy *Gavelinella stelligera* /Marie/ wyznaczającej zwykle dolną część omawianego piętra. Być może jednak, że granica ta przechodzi nieco wyżej. Na fig. 10 zaznaczono ją linią przerywaną jako niepewną, na głębokości 475,0 m, czyli między próbkami z głębokości 491,1 m i 460,3 m.

Za górny kampan uznano osady między głębokością 460,9 m i 392,4 m, skąd pobrano zaledwie kilka próbek rzadko rozrzuconych. W żadnej z nich nie znaleziono otwornic wskazujących na dolny kampan. Między głębokością 425,9 m i 392,4 m zanotowano *Gavelinella monterelensis* Marie, a od głębokości 395,9 m *Bolivina incrassata* Reuss, ukazującą się zwykle w najwyższej części tego piętra.

Mastrychtdolny. Gatunkiem przewodnim dla dolnego mastrychtu jest w kredzie Polski *Angulogavelinella gracilis* /Marsson/. W wierceniu Tłuszcz IG 1 znaleziono okazy tej otwornicy tylko w jednej próbce, z głębokości 360,1 m. Dwie próbki położone niżej - na głębokości 361,3 m i 363,0 m zaliczono również do dolnego mastrychtu ze względu na obecność w nich *Pseudouvirgerina cristata* /Marsson/, gatunku nie notowanego poniżej tego piętra. W żadnej z omawianych próbek nie zanotowano *Stensiöina annae* Pożar. lub *Stensiöina exsculpta* /Reuss/, nie przekraczających przeważnie granicy kampanu i mastrychtu.

Mastrycht górny. Górna część mastrychtu jest dobrze udokumentowana od głębokości 331,0 m formami takimi, jak *Gavelinella danica* /Brotzen/, *G. ekblomi* /Brotzen/ i *Anomalinoidea pinguis pinguis* /Jennigs/. W próbce z głębokości 208,8 m występowały jeszcze *Cibicides involuta* Reuss i *Pseudouvirgerina cristata* /Marsson/, co dowodzi, że warstwy te należą do mastrychtu.

Paleocen. W próbkach z głębokości od 208,0 do 205,0 m stwierdzono gatunki przewodnie mogące występować zarówno w mastrychcie górnym, jak i w dolnym paleocenie. Są nimi *Gavelinella ekblomi* /Brotzen/ i *Gavelinella danica* /Brotzen/. Występowanie tych otwornic nie zaprzecza, że część osadów zaliczana przez E. Woźnego na podstawie fauny do dolnego montu, jest wieku paleoceńskiego.

Emil WOŹNY

Stratygrafia osadów paleoceńskich na podstawie makrofauny

W otworze wiertniczym Tłuszcz IG 1 na głębokości od 205,0 m do 208,6 m nawiercono warstwę margli piaszczystych i geiz wapnistych, z których oznaczono jedenaście gatunków makrofauny paleoceńskiej. Cztery gatunki z tego zespołu, a mianowicie: *Argyrotheca scabricula* Koenen, *Crenella sphaericula* Koen., *Terebratula mobergi* Lundgr. i *Astarte trigonula* Koen. znane są z danu Danii; trzy gatunki: *Nucula bowerbanki* Sow., *Nucula trigonula* Arch. i *Ostrea nikitini* Arch. znane są z syzranu Powołża; jeden gatunek: *Nucula kamyschinensis* Netschaew znany jest z saratowu Powołża; jeden gatunek: *Ostrea reussi* Netschaew znany jest z syzranu i saratowu Związku Radzieckiego, oraz jeden gatunek: *Crassatella montensis* Cossm. znany jest z montu Belgii.

Gatunek	Belgia					Dania				Z S R R			
	Dan	Mont	Tanet	Spar-nak	Ip-rez	Dan	Mont	Tanet	Spar-nak	Syzran d.	Syzran g.	Saratow d.	Saratow g.
<i>Ostrea reussi</i> Netschaew											+	+	
<i>Argyrotheca scabricula</i> Koenen						+							
<i>Nucula bowerbanki</i> Sowerby										+			
<i>Crenella sphaericula</i> Koenen						+							
<i>Nucula kamyschinensis</i> Netschaew												+	
<i>Terebratula mobergi</i> Lundgren						+							
<i>Nucula triangula</i> Arkhangelski										+			
<i>Ostrea nikitini</i> Arkhangelski										+			
<i>Astarte trigonula</i> Koenen						+							
<i>Crassatella montensis</i> Cossmann		+											



Fig. 11. Stratygraficzne i geograficzne rozprzestrzenienie fauny paleoceńskiej

Ponieważ syzran w Związku Radzieckim uważany jest za odpowiednik czasowy montu, dlatego licząc globalnie, najwięcej gatunków fauny z utworów paleoceńskich, z otworu wiertniczego Tłuszcz IG 1, stanowiących 46% ogółu fauny należy do montu, 36% do danu i 18% do tanetu. W związku z tym wiek tych utworów można określić jako dolny mont.

Z punktu widzenia rozprzestrzenienia geograficznego /fig. 11/ omawiany zespół faunistyczny ma najwięcej wspólnych gatunków ze Związkiem Radzieckim /50%/, nieco mniej z Danią /40%/ i najmniej z Belgią /10%/.

Borys AREŃ

TRZECIORZĘD

/208,6-85,0 m/

Osady trzeciorzędu w profilu wiercenia Tłuszcz IG 1 można podzielić z pewnym prawdopodobieństwem na paleoceńskie, oligoceńskie, miocene i pliocenne, choć rozpozniowanie ich nastrocza duże trudności z powodu wymieszania przewiercanych, sypkich skał w górnych warstwach przypowierzchniowych 200 m. Dopiero z osadów paleocenu zostały wydobyte stosunkowo dobrze zachowane próbki z oznaczalną fauną, na podstawie której opracowano stratygrafię tego oddziału.

Oligocen oznaczono na podstawie cech litologicznych, a mianowicie przyjmując piaski glaukonitowe za oligocen, ze względu na znaczne rozprzestrzenienie tego rodzaju skał w oligocenie północno-wschodniej Polski.

Miocen mógł być wydzielony jedynie na podstawie serii piasków bez glaukonitu, przy czym przewarstwienia ilaste i węgliste, na których tu można by się oprzeć, prawdopodobnie zostały wypłukane w czasie wiercenia i są odnotowane w luźnych próbkach.

Pliocen reprezentują iły szare mułkowate, tłuste, których miąższość osiąga od 85 do 115 m. Jest to osad charakterystyczny na obszarze Podlasia, uważany za produkt zamkniętego słodkowodnego zbiornika wodnego stopniowo zasypanego materiałem skalnym z otaczających obszarów lądowych.

Jadwiga NOWAK

CZWARTORZĘD

/85,0-0,0 m/

Omawiając stratygrafię czwartorzędu w otworze Tłuszcz, stwierdzić należy, że określenie niektórych osadów z tego wiercenia napotkało

na znaczne trudności, ponieważ część próbek pochodziła z płuczki. W tych wypadkach określenie występującego w wierceniu osadu było niedokładne, jednak z pewnym prawdopodobieństwem zestawiono następujący profil.

Występujące w wierceniu Tłuszcz osady czwartorzędu składają się głównie z serii glacialnych, odpowiadających prawdopodobnie trzem kolejnym glacjaom: najstarszemu, południowopolskiemu i środkowopolskiemu. Przy czym najlepiej są wykształcone i największą miąższość mają osady zlodowacenia środkowopolskiego.

Najstarsza, silnie marglista glina zwałowa jest bardzo piaszczysta, ciemnoszara, a czasem ciemnozielona od rozproszonych w niej domieszek glaukonitu. Leży ona na przemieszanych osadach pliocenu z oligocenem wykształconych w postaci iłów lub mułków. Glina ta w części bliższej spągu zawiera liczne porwaki oligoceńskich ciemnozielonych bezwapniowych piasków z glaukonitem lub pliocenne iłów pstrych. Leżąca powyżej warstwa żwirku, piasku i drobnego żwiru, składająca się głównie z okruchów skał krystalicznych, zaliczona została do osadów najstarszego interglacjału. Wśród tych osadów wód płynących znajdują się liczne toczące iłów barwy czarnej /pliocen lub miocen/. Jest to prawdopodobnie ślad rozmycia leżących gdzieś w pobliżu osadów tego wieku. Leżąca wyżej warstwa gliny zwałowej zaliczonej do zlodowacenia południowo-polskiego, jest mułkowata, wapnista, ciemna, szarobrazowa i zawiera liczne porwaki i brekcję iłów warwowych.

Powyżej gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego występuje duża warstwa ciemnoszarych, mułkowatych iłów warwowych, zaliczonych już do osadów związanych z transgresją zlodowacenia środkowopolskiego. Podobnej miąższości i wykształcenia iły warwowe występują w okolicach Ostrowi Mazowieckiej /Sielc, Ostrów Mazowiecka, Tyszk/, gdzie uznane zostały także za osad z transgresji zlodowacenia środkowopolskiego.

Nad iłami warwowymi leży warstwa gliny zwałowej zaliczonej do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. W spągu jest ona nieco przemieszana z mułkami, ku górze zaś jest piaszczysta, ciemnoszara. W części środkowej zawiera duży 1,5-metrowy porwak typowego bezwapniowego iłu pstrego, a w warstwie powierzchniowej domieszkę zielonych glaukonitowych piasków, zmieniających miejscami barwę gliny na zielonkawą. Od gliny zwałowej stadiału mazowiecko-podlaskiego, leżącej wyżej, oddziela ją warstwa piasków, ku spągowi zawierająca znaczną domieszkę żwiru.

Najwyższa na tym terenie glina zwałowa stadiału mazowiecko-podlaskiego znana jest głównie z próbek płuczki. Wobec tego opis jej nie jest dokładny.

Wszystkie te osady glacialne przykrywa 6-metrowa warstwa drobno- i różnoziarnistych, odwapnionych płasków rzecznych Ossownicy, w stro-
pie znacznie zapyłonych. Pochodzą one prawdopodobnie już z holocenu.

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH, GEOCHEMICZNYCH

I SEDYMENTOLOGICZNYCH

Wacław RYKA

P E T R O G R A F I A S K A Ł M E T A M O R F I C Z N Y C H

CHARAKTERYSTYKA OGÓLNA

Skały prekambryjskie z wiercenia Tłuszcz IG 1 reprezentują monotennie wykształconą serię łupków metamorficznych. Przeważają tu skały czarne lub czarnozielone, drobnoblastyczne, w których nieuzbrojonym okiem dostrzega się tylko pojedyncze blasty granatu i amfibolu. Dobrze zaznaczona jest laminacja, prawie zgodna z foliacją, rzadziej natomiast łupki pozbawione są kierunkowości lub przekształcone w brekcje.

Na podstawie badań mikroskopowych blisko 200 płytek cienkich, wytypowano 80 próbek do analizy mikrometrycznej, której rezultaty przedstawiono w tabeli 5. Wynikające z niej zróżnicowanie składu mineralnego jest niewielkie i ogranicza się głównie do zmian stosunków kilku minerałów: kwarcu, biotyту, chlorytu, albitu i rzadszych od nich amfibolu i granatu.

Na podstawie klasyfikacji skał facji zieleńcowej zaproponowanej przez H. G. F. Winklera /1967/, łupki krystaliczne z Tłuszcza podzielono według schematu przedstawionego na fig. 12. Wynika z niej, że łupki krystaliczne reprezentowane są przez prawie wszystkie przedziały klasyfikacyjne: łupki biotytowo-chlorytowe, kwarcowo-biotytowo-chlorytowe i biotytowo-chlorytowo-albitowe. Punkty projekcyjne analiz mikrometrycznych, znajdujące się w polu gnejsów biotytowo-chlorytowych, reprezentują w różnym stopniu załbityzowane, poprzednio wymienione, odmiany łupków i dlatego nie stosowano dla nich nazwy gnejsy tylko łupki załbityzowane albitowo-biotytowo-chlorytowe.

Skład mineralny skał metamorficznych

Głębokość w m	Wyniki analiz mikrometrycznych w % objętościowych										Skład mineralny skały	
	kwarc	blo- tyt	chlo- ryt	amfi- bol	gra- nat	pla- gio- klaz	tur- ma- lin	siarcz- ki i tlenki żelaza	apa- tyt	wę- gla- ny	epi- dot	mus- ko- wit
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
2505,2	34,1	30,0	30,5	-	-	3,5	0,1	0,5	0,1	-	1,2	-
2507,4	46,2	35,6	13,8	-	-	3,2	-	1,0	0,1	-	0,1	-
2510,0	32,2	21,5	36,4	-	0,4	6,1	0,6	2,1	0,4	0,1	0,1	0,1
2513,0	25,0	33,8	18,6	-	3,6	16,6	0,1	2,2	0,1	0,1	0,1	-
2515,0	32,5	3,4	38,4	0,7	18,5	-	-	3,4	3,0	0,1	-	-
2518,0	25,0	1,4	11,8	32,7	23,0	-	-	4,1	1,9	0,1	-	-
2519,4	37,5	26,5	23,4	-	7,2	4,3	0,1	0,9	0,1	-	-	-
2526,6	39,7	36,1	15,4	-	-	7,8	0,1	0,8	0,1	-	-	0,1
2530,5	27,8	10,7	49,6	-	-	7,4	-	1,2	-	-	-	2,0
2534,3	50,1	29,6	11,6	-	-	6,2	0,5	1,2	0,5	-	-	-
2537,3	26,1	21,2	35,2	-	-	15,0	-	2,3	0,1	-	0,1	-
2539,0	41,9	29,8	15,1	-	-	12,1	-	1,0	0,1	-	0,1	-
2541,8	35,4	16,2	18,2	-	-	19,7	0,1	1,7	0,1	-	0,1	-
2547,0	44,1	29,1	11,3	-	-	14,4	0,1	0,8	0,1	-	-	-
2549,5	46,3	21,3	21,3	-	-	8,3	0,1	1,5	1,0	-	-	-
2553,6	32,0	15,5	0,6	23,3	-	24,9	-	2,9	0,6	0,1	-	-
2556,2	25,3	31,7	21,8	-	-	16,7	0,7	2,8	0,7	-	0,1	-
2561,8	30,7	23,8	2,1	-	-	41,5	0,1	1,2	0,1	0,1	0,4	-
2570,3	37,0	18,6	9,5	-	-	33,4	0,1	0,9	0,4	-	0,1	-
2574,0	28,5	13,8	26,6	-	-	28,2	0,1	1,9	0,9	-	0,1	-
2571,5	30,5	9,1	18,8	-	-	39,9	-	0,9	0,1	0,5	-	-

2574,0	43,6	16,7	6,3	-	-	31,3	0,1	1,5	0,1	0,5	-	-	ab-bi-chl
2577,3	34,7	12,7	12,7	-	-	36,6	-	2,2	0,1	1,1	-	-	ab-bi-chl
2588,1	32,4	21,6	7,6	-	-	37,4	-	0,8	0,1	-	-	-	ab-bi-chl
2591,4	21,2	26,9	5,1	-	-	46,5	-	0,1	0,1	0,1	-	-	ab-bi-chl
2593,3	32,2	11,7	13,2	-	-	40,5	-	0,7	0,1	1,4	-	-	ab-chl-bi
2594,9	18,5	12,1	10,1	-	-	58,7	0,1	0,4	0,1	-	-	-	ab-bi-chl
2599,5	12,4	0,4	50,8	-	-	21,2	4,0	1,4	-	-	0,1	9,6	ab-chl-bi
2604,5	29,5	17,7	9,9	-	-	37,9	0,1	4,6	0,4	0,1	-	-	ab-bi-chl
2610,8	35,2	17,3	2,1	-	-	43,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,1	-	ab-bi-chl
2614,8	16,4	3,1	3,1	-	-	74,8	0,1	0,1	0,1	2,5	-	-	ab-bi-chl
2618,5	44,4	15,4	5,9	-	-	25,2	-	0,2	0,1	5,7	0,2	-	ab-Q
2620,2	42,7	20,5	2,9	-	-	32,3	-	0,6	0,1	0,9	-	-	ab-bi-chl
2625,4	37,2	14,3	12,8	-	-	34,5	-	0,3	0,3	0,3	-	-	ab-bi-chl
2645,5	21,1	17,0	2,7	-	-	55,9	0,4	0,7	0,9	1,1	0,1	-	ab-bi-chl
2661,0	34,0	12,0	6,2	-	-	44,8	-	2,4	0,1	0,5	-	-	ab-bi-chl
2670,0	22,8	19,2	3,2	-	-	52,7	-	1,4	0,7	1,4	0,1	-	ab-bi-chl
2685,5	38,1	11,8	11,4	-	-	37,3	-	0,6	-	0,8	-	-	ab-bi-chl
2688,0	36,2	27,6	5,2	-	-	29,5	-	0,9	0,1	0,9	-	-	ab-bi-chl
2701,0	29,7	21,7	29,0	-	-	16,8	1,0	1,7	0,1	-	-	-	chl-bi-ab
2715,0	41,5	29,9	18,5	-	-	8,3	0,4	1,2	0,2	-	-	-	bi-chl
2731,0	48,9	31,8	13,3	-	-	4,5	0,4	0,6	0,4	-	0,1	-	Q-bi-chl
2736,0	50,0	26,8	15,5	-	-	4,5	0,4	1,9	0,8	-	0,1	-	Q-bi-chl
2739,4	39,7	23,4	11,9	11,4	-	11,7	-	1,2	0,5	-	-	-	bi-chl-amf-ab
2742,0	51,0	24,8	20,5	-	-	1,4	0,8	0,8	0,5	-	-	-	Q-bi-chl
2748,5	45,0	26,3	23,1	-	1,4	2,9	0,5	0,7	0,1	-	0,1	-	bi-chl
2749,0	46,8	29,7	19,3	-	-	2,5	-	1,7	0,1	-	-	-	Q-bi-chl
2757,0	35,5	37,8	16,9	-	0,7	8,1	-	0,9	0,1	-	0,1	-	bi-chl
2768,0	28,7	36,4	24,1	-	1,1	8,5	0,1	0,1	0,1	-	-	-	bi-chl
2771,0	45,1	25,7	25,7	-	1,7	7,7	-	0,1	0,1	-	0,1	-	bi-chl

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
2774,0	12,4	10,3	1,4	49,0	-	24,4	-	2,3	0,1	0,1	0,1	0,1	amf
2781,2	37,1	18,6	32,0	9,0	-	0,8	-	2,3	0,1	-	0,1	-	chl-bi-amf
2782,5	49,3	22,1	17,3	7,4	-	2,4	-	1,4	0,1	-	0,1	-	Q-bi-chl
2793,1	43,8	39,5	14,2	-	0,9	1,5	-	0,1	0,1	-	-	-	bi-chl
2814,5	30,7	32,4	19,9	-	-	15,8	-	1,1	0,1	0,1	0,1	-	bi-chl-ab
2828,5	39,0	30,0	21,7	-	1,2	6,5	0,3	0,7	0,3	0,3	-	-	bi-chl
2833,2	37,0	-	26,7	34,5	1,3	-	-	0,4	0,1	-	-	-	amf-chl
2833,3	84,6	-	0,7	-	-	-	-	13,1	0,9	0,6	-	-	Q
2836,8	47,2	16,8	27,5	-	5,6	2,0	0,1	0,8	0,1	-	-	-	Q-chl-bi
2840,5	51,3	14,5	25,4	-	0,1	8,6	0,1	0,1	0,1	-	-	-	Q-chl-bi
2843,1	49,3	33,7	10,4	-	1,8	3,2	-	1,4	0,1	-	-	-	Q-bi-chl
2852,8	26,0	25,3	16,9	-	12,3	12,5	-	6,4	0,1	0,4	0,1	-	bi-chl-gr-ab
2856,0	53,4	22,3	14,0	-	6,0	3,0	0,1	0,8	0,4	-	-	-	Q-bi-chl
2858,6	34,2	36,7	18,2	-	1,7	5,2	0,2	1,0	0,2	2,5	0,2	-	bi-chl-ab
2863,0	30,7	29,8	18,1	-	5,8	12,6	-	1,7	0,6	-	0,6	-	bi-chl
2875,0	55,8	39,3	1,6	-	1,2	1,0	0,4	0,6	0,1	-	-	-	Q-bi-chl
2883,0	37,7	5,9	50,4	-	1,2	3,7	0,1	0,8	0,2	-	-	-	chl-bi
2890,3	32,8	20,3	0,6	18,5	1,2	25,5	-	0,6	-	0,4	-	-	ab-bi-chl-amf
2897,0	46,8	23,4	26,8	-	0,7	0,9	0,4	0,9	0,1	-	-	-	Q-chl-bi
2916,0	38,8	42,5	4,5	-	9,9	2,1	0,6	0,6	0,4	-	-	-	bi-chl-gr
2922,6	42,6	27,5	14,2	-	-	15,1	0,1	0,4	0,1	0,1	-	-	ab-bi-chl
2929,7	23,5	40,1	7,9	-	0,3	26,8	-	0,2	0,1	14,6	-	-	ab-bi-chl
2932,5	23,4	0,4	3,2	-	-	34,3	-	1,9	0,2	-	-	-	ab-amf
2936,0	32,4	7,4	7,8	5,0	0,1	46,7	-	0,4	0,1	0,1	-	-	ab-chl-br
2938,5	4,9	-	1,1	67,6	-	15,6	-	1,3	0,1	9,3	0,1	-	amf
2940,0	6,6	3,2	0,9	68,9	-	17,7	-	2,5	0,2	-	-	-	amf
2942,4	38,1	2,0	8,3	14,5	-	35,3	-	1,2	0,1	0,4	-	-	ab-chl-bi-amf
2943,5	33,8	7,6	9,3	6,8	-	41,2	-	1,0	0,1	0,4	-	-	ab-chl-bi
2945,4	22,1	22,3	4,4	-	-	49,8	-	0,1	0,1	0,5	-	0,7	ab-bi-chl
2951,4	24,8	5,1	4,0	10,3	-	54,8	-	0,8	0,1	-	-	-	ab-bi-chl-amf

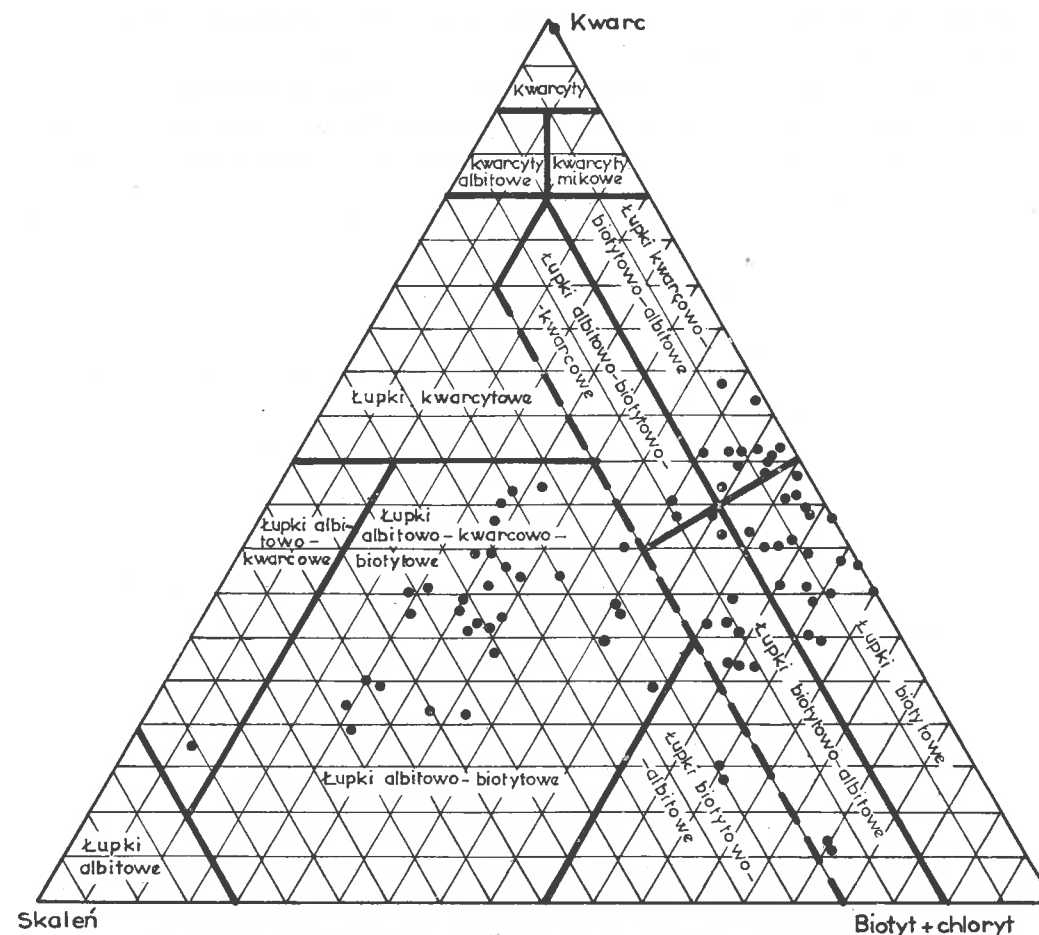


Fig. 12. Zmienność ilości kwarcu, skalenia oraz biotytu i chlorytu w łupkach metamorficznych, na podstawie analiz mikrometrycznych. Pola klasyfikacyjne dla facji zielenicowej według H. G. F. Winklera /1967/

Ze względu na obecność granatu i amfibolu w niektórych odmianach łupków, wyróżniono łupki biotytowo-chlorytowe z granatem lub amfibolem, a w wypadku ich załbityzowania - łupki biotytowo-chlorytowo-albitowe z amfibolem lub łupki albitowo-biotytowo-chlorytowe z amfibolem.

W szczegółowej klasyfikacji skał uwzględniono także stosunki ilościowe biotytu do chlorytu. Stan ten ilustruje zestawienie punktów projekcyjnych analiz mikrometrycznych przedstawionych na figurze 13, a wynikiem jest wyróżnienie odmian łupków o przewadze biotytu lub chlorytu, według następującego schematu: łupki biotytowo-chlorytowe lub

chlorytowo-biotytowe; łupki biotytowo-chlorytowo-albitowe lub chlorytowo-biotytowo-albitowe itp.

Ponadto wśród łupków metamorficznych z Tłuszcza stwierdzono obecność cienkich lamin łupków amfibolowych, amfibolowo-granatowych, amfibolowo-chlorytowych, albitowo-amfibolowych, chlorytowo-turmalinowych, albitowo-kwarcowych i kwarcytów.

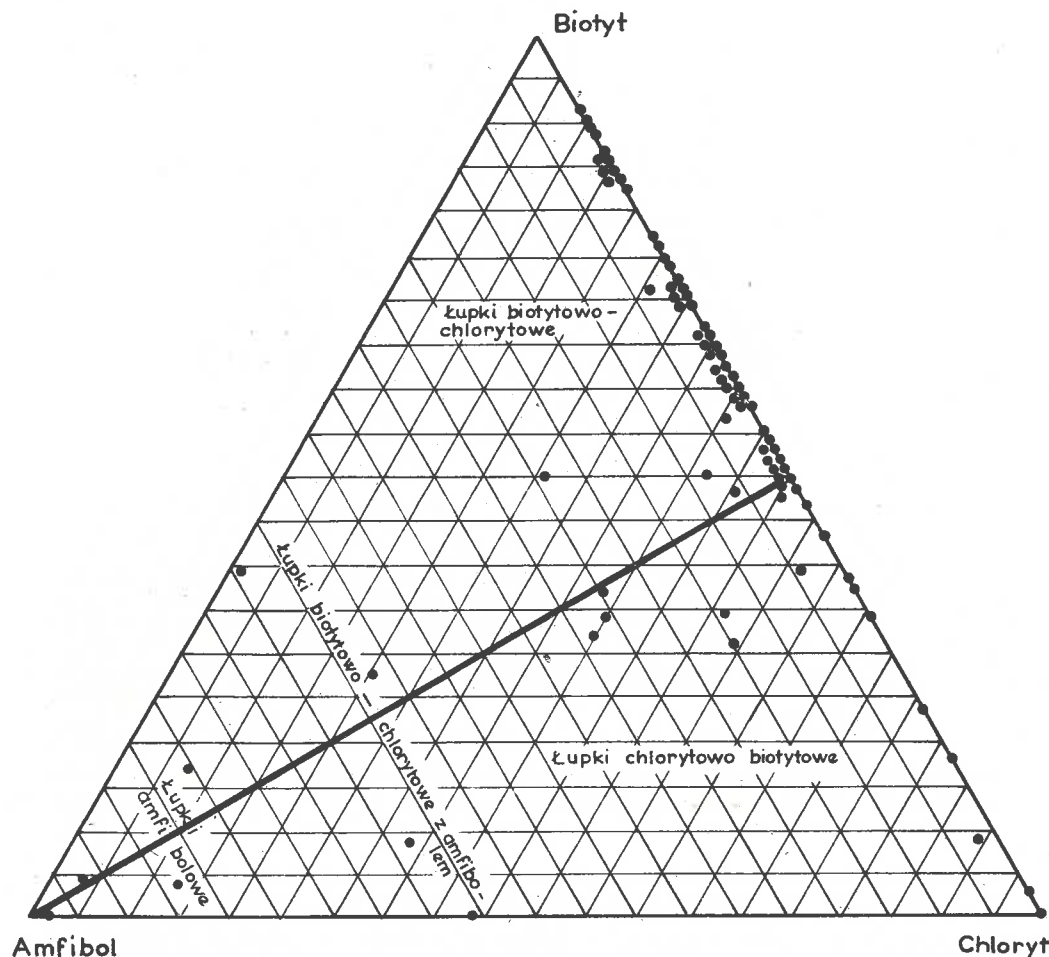


Fig. 13. Zmienność ilości chlorytu, biotytu i amfibolu w łupkach metamorficznych na podstawie analiz mikrometrycznych

Pełny wykaz wyróżnionych odmian łupków oraz stosowanych w pracy skrótów jest następujący:

Łupek	skrót
biotytowo-chlorytowy	bi-chl
chlorytowo-biotytowy	chl-bi
kwarcowo-biotytowo-chlorytowy	Q-bi-chl
kwarcowo-chlorytowo-biotytowy	Q-chl-bi
biotytowo-chlorytowy z granatem	bi-chl-gr
chlorytowo-biotytowy z granatem	chl-bi-gr
chlorytowo-biotytowy z amfibolem	chl-bi-amf
chlorytowo-biotytowy z granatem i amfibolem	chl-bi-gr-amf
amfibolowy	amf
amfibolowo-granatowy	amf-gr
amfibolowo-chlorytowy	amf-chl
chlorytowo-turmalinowy	chl-turm
kwarcyt	Q
biotytowo-chlorytowo-albitowy	bi-chl-ab
chlorytowo-biotytowo-albitowy	chl-bi-ab
kwarcowo-biotytowo-chlorytowo-albitowy	Q-bi-chl-ab
biotytowo-chlorytowo-albitowy z granatem	bi-chl-gr-ab
biotytowo-chlorytowo-albitowy z amfibolem	bi-chl-amf-ab
albitowo-biotytowo-chlorytowy	ab-bi-chl
albitowo-chlorytowo-biotytowy	ab-chl-bi
albitowo-biotytowo-chlorytowy z amfibolem	ab-bi-chl-amf
albitowo-chlorytowo-biotytowy z amfibolem	ab-chl-bi-amf
albitowo-amfibolowy	ab-amf
albitowo-kwarcowy	ab-Q

W podziale systematycznym, w zależności od stopnia zaalbityzowania klasyfikacja łupków metamorficznych z Tłuszcza jest następująca:

Skały nieprzeobrażone	Początkowy etap przeobrażenia	Końcowy etap przeobrażenia
bi-chl	bi-chl-ab	ab-bi-chl
chl-bi	chl-bi-ab	ab-chl-bi
Q-bi-chl	Q-bi-chl-ab	-
Q-chl-bi	-	-
bi-chl-gr	bi-chl-gr-ab	-
chl-bi-gr	-	-
	bi-chl-amf-ab	ab-bi-chl-amf
chl-bi-amf	-	ab-chl-bi-amf
chl-bi-gr-amf	-	-
amf	-	ab-amf
amf-gr	-	-
amf-chl	-	-
chl-turm	-	-
Q	-	ab-Q

CHARAKTERYSTYKA SZCZEGÓŁOWA

Badania optyczne skał

Łupki bi-chl i chl-bi /tab. 6/. Pod względem makroskopowym łupki bi-chl i chl-bi przedstawiają skały czarnopopielate o jedwabistym połysku. Złożone są one z drobnych, niedostrzegalnych nieuzbrojonym okiem zespołów mineralnych o wyraźnie zaznaczonej foliacji. Jedynie na płaszczyznach foliacji widoczne są drobne blaszki biotyту. Płaszczyzny spękań są gładkie.

Obserwacje mikroskopowe płytek cienkich łupków bi-chl i chl-bi ujawniają teksturę kierunkową. Kierunkowość ta jest sukcesją foliacji i częściowo słabej laminacji skały. Regularna kierunkowość biotyту nadaje łupkom charakterystyczny obraz skały o wysokim stopniu uporządkowania tekstury. Rozgraniczenie natomiast minerałów barwnych i bezbarwnych wskazuje na teksturę laminacyjną. Zespoły lamin złożone z minerałów barwnych ograniczają się do następujących paragenez: biotytowo-chlorytowych, kwarcowo-biotytowych, kwarcowo-biotytowo-chlorytowych. Podrzedne są pojedyncze laminy kwarcu, grubości 0,2-2,0 mm, złożone z osobników kwarcu o wymiarach 0,15-0,8 mm.

Struktura łupków jest granolepidoblastyczna, holoblastyczna, miejscami poikiloblastyczna. Typowym obrazem łupków jest równomierne rozmieszczenie składników, bezpośrednio uzależnione od sposobu rozmieszczenia biotyту. Nagromadzenie składników w postaci regularnych lamin i wydłużonych, spłaszczonych soczewek zaburza rytmiczny obraz tekstury łupków. Selekcja taka wynika zapewne z pierwotnego zróżnicowania materiału osadowego. Składniki skoncentrowane w postaci lamin zwykle szybko przenikają w zespół równomiernie przerastających się minerałów. Wydzielone laminy tworzy kwarc, miejscami z domieszką porfiroblastycznego biotyту, ponadto monomineralne laminy tworzy biotyt, chloryt a także apatyt.

O budowie skały i rozmieszczeniu składników decyduje biotyt. Minerale ten w postaci blaszek lub w cienkich pakietach jest niezdeformowany i poprzerastany chlorytem. Oprócz tej starszej zapewne generacji biotyту, zaobserwowano grube pakiety o poikiloblastycznej budowie, zwykle nachylone pod kątem do pierwotnej laminacji. Kąt nachylenia biotyту drugiej generacji sięga miejscami do 90°. Charakterystyczny jest również kierunek wzrostów mineralnych w tych pakietach biotyту, zgodny z ogólnym kierunkiem łupków. Należy więc sądzić, że blasteza biotyту następowała bez przebudowy pozostałych składników skały. Wrostkami w

T a b e l a 6

Zestawienie własności minerałów łupków bi-chl i chl-bi

Minerał	Zawartość w % obj.	Wymiary w mm	Pokrój	Własności optyczne	Własności fizyczne
Kwarc	45-29	0,01-0,15	ksenomorficzny; obtoczony lub ostrokrawędzisty	blżej nieoznaczalny /albit - oligoklaz/	pozbawiony wzrostów, normalnie wygasza światło
Plagioklaz	8,5-1,5	0,05-0,60	ksenomorficzny lub idioblastyczny, w tym ostatnim przypadku poikiloblastyczny	α - bladeńcisty do bladeńcistego, $\beta \approx \gamma$ - ciemnozielony do kasztanowego	ślady budowy bliźniaczej i pasowej
Biotyt	40-6	0,02-0,30	pakiety lub blaszki, pakiety poikiloblastyczne	pleochroizm bladeńcisty, czasami odcienie niebieskawe, $\text{opt. } -/-, n\gamma - n\alpha = 0,002-0,000$	wrostki kwarcu, słabych i nieznaczalnych minerałów z polami pleochroicznymi
Chloryt	50-14	0,01-0,05	pseudomorfozy po biotycie	pleochroizm bladeńcisty, czasami odcienie niebieskawe, $\text{opt. } -/-, n\gamma - n\alpha = 0,002-0,000$	tendencja do tworzenia lamin
Turmalin	> 0,5	do 0,35	szupki	pleochroizm szmaragdowo-zielony	spękany poprzecznie z wrostkami kwarcu i tlenków żelaza
Apatyt	0,4-0,1	0,01-0,15	idioblastyczny i ksenoblastyczny, czasem laminy		
Epidot	> 1,2	do 0,1	ksenoblastyczny w skupieniach do 0,3 mm		
Siarczki	2,1-0,2	0,01-0,20	idioblastyczne, ksenoblastyczne, soczewkowe		
Tlenki żelaza	około 0,1	0,01-0,10	idioblastyczne i ksenoblastyczne		

pakietach biotyту drugiej generacji są: kwarc, turmalin i siarczki. Biotyt drugiej generacji tworzył się kosztem przekształcania chlorytu i biotyту pierwszej generacji, którego cechy optyczne i pleochroizm nie uległy zmianie podczas przebudowy. Biotytowi towarzyszy chloryt, który znany jest zarówno w drobnych skupieniach, jak i w zespołach tworzących ośnowę skały, w której tkwią pozostałe składniki łupków.

Plagioklaz jest nowotworem mineralnym. Formy tego minerału, nie-raz o listewkowym pokroju, ułożone zgodnie z foliacją lub laminacją skały, mają charakter porfiropoikiloblastów. Dłuższe osie plagioklazu są zgodne z kierunkowością; lokalne spęczenia lamin na jego kontak-tach z otoczeniem i pochłonięte minerały z otoczenia, wskazują na jego młodość, w stosunku do pozostałych składników skały, genezę. Minerał ten jest ponadto bardzo nierównomiernie rozmieszczony i spotykany jest w ilości od 1 do 15% objętości.

Wysoki stopień uporządkowania struktury widoczny jest również w układzie pozostałych minerałów. Zgodnie z biotytem ułożony jest turma-lin, apatyt, epidot oraz soczewkowate formy tlenków i siarczków żelaza.

W postaci relików skał osadowych o zachowanej pierwotnej struktu-rze występują w łupkach nieprzeobrażone okruchy kwarcu, kwarcytu i sy-derytu, sięgające długości 3 mm i grubości 0,6 mm.

Łupki Q-bi-chl, Q-chl-bi, bi-chl-gr i chl-bi-gr. Są to skały po-dobne pod wieloma względami do łupków bi-chl i chl-bi. Zasadnicza róż-nica polega na obecności granatu, który zmienia w pewnym stopniu wy-gląd makroskopowy i mikroskopowy /strukturę i teksturę/.

Megaskopowo różnią się one obecnością granatu barwy łososiowej. Mi-nerał ten, osiągający wymiary do 5 mm, ułożony jest bezładnie w skale lub też gromadzi się w smugach. Obecnością swoją zasadniczo nie zabu-rza foliacji i laminacji.

Obserwacje płytek cienkich ujawniły teksturę kierunkową i oczkową - ze względu na obecność granatu. Struktura jest natomiast lepidogranoblastyczna, podobnie jak w łupkach bi-chl i chl-bi.

Skład mineralny łupków Q-bi-chl, Q-chl-bi, bi-chl-gr i chl-bi-gr: kwarc - 32-56, biotyt - 4-42, chloryt - 12-38, granat - 0-18, plagio-klaz - 0-9, siarczki - 0,1-8,7, apatyt - 0,0-3,0, turmalin - 0,0-0,8, epidot - 0,0-0,1, węglany - 0,0-0,1% obj.

Granat występuje w postaciach idiomorficznych i ksenoblastycznych, osiągających wymiary do 5,0 mm. Przeważnie obserwuje się postacie o wy-miarach 0,1-2,0 mm. Zwykle są to osobniki ksenoblastyczne, o struktu-rach sitowych /porfiropoikiloblasty/ z licznymi wrostkami kwarcu, siar-czków i turmalinu. Wrostki wewnątrz granatu zorientowane są w ten spo-

sób, że odzwierciedlają i kontynuują przebieg spłaszczonego blastów kwarcu. Czasami natomiast wrostki kwarcu są ułożone pod kątem w sto-sunku do zespołu otaczającego. Wychylenie takie jest wynikiem rotacji granatu podczas ruchów różnicowych, w czasie jego blastezy. Granat jest czasami silnie spękany pod kątem do kierunku wydłużenia blastów. Spękania te są również wynikiem ruchów różnicowych. Blasteza granatu nie wywołała przeważnie większych zaburzeń w foliacji i laminacji. Miejscami tylko obserwuje się spęczenie lamin w wyniku blastezy gra-natu lub też utratę kierunkowości w jego otoczeniu. Pospolite są także obwódki zbudowane z kwarcu, okalające blasty granatu. Formy takie ob-serwuje się zwłaszcza w partiach skały pozbawionych większej ilości minerałów maficznych. Ponadto zauważono, że blasteza granatu wśród la-min chlorytowych i biotytowych doprowadza do tworzenia się form idio-blastycznych, pozbawionych wrostków, natomiast blasteza tego minerału w zespołach kwarcowo-biotytowych i kwarcowo-chlorytowych doprowadza do powstania form ksenoblastycznych, poikiloblastycznych, w otoczeniu któ-rych gromadzi się kwarc.

Łupki ab-bi-chl i ab-chl-bi /tab. 7/. Są to skały pozbawione folia-cji i laminacji. Miejscami jedynie zaobserwowano zgodne ułożenie blaszek biotyту. Skała ma barwę ciemnopopielatą z odcieniem zielonkawym. Nieu-zbrojonym okiem obserwuje się drobnoblastyczny, zbity agregat, w któ-rym tkwią pojedyncze blaszki biotyту. Miejscami obserwuje się pojedyn-cze blasty skalenia i kwarcu, dochodzące do 3 mm.

W płytkach cienkich zaobserwowano teksturę bezkierunkową, miejsca-mi jedynie słabo laminowaną lub łupkową oraz teksturę gnejsową. Kie-runkowość uzależniona jest bezpośrednio od częściowej orientacji bio-tytu, lokalnego nagromadzenia lamin kwarcu lub plagioklazu oraz od kierunkowego ułożenia spłaszczonych form plagioklazu.

Łupki załbityzowane ubogie są również pod względem form struktural-nych. Dominuje mieszana struktura lepidogranoblastyczno-porfiroblasty-czna. Ponadto jest ona heteroblastyczna, a miejscami także porfiropoi-kiloblastyczna i reliktoowo-psamitowa.

Charakterystyczna jest dla łupków struktura nierównoblastyczna. Obok drobnych agregatów blastów o wymiarach poniżej 0,01 mm występują tutaj porfiroblasty plagioklazu o wymiarach około 0,5-2,5 mm. Zazwy-czaj drobnoblastyczne tło jest inkrustowane blastami większymi tworząc ośnowę skały.

Porfiroblasty są na ogół ksenoblastyczne, jedynie w kilku miejs-cach zaobserwowano idiomorficzne pokroje skalenia. Zwykle skalenie są typowym reliktoowym materiałem okruchowym. W zespołach skalnych o wyż-

Zestawienie własności minerałów, porfiroblastycznych załbityzowanych żupków
ab-bi-chl i ab-chl-bi

Minerał	Zawartość w % obj.	Wymiary w mm	Pokrój	Własności optyczne	Własności fizyczne
Kwarc	44-12 59-42	0,001-0,3 0,1-3,5 zwykle 0,2-1,5	ksenoblastyczny porfiroblastyczny, ksenoblastyczny rza- dziej idoblastyczny	8,5-13,5% An; śred- nio - 11,8% An, naj- częstszy pomiar - 11,5% An	nieodkształcony zbliznienia wg pra- wa albitowego, pery- klinowego, karlsbädz- kiego i Roc Tourne, normalna budowa pasowa, nieznaczne wzrostki kwar- cu, biotyty, chlorytu
Biotyt	40-0,4	0,05-0,60	blaszki i pakiety postdeformacyjne	α - bladooliwkowy, β - γ - ciemnooliw- kowy	wrostki siarczków, leukoksenu
Chloryt	51-0,6	0,01-0,80	po amfibolu lub bio- tycie, czasami formy wachlarzowate	subnormalne barwy in- terferencyjne, pleo- chroiczny w odcieniach od żółtawego do zie- lonkawego	w pseudomorfozach po amfibolu i biotyocie
Siarczki	5-0,1	0,01-0,5	ksenomorficzne lub idiomorficzne, czasami formy szkieletowe		zrosty z kalcytem i chlorytem
Węglany	8-0,0		ksenomorficzne		paragenezą z kwarcem, chlorytem i siarczkami
Apatyt	1,4-0,0	0,03-0,20	ksenomorficzny		czasami wzrostki skale- nia
Turmalin	4,0-0,0	0,01-0,15	idiomorficzny, skup- kowy	pleochroizm w odcie- niach szmaragdowych	silnie poprzecznie spękany
Muskowit	9,6-0,0	0,2-1,5	blaszki i pakiety		barwa żółtozielona
Epidot	0,4-0,0	0,15-0,50	ksenomorficzny		skupienia do 0,35
Cyrkon	> 0,1	do 0,3	idiomorficzny		wrostki siarczków
Leukoksen	> 0,1	0,005-0,05	ksenomorficzny		
Granat	> 0,1	do 0,25	ksenomorficzny		

szym stopniu przeobrażenia skalenie za pośrednictwem narastających ob-
wódek spajają się z tłem skalnym. W takich wypadkach obserwuje się zwy-
kle narastanie porfiropoikiloblastycznego skalenia na pierwotnych
blastach. Ponieważ proces ten przebiegał w etapie ogólnej albityzacji
plagioklazu, dlatego też zarówno obwódka, jak i jądro skalenia mają
ten sam skład. W zespołach skalnych o najwyższym stopniu przeobrażenia
występują jedynie duże blasty nawzajem przerastającego się plagioklazu,
jako wynik całkowitej rekrystalizacji skały. Obok skalenia w formie
porfiroblastów występuje kwarc. Tworzy on formy przypadkowego kształtu,
złożone z agregatu granoblastycznego. Czasami są to postacie zbliżone
do soczewek, w innych partiach skały mają one kształty lamin lub ostro-
krawędzistych okruchów. W licznych wypadkach obserwuje się także formy
spłaszczone, słabo wygaszające faliście, otoczone agregatem mozaikowym.
Wymiary tych postaci dochodzą do 2,0 mm.

Masą otulającą porfiroblasty jest agregat kwarcowo-skaleniowy. Zes-
pół ten, składający się z diablastycznie przerastających się osobników
reprezentowany jest przez blasty o wymiarach 0,01-0,25 mm. Towarzyszą
mu skupienia siarczków i tlenków żelaza oraz apatyt, turmalin, epidot
i cyrkon.

Agregat ten poprzebijany został blaszkami lub pakietami biotyty
ułożonego w sposób nieorientowany, rzadziej wykazuje on tendencję do
układu kierunkowego. Częściowo lub nawet całkowicie został on przeo-
brażony w chloryt. Stosunek porfiroblastów skaleniowych do otoczenia
jest zmienny. Znane są bowiem partie, w których porfiroblasty stano-
wią domieszkę w zespole drobnoblastycznym, jak również zaobserwowano
partie skały, w których zespoły drobnoblastyczne zostały całkowicie
zrekrystalizowane. Zmienność taka może mieć przyczynę w pierwotnym
zróżnicowaniu materiału bądź w stopniu jego rekrystalizacji.

Na pochodzenie materiału macierzystego nieco światła rzucają psa-
mitowe struktury reliktove. W stosunkowo słabo przeobrażonym zespole
skały macierzystej obok automorficznego plagioklazu zaobserwowano o-
kruchy skalne, reprezentowane przez skały wylewne i osadowe. Fragmenty
te, częściowo obtoczone, osiągają wymiary 0,5-4,0 mm. Wśród okruchów
należących do skał wylewnych rozpoznano skały o strukturze trachitowej,
mikroporfirowej i felzytowej, należące zapewne do tego samego typu eks-
truzywnego. Fragmenty skał osadowych reprezentowane są przez okruchy
częściowo zrekrystalizowane o strukturze heteroblastycznej reliktovej
- psamitowej. Skały te złożone są z przerastającego się zespołu kwar-
cowo-plagioklazowego o wymiarach 0,001-0,005 mm, wśród których zaobser-
wowano blasty apatyty i siarczków oraz blaszki biotyty. Podobnymi wy-

miarami ziarn odznacza się drugi typ okruchów skał osadowych z tym jednak, że zamiast biotyту, siarczków i apatyту pojawiają się tu drobne skupienia substancji grafitowej.

Opisane formy okruchowe w zespołach skalnych o wyższym stopniu przeobrażenia uległy rekryształizacji.

Łupki bi-chl-ab i chl-bi-ab. Są to skały przypominające makroskopowo załbityzowane łupki ab-bi-chl i ab-chl-bi, do których zbliżone są również pod względem wykształcenia tekstury, struktury i składu mineralnego. Teksturę mają one bezładną. Struktura jest natomiast granoledoblastyczna oraz tylko częściowo porfiropoikiloblastyczna.

Łupki te złożone są głównie z kwarcu, występującego w ilości 42-25, biotyту - 34-15, chlorytu - 22-18, plagioklazu 17-12% obj. oraz turmalinu, siarczków, apatyту, epidotu i muskowitu.

Łupki słabo załbityzowane składają się zasadniczo z przekryształizowanego, przerastającego się agregatu kwarcowo-plagioklazowego, w którym poszczególne blasty osiągają wymiary około 0,01-0,10 mm. W zespole tym sporadycznie pojawiają się okruchowe ziarna relikтового plagioklazu lub też zrekrystalizowane porfiropoikiloblasty tego minerału, osiągające wymiary do 0,8 mm. Ponadto w płycie cienkiej obserwuje się nieuporządkowane pakiety biotyту o oliwkowym pleochroizmie i wymiarach 0,10-0,50 mm. Mineral ten wykształcony jest w postaciach częściowo szkieletowych oraz poikiloblastycznych. Biotytowi towarzyszą blaszkowate agregaty bladzielonkawego chlorytu, który również może się z nim przerastać. Ponadto, podobnie jak w łupkach załbityzowanych, obecna jest tutaj pewna ilość zresorbowanych okruchów przeobrażonych mułowców. Są to zespoły o wymiarach do 0,5 mm, złożone z drobnego agregatu kwarcowo-plagioklazowo-siarczkowego, w którym poszczególne blasty wahają się w granicach 0,05-0,01 mm.

Łupki ab-Q. Megaskopowo łupki te są analogiczne do innych łupków załbityzowanych. Tekstura jest bezkierunkowa, miejscami jedynie wykazują tendencję do foliacji w wyniku częściowej reorientacji biotyту. Niewyraźna jest również laminacja. Laminy są nieregularnej grubości od 0,2 do 1,0 mm. Złożone są one z kwarcu, paragenezy kwarcowo-muskowito-albitowej i kwarcowo-chlorytowo-kalcytowej.

Struktura jest granoledoblastyczna, częściowo porfiropoikiloblastyczna. Skała złożona jest z kwarcu - 16-43, plagioklazu /10-12% An/ 60-75, chlorytu - 3-7, biotyту i muskowitu - 3-12% obj., a ponadto turmalinu, apatyту, siarczków, epidotu i kalcytu.

W płytkach cienkich widoczny jest zmienny stosunek okruchowych relików do zrekrystalizowanego tła skalnego. Im większy udział drobnego

zespołu, tym obserwuje się lepszy stopień jego rekryształizacji. Reliktowe okruchy skalenia osiągają przeciętnie wymiary około 0,20-0,40 mm. Drobnoblastyczny zespół przerastającego się plagioklazu i kwarcu jest natomiast reprezentowany przez blasty o wymiarach 0,01-0,20 mm. Wykształcony w ten sposób zespół skalny jest poprzetykany postkinematycznymi blastami, a właściwie poikiloblastami lub dobrze zrekrystalizowanymi, regularnie rozrzuconymi pakietami biotyту o pleochroizmie w odcieniach oliwkowych. Blasty biotyту osiągają wymiary około 0,02-0,25 mm. W nielicznych przypadkach zaobserwowano relikty okruchów skał wulkanicznych częściowo zrekrystalizowane o strukturze mikroporfirowej i ziarnach w granicach 0,001-0,005 mm. Ziarna te reprezentowane są przez kwarc i plagioklaz, w którym tkwią nieregularnie rozrzucone listewki albitu do 0,10 mm długości.

Łupki amf, porfiroblastyczne. Łupki amfibolowe są skałą o słabo wyrażonej teksturze kierunkowej. Łupki te o czarnzielonej barwie, złożone są z nawzajem przerastających się blastów hornblendy. Hornblenda może układać się zgodnie z łupkowatością, miejscami obserwuje się duże idiolasty, osiągające długość do około 2 cm, tkwiące w bladzielonkawym lub zielonym chlorycie.

Łupki te mają zmienną teksturę. Oprócz tekstur bezkierunkowych znane są laminowane oraz plamiste.

Struktura łupków amfibolowych jest nematogranoblastyczna, zwykle również porfiropoikiloblastyczna. Złożone są one z hornblendy, plagioklazu, kwarcu, biotyту, chlorytu, apatyту, siarczków, epidotu, leukokseny, węglanu /tab. 8/.

Głównym minerałem jest hornblenda. W wyniku wzajemnego przerastania się dużych blastów tworzy ona osnowę skały. Występuje w różnych formach. Zaobserwowano postacie ksenoblastyczne i idiolblastyczne, porfiroblastyczne, poikiloblastyczne, a także formy zbliżone pokrojem do igiełek, pręcików oraz słupków. Miejscami wykształcona jest ona szkieletowo lub sitowo. Zawiera liczne wrostki siarczków i kwarcu, które niekiedy mają ułożenie uporządkowane. W zespołach gruboblastycznych hornblenda może ponadto mieć ułożenie wachlarzowate lub promieniste.

W przestrzeniach pomiędzy blastami hornblendy występuje przerastający się granoblastyczny zespół plagioklazowo-kwarcowy, którego największe skupienia dochodzą do wymiarów 1,5 mm. Jest on reprezentowany przez blasty zamykające się w przedziale 0,05-0,25 mm. Miejscami towarzyszą im większe, zapewne reliktowe, okruchy kwarcu lub plagioklazu o wymiarach do 0,5 mm. Rzadziej zespołowi temu towarzyszy biotyt o postkinematycznie wykształconych pakietach, zawierający liczne wrostki

Zestawienie własności minerałów łupków amfibolowych, porfiroblastycznych

Minerał	Zawartość w % obj.	Wymiary w mm	Pokrój	Własności optyczne	Własności fizyczne
Hornblenda	69,0-49,0	0,05-3,50	porfiropoikiloblastyczna, nematoblastyczna, idio- lub ksenoblastyczna, czasami formy szkietowe	$2V\alpha = 80-74^\circ$ $z/\gamma = 14-180$ $n\gamma - n\alpha = 0,023-0,020$, $\alpha - \beta$ - bladożółtawy do bladożółtozielonkawego, β - niebieskozielony, γ - zielony, ciemnozielony do oliwkowego	sporaadyczne bliźniaki wg /100/, spękany; wrostki: kwarc, siarczki, apatyt
Plagioklaz	24,0-17,0	0,05-0,20	ksenoblasty		zbliżniaczenia polisyntetyczne wg prawa albitowego i peryklinowego; wrostki: hornblenda /fibrolit/ normalnie wygasza światło; bez wrostków
Kwarc	12,0-5,0	0,05-0,25	ksenoblasty		wrostki: kwarc, siarczki i cyrkon
Biotyt	10,0-0,0	0,10-0,50	pakiety pokinematyczne	$\alpha - \beta$ - bladożółtawy, $\beta \approx \gamma$ - żółtooliwkowy do bladokasztanowego	
Chloryt	około 1,0	do 1,0	formy wachlarzowate lub pseudomorfozy po hornblendzie lub biotycie	$0,002-0,000 = n\gamma - n\alpha$ subnormalne barwy interferencyjne, bladozielonkawe barwy pleochroiczne	
Apatyt	0,2-0,1	0,01-0,4	ksenoblasty lub idio-blasty		
Siarczki	3,0-1,0	0,01-0,3	ksenoblasty lub idio-blasty		
Epidot	0,1-0,0	do 0,05	ksenoblasty		
Węglany	10,0-0,0	do 0,5	ksenoblasty		przerosty z leukokse- nem

kwarcu, siarczków i minerałów radioaktywnych, wywołujących zjawisko pól pleochroicznych.

W wyniku częściowego przeobrażenia zespołu skalnego obserwuje się epidot, chloryt, serycyt i muskowit. Miejscami hornblenda uległa prawie całkowicie schlorytyzowaniu, natomiast plagioklaz przeobraził się w serycyt i muskowit. Ponadto skała uległa impregnacji kalcytem, który obserwowany jest również w zespołach żyłowych przecinających łupki.

Łupki chl-bi-amf, bi-chl-amf-ab, ab-bi-chl-amf i ab-chl-bi-amf, nematoblastyczne. Pod względem megaskopowym łupki te są podobne do łupków amfibolowych, porfiroblastycznych. Różnią się natomiast głównie teksturą i strukturą oraz mniejszą zawartością hornblendy.

Łupki odznaczają się słabo zaznaczoną teksturą kierunkową. Jest ona widoczna w płytkach cienkich w zgodnym, równoległym ułożeniu blas-tów biotytu i nematoblastów chlorytu. Ponadto istnieje typowe laminacyjne zróżnicowanie zespołu skalnego wyrażone obecnością lamin: kwarcowych, kwarcowo-plagioklazowych, hornblendowych, kwarcowo-biotytowych i kwarcowo-chlorytowych. Kwarc może również występować w postaci hydrotermalnych lamin, grubości do 0,2 mm, podkreślających swym przebiegiem kierunkowy charakter skały.

Struktura łupków jest granoblastyczna, porfiropoikiloblastyczna, sitowa oraz rzadziej lepidoblastyczna.

Łupki złożone są z kwarcu, chlorytu, biotytu, amfibolu, plagiokla-zu, tlenków żelaza, siarczków, apatytu i epidotu /tab. 5/.

Cechą struktury obserwowanej w płytkach cienkich jest zorientowane ułożenie nematoblastycznych pseudomorfoz zbudowanych z chlorytu oraz częściowo kierunkowe ułożenie biotytu. W powiązaniu z tendencją do laminowanego układania się zespołów mineralnych obserwujemy wyraźnie zróżnicowany obraz zespołów mineralnych. Układ ten zaburzony jest nieuporządkowaną blastezą hornblendy, której porfiropoikiloblasty, nieraz o sitowej budowie, w sposób nieregularny inkrustują skałę. Zespoły leukokratyczne oraz biotyt zamykają się w przedziałach 0,05-0,30 mm. Hornblenda natomiast może osiągać wymiary do 1,5 mm. Podobną wielkość osiągają pseudomorfozy chlorytowe, które mogą przetykać blasty zespołu leukokratycznego - zwłaszcza kwarcu.

Łupki amf-gr, skarnopodobne /tab. 9/. Jest to skała o teksturze kierunkowej, wyrażonej falistą łupkowatością. Złożona jest ona z dwóch podstawowych składników: granatu i hornblendy. Granat tkwi w postaci kulistych oczek dochodzących do 5 mm średnicy. Występuje on w otoczeniu sfalowanych i popękanych blastów amfibolu, wśród którego nie zaob-

Zestawienie własności minerałów łupków amf-gr, skarnopodobnych

Materiał	Zawartość w % obj.	Wymiary w mm	Pokrój	Własności optyczne	Własności fizyczne
Hornblenda	40,0-33,0	0,05-10,00	idioblastyczna lub ksenoblastyczna, sitowa, porfiropoikiloblastyczna, dobrze wykształcone ściany /110/ 1 /100/	$2V\alpha = 70-84^\circ$, $z/\gamma = 14-23^\circ$, $n\gamma - n\alpha = 0,25-0,021$, $\alpha - \beta$ - białoszkiełkowy-lonkowy, β - niebieskawo-zielonkawy, γ - ciemnozielony lub ciemnoniebieskozielony	wrostki: kwarc, siarczki, apatyt
Chloryt	38,0-12,0	0,02-0,50 zespoły pseudo-morfoz po hornblendzie dochodzą do 10,00	blaszkowaty, ksenoblastyczny	pleochroizm od białoszkiełkowego do bladzielonkawego	wrostki: Q, hornblenda, granat, siarczki, apatyt
Kwarc	32,0-25,0	0,01-0,20	granoblastyczny, ksenoblastyczny	almandyn 80% /metoda pryzmatu/	wrostki: apatyt, amfibol, granat
Granat	23,0-19,0	do 10,00	porfiropoikiloblastyczny, idioblastyczny, sitowy, formy rotacyjne		wrostki: apatyt, kwarc, siarczki
Biotyt	2,0-0,0	0,10-1,50	pakiety postkinematyczne	$\alpha - \beta$ - bladooliwkowy lub bladoszkiełkowy, $\beta \approx \gamma$ - ciemnooliwkowy lub brunatnawy	wrostki: siarczki, kwarc, apatyt, min. radioaktywne
Siarczki	4,0-3,0	0,01-2,00	idio- lub ksenoblastyczne	piryt, pirotyn, chalkopiryt, arsenopiryt	przerosty z chlorytem i granatem
Apatyt	3,0-2,0	0,01-1,20	idio- lub ksenoblastyczny		
Węglany	5,0-0,1	0,8			
Staurolit	>0,1	/1 ziarno/ do 2,0	ksenoblastyczny		
Serpentyn	>0,1		formy hornblendy		

serwowano form idioblastycznych. Miejscami obserwuje się zgodnie z łupkowatością ułożone ziarna siarczków.

Tekstura łupków jest kierunkowa, zwykle laminowana. Laminę wahają się od kilku milimetrów do 1,5 cm. W zależności od składu przedstawiają różne modyfikacje strukturalne i mineralne.

Stosunkowo podrzędne są laminę kwarcowo-apatytowo-granatowe, kwarcowo-kalcytowo-muskowitowo-granatowe, kwarcowo-apatytowo-granatowo-siarczkowe. Pospolitsze są laminę chlorytowo-kwarcowe, w których kolejno przeważa kwarc lub chloryt. Typowymi laminami dla omawianego zespołu skalnego są laminę granatowo-hornblendowe, granatowo-chlorytowo-hornblendowe i granatowo-chlorytowe. Zespołom tym towarzyszą zwykle zmienne ilości siarczków, apatytu i kwarcu, rzadziej natomiast biotytu i węglanów.

Laminę granatowo-hornblendowo-chlorytowe wykazują struktury poikiloporfiroblastyczne, sitowe, nematoblastyczne. Tło skalne tego zespołu stanowią blasty przerastającego się amfibolu lub osnowa chlorytowa. Czasami obserwuje się monoblasty hornblendy, której blasteza zachodziła w otoczeniu i kosztem chlorytu. Takie osobniki hornblendy wykształcone są zwykle idioblastycznie, a ponadto układają się one wydłużeniem zgodnie z laminacją skały. Formy amfibolu, które tworzyły się w środowisku chlorytowo-kwarcowym mają postacie poikiloblastyczne, a w wyniku przewagi kwarcu nad chlorytem w materiale macierzystym, odznaczają się postaciami sitowymi.

Zespół chlorytowo-amfibolowy ma dość regularne ułożenie, które zostało zaburzone w rezultacie porfiroblastezy granatu. Stosunkowo młoda blasteza tego minerału wywołała zjawiska rozpychania lamin chlorytowych /odkształcenia plastyczne/ oraz destrukcję przylegających osobników hornblendy /odkształcenia sztywne/. W wyniku pojawienia się granatu i jego dużej siły krystalizacji drobne blasty tego minerału łączą się miejscami w laminę monomineralne długości ponad 20 mm. W zależności od rodzaju środowiska blastezy ma on formę idioblastyczną, ksenoblastyczną, względnie sitową. Miejscami zaobserwowano formy rotacyjne granatu, w których wzrostki mineralne ułożone są w charakterystyczny sposób, typowy dla blastezy synkinematycznej.

Łupki skarnopodobne są gęsto usiane siarczkami, wśród których zidentyfikowano pirotyn, pirotyn, chalkopiryt i arsenopiryt. Skupienia tych minerałów mogą sięgać do kilku milimetrów. Zwykle towarzyszą one chlorytowi i węglanom. Ponadto razem z węglanami mogą one w sposób nieregularny impregnować skałę, występując w postaci drobnych użyleń, bądź też sklejając blasty kwarcu.

Należy podkreślić również lokalne wzbogacenie skały w apatyt. Zwłaszcza laminy kwarcowo-apatytowo-granatowe mogą zawierać do kilkudziesięciu procent tego składnika. Są to laminy o wykształceniu granoblastycznym i poikiloblastycznym. Głównym minerałem jest tu kwarc, który tworzy regularną mozaikę ziarn o wymiarach 0,1-0,2 mm. Blasteza kwarcu zachodziła niezależnie od blastezy apatytu, którego rozmieszczenie wydaje się być odzwierciedleniem pierwotnego układu tego składnika. Największe osobniki apatytu dochodzą do 1,2 mm.

Łupki chlorytowe z turmalinem. Łupki te mają barwę ciemnozieloną. Megaskopowo jest to skała o częściowo kierunkowej teksturze uwidocznionej zgodnym ułożeniem pojedynczych blaszek biotytu. W obrazie płytek cienkich jest to skała o teksturze bezkierunkowej. Struktura jest zmienna, przeważnie granoblastyczna w wyniku zrastania się zespołu kwarcowo-plagioklazowo-chlorytowego o przeciętnych wymiarach ziarn w granicach 0,02-0,18. Niższe przedziały tego zakresu podporządkowane są chlorytowi, wyższe natomiast kwarcowi i plagioklazowi. Ksenoblasty kwarcu i plagioklazu wykazują częściową rekrytalizację. Zespół ten porprzetykany jest plamisto rozmieszczonym muskowitem, którego pojedyncze blaszki mogą osiągać 0,05-0,25 mm długości. Muskowit nadaje skale znamiona struktury lepidoblastycznej. Ponadto w skale występują pojedyncze osobniki lub całe zespoły siarczków o idio- lub ksenomorficznym wykształceniu. Minerale te osiągają wymiary 0,04-0,3 mm.

Turmalin występuje w postaci poprzecznie spękanych pręcików, osiągających długość 0,01-0,50 mm. Odznacza się pleochroizmem w odcieniach od bladoróżowego do ciemnozielonego. Stosunek szerokości do długości zamyka się od 1:3 do 1:7. Turmalin w sposób nieuporządkowany przebiega zespoły mineralne łupku nadając mu cechę struktury nematoblastycznej.

Kwarcyty. Kwarcyty są to skały, które występują w postaci lamin, dochodzących maksymalnie do 2 cm grubości. Odznaczają się one białawą lub popielatą barwą, w zależności od rodzaju domieszki. Wśród skał tych zaobserwowano zasadnicze trzy odmiany:

- kwarcyty /monomineralne/
- kwarcyty z apatytem
- kwarcyty z siarczkami

Są to skały o teksturze bezkierunkowej i strukturze granoblastycznej. Złożone są one z monomineralnego zespołu kwarcowego o wykształceniu granoblastycznym, mozaikowym. Drobnny agregat kwarcowy reprezentowany jest zwykle przez blasty o wymiarach 0,05-0,2 mm.

Brekoje skalne. W wyniku metamorfizmu dynamicznego łupki metamorficzne z Tłuszcza uległy zbrekojowaniu. Wskutek tych przeobrażeń, zwią-

zanych z końcowymi fazami ruchów, powstały partie skał znacznie spękanych i poprzesuwanych względem siebie. Są to okruchy rzędu od kilku milimetrów do kilku centymetrów, o ostrokrawędzistych formach spojone kalcytem. Miejscami stopień wypierania składników przez kalcyt został tak dalece zaawansowany, że skały składają się prawie wyłącznie z kalcytu, który wyparł plagioklaz, biotyt i chloryt.

Utwory żyłowe. Utwory żyłowe występują w całym rdzeniu skał krystalicznych. Są to utwory o regularnym lub nieregularnym przebiegu. Zwykle są one zgodne z foliacją lub laminacją skały, jednak nie brak jest także utworów ukośnych do foliacji lub nawet poprzecznych. Osiągają one grubość od dziesiętnych części milimetra do kilku centymetrów.

Zespoły mineralne utworów żyłowych są ubogie. Zwykle są one reprezentowane przez kwarc i węglany /kalcyt/. Obecność innych minerałów: albitu, biotytu, chlorytu, siarczków, apatytu, granatu i hornblendy jest wynikiem blastezy składników otaczających lub też uniesionych ze skały otaczającej. Blasteza minerałów tych jest szczególnie dobrze widoczna w utworach niezgodnie tnących łupki. Rekrytalizacja materiału jest wówczas zgodna ze skałą otaczającą, a selekcja materiału może stwarzać obraz kontynuowania się laminy, rozerwanej i wypełnionej kwarcem.

Badania mineralogiczne

Głównymi minerałami skał krystalicznych z Tłuszcza są: kwarc, biotyt, plagioklaz, hornblenda, granat i chloryt. Składniki występujące pobocznie i akcesorycznie zostały szczegółowo opisane przy odnośnych typach skalnych.

Kwarc jest podstawowym ogniwem łupków. Spotykany jest w ilości ponad 84% obj. Jest to minerał występujący w reliktowych, ostrokrawędzistych formach, zwykle bardzo słabo zrekrystalizowanych. Postacie jego nie wykazują falistego wygaszania światła, ani też budowy mozaikowej. Poza laminami kwarcytowymi nie obserwuje się w nich wrostków mineralnych. Zwykle dobrze przerasta się on z plagioklazem i wykazuje tendencję do kierunkowego ułożenia spłaszczonego blastów. Wymiary tego minerału wahają się w przedziale 0,05-0,30 mm. Dolne przedziały wymiarów kwarcu reprezentowane są przez osobniki występujące w okruchach skał wulkanicznych. Ponadto w sporadycznym wypadku, w zespołach skarnopodobnych, kwarc zawiera miejscami drobne, igiełkowate wrostki amfibolu.

Kwarc reprezentowany przez odmianę żyłową - okruchową, wykazuje nieco odmienne właściwości. Złożony jest on z dużych osobników o falistym wygaszaniu, otoczonych aureolą blastów o budowie mozaikowej.

Biotyt występuje w ilości do 42,5% obj. Reprezentowany jest on przez pojedyncze blaszki lub pakiety o postkinematycznej blaszce, osiągające wymiary 0,02-0,60 mm, a w odmianie skarnopodobnej nawet do 1,5 mm. Biotyt zwykle jest ułożony kierunkowo. Nieliczne stosunkowo blasty tego minerału są wychylone pod kątem do ogólnej kierunkowości. Szczegółowy opis tego ułożenia zamieszczono przy opisie struktury łupku bi-chl i chl-bi. Pleochroizm biotyту jest zmienny w stosunkowo niewielkim stopniu, przeważnie obserwuje się barwy pleochroiczne w odcieniach:

α - bladożółtawy, bladooliwkowy,

$\beta \approx \gamma$ - ciemnooliwkowy, rzadziej brunatnawy lub kasztanowy.

Biotyt zawiera zwykle drobne wrostki kwarcu, siarczków i apatytu, a w zespołach skarnopodobnych także bliżej nieoznaczonych minerałów z polami pleochroicznymi. Przerasta się z chlorytem, siarczkami i kalcytem.

Chloryt w dowolnym stosunku podstawia biotyt i hornblendę, osiągając maksymalnie 50,4% objętości. Jest to minerał pozbawiony zwykle własnego pokroju, występujący w pseudomorfozach po biotycie lub amfibolu. Stosunkowo rzadziej obserwuje się drobne formy skupień wiązek o wykształceniu igielkowym lub sferolitów. Miejscami nagromadzenie tego minerału jest tak obfite, że tworzy on prawie monomineralne laminy skały. Chloryt odznacza się zmiennym pleochroizmem, czasami bardzo słabym, w odcieniach bladozielonkawych, miejscami natomiast wyraźnym pleochroizmem od bladożółtawego do zielonkawego. Jest to minerał o dwójłomności w zakresie 0,002-0,000, subnormalnych barwach interferencyjnych oraz znaku optycznym $+/$ lub $-/$. Jego współczynnik załamania światła - nieco wyższy od kwarcu, oraz poprzednio podane cechy pozwalają zaliczyć go do peninu.

Plagioklaz reprezentowany jest przez blasty o reliktowej postaci okrucowej, lub przez formy zrekrystalizowane. Występuje więc w postaci klastów, porfiroblastów lub poikiloblastów. Zawiera stosunkowo nieliczne wrostki kwarcu. Maksymalnie występuje w ilości 74,8% obj. skały.

Plagioklasy oznaczono przy pomocy uniwersalnego stolika Fedorowa. Większość oznaczeń wykonano metodą pomiaru maksymalnego kąta $010/\alpha$. Wyniki tych oznaczeń przedstawiono w tabeli 10. Metodą tą udało się oznaczyć zasadniczo wszystkie skalenie z wyjątkiem górnej strefy odcinka rdzenia do głębokości 2550 m i odcinka od 2690,0 do 2930,0 m. Z przedstawionych pomiarów wynika, że plagioklasy należą do albitu lub do kwaśnego oligoklazu, o zawartości cząsteczki anortytowej od 4,0 do 14,5%. Wyliczony średni skład skalenia wynosi 11,2% An.

Ponadto na stoliku Fedorowa oznaczono plagioklasy sposobem bliźniaków. Wykazały one również zmienny skład w granicach 4-10% An.

Plagioklasy z Tłuszcza są plamiste, niejednolitej budowy, w dużym stopniu przeobrażone i poprzerastane kwarcem. Ich poikiloblastyczna, nieraz sitowa budowa stwarza naturalną przeszkodę w wyborze odpowiedniego do oznaczeń przekroju. W wielu wypadkach zanotowano czysty albit lub skalenie o wyższej zawartości cząstki anortytu, jednak dokładne oznaczenie nie było możliwe z przyczyn technicznych. Niejednokrotnie plagioklasy wykazują rekurencyjną budowę pasową w granicach 4-14% An. Pospolita jest natomiast prosta, normalna budowa pasowa. Zbliżniaczenia są nieliczne. Przeważnie są to kilkakrotnie przekładające się prążki albitowe, rzadziej peryklinowe, a sporadycznie Roc Tourné i karlsbadzkie. Dominują bliźniaki I typu ze śladami budowy pasowej na ścianach $/110/$.

Bez względu na pokrój i towarzyszący zespół paragenetyczny plagioklasy są zalbityzowane. Są to zwykle formy o plamistym, nierównym wygaszaniu. Stopień przeobrażenia jest w tym wypadku tak wysoki, że zalbityzowane zostały skalenie występujące w postaci reliktoowego detrytu.

Hornblenda jest składnikiem,

który pojawia się tylko w nielicznych paragenezach mineralnych, dochodząc maksymalnie do 68,9% obj. Reprezentowana jest ona przez osobniki idio- lub ksenoblastyczne, osiągające wymiary do 10 mm. Są to postacie

T a b e l a 10

Wyniki oznaczeń plagioklazu metodą $010/\alpha$ na stoliku Fedorowa

Głębokość w m	Średnia zawartość cząsteczki anortytowej
2553,6	12,0
2559,6	7,0
2565,0	12,5
2570,3	11,0
2571,5	12,0
2577,3	12,0
2583,0	11,5
2588,1	12,5
2589,4	13,5
2591,4	13,0
2593,3	13,5
2594,9	11,5
2604,5	8,5
2608,5	11,0
2610,8	13,0
2618,5	10,0
2620,2	10,0
2625,4	11,0
2638,3	10,0
2661,0	11,5
2670,0	11,0
2685,5	12,0
2932,5	7,5
2939,5	8,0
2942,3	12,5
2943,1	10,0
2943,5	12,0
2945,5	11,0
2951,6	11,5

porfiroblastyczne, poikiloblastyczne, czasami sitowe oraz nematoblastyczne. Formy sitowe przepełnione są wrostkami kwarcu, siarczków, rzadziej plagioklazu i apatytu. Hornblenda przeobrażona jest częściowo w chloryt, biotyt i uwodnione tlenki żelaza. Wykazuje ona kąt osi optycznych $2V\alpha = 68-84^\circ$; kąt $z/\gamma = 14-23^\circ$, dwójkomność 0,019-0,025, pleochroizm:

- α - żółtawy, bladzielonkawy, żółtawzielonkawy;
- β - niebieskawzielonkawy w różnym natężeniu barwy lub zielony;
- γ - ciemnozielony, zielony, ciemnoniebieskozielony.

Dość duży wachlarz zmienności optycznych amfibolu oraz pleochroizm pozwalają wnioskować, że badany minerał reprezentuje hornblendę zwyczajną oraz jej ogniwa glaukofanowe.

Granat. Według danych zaczerpniętych z pracy M. Juskowiakowej /1969/ wynika, że do badań optycznych i rentgenowskich wytypowano granat z głębokości 2752,0 i 2838,0 m. W pierwszym wypadku granat występował w postaci dość dużych, sięgających 3 mm średnicy poikiloblastów, przytkanych sitowo wrostkami skaleni i kwarcu. Wokół siebie natomiast wytwarzał aureolę pozbawioną składników femicznych. W drugim przypadku stwierdzono granat zgrupowany w nieregularnych, wydłużonych skupieniach jednorodnych, grubości kilkunastu milimetrów, w których przerastał się z siarczkami.

Jakkolwiek analizowane granaty różnią się sposobem występowania i formą, to jednak z danych rentgenograficznych i z badań współczynnika załamania światła, oznaczanego metodą pryzmatu, wynika że są one niemal identyczne. Wartości n granatów wynoszą 1,813 i 1,814. W granatach tych przeważa część almandynowa w ilości ponad 80%, przy ilości piropu około 1%.

Siarczki. Zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi siarczki występują w postaci żyłek, naskorupień na płaszczyznach złustrowania oraz drobnych, nieregularnie wykształconych skupień. Najliczniejsze są piryt i chalkopiryt, przy czym piryt przeważa nad chalkopirytem, który buduje środkowe partie żyłek. Inną generację żyłek tworzy pirotyt i arsenopiryt, stwierdzone tylko na podstawie badań rentgenograficznych, przeprowadzonych przez M. Stępniewskiego.

Badania chemiczne

Osiem próbek skał krystalicznych zostało wytypowanych do analizy chemicznej, którą wykonano w Laboratorium Głównym Instytutu Geologicznego. Wyniki analiz przeliczono na stosunki molekularne, a następnie

sposobem P. Niggiego na minały normatywne. Wyniki analiz chemicznych oraz przeliczenia przedstawiono w tabelach 11 i 12.

Analizowane skały należą do typu wyraźnie przesyconego krzemionką. Ilość wolnego kwarcu waha się 35,2-61,9%. Przesycenie krzemionką wynika również z projekcji trójkątnej $Q - L - M$ / $Q = Q + Ru$; $L = Kp + Ne + Cal$; $M = Fo + Fa$ /, gdyż parametry analiz chemicznych grupują się powyżej linii PF, w polu wolnej krzemionki /fig. 14/.

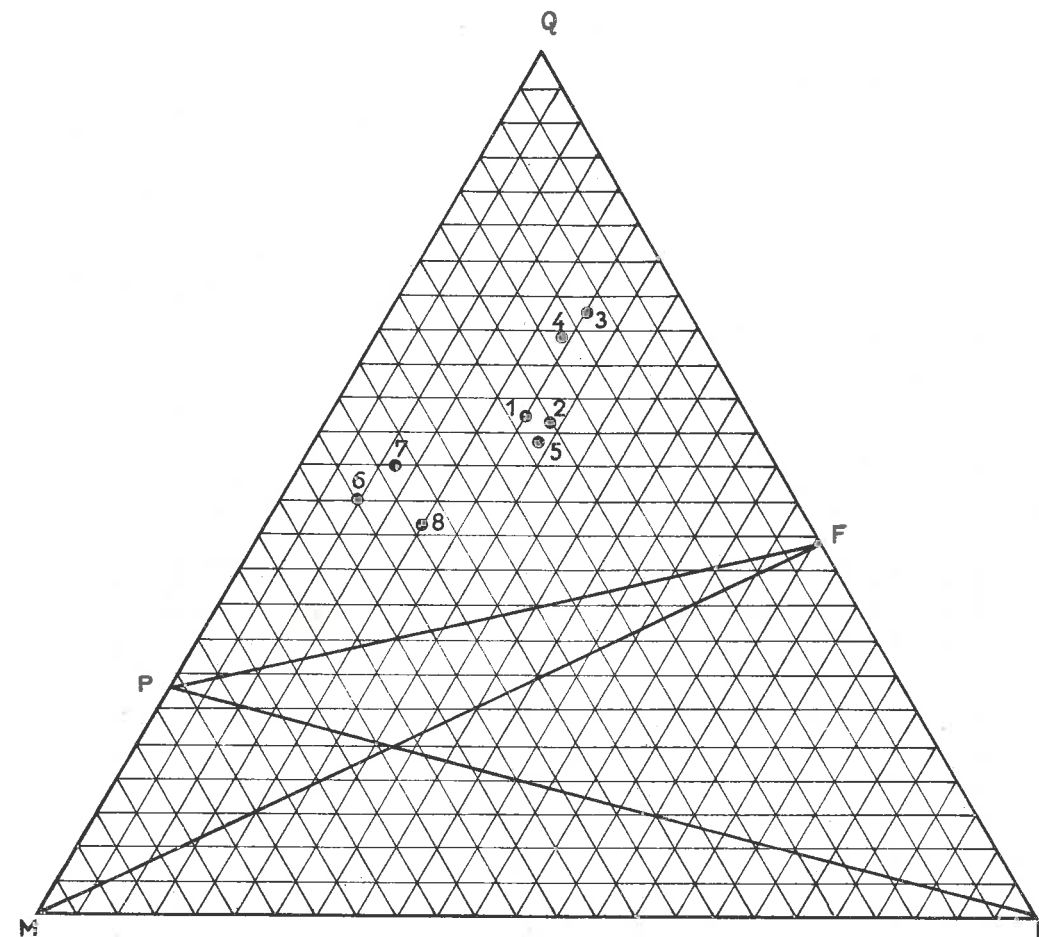


Fig. 14. Projekcja QLM żupków metamorficznych na podstawie przeliczeń wyników analiz chemicznych według P. Niggiego

T a b e l a 11

Wyniki analiz chemicznych skał krystalicznych w % wag.

Składniki	Typ żupku i głębokość występowania w m									
	bi-chl-ab	Q-bi-chl	ab-bi-chl	chl-bi-ab	Q-bi-chl	bi-chl-gr-amf	amf	bi-chl-gr		
	2513,0	2549,5	2610,8	2701,0	2736,0	2752,0	2831,6	2841,8		
SiO ₂	61,37	59,18	65,31	58,11	58,18	49,28	53,41	48,83		
TiO ₂	0,72	0,88	0,56	0,91	0,97	0,99	0,86	0,84		
Al ₂ O ₃	14,83	15,90	13,71	15,93	15,61	11,98	12,74	12,80		
Fe ₂ O ₃	1,12	1,08	0,44	0,80	1,12	1,84	1,72	1,44		
FeO	8,84	8,37	3,68	9,38	9,05	19,45	16,81	18,40		
MnO	0,65	0,16	0,13	0,14	0,18	0,27	0,24	0,30		
CaO	2,75	2,24	4,93	1,57	2,91	2,02	1,15	1,73		
MgO	3,36	3,35	2,42	4,06	3,55	6,31	5,36	6,42		
P ₂ O ₅	0,18	0,25	0,18	0,27	0,25	0,53	0,59	1,32		
K ₂ O	1,38	1,45	1,20	1,66	1,90	0,30	0,51	0,78		
Na ₂ O	2,43	4,11	3,91	3,69	2,90	0,47	1,68	0,68		
S	0,05	0,04	0,10	0,05	0,03	0,33	0,39	0,35		
CO ₂	0,07	0,28	2,32	0,58	0,20	0,43	0,09	0,70		
H ₂ O ⁻	0,02	0,01	0,03	0,01	0,06	0,06	0,05	0,04		
H ₂ O ⁺	2,69	2,58	0,77	2,40	2,62	5,57	4,20	5,29		
Razem	100,46	99,88	99,69	99,56	99,63	99,83	99,80	100,92		

Analizowali: Z. Zdrowski, W. Zielińska.

T a b e l a 12

Przeliczenie wyników analiz chemicznych
sposobem P. Niggliego

Minerały	Analizy							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Q /kwarc/	52,3	49,6	61,9	51,2	48,8	35,2	43,7	35,7
Kp /kaliofilit/	2,7	2,7	2,5	3,3	3,7	0,5	0,9	1,5
Ne /nefelin/	7,1	12,1	12,1	11,1	8,7	1,4	5,1	2,0
Cal /glinian wapnia/	8,4	5,7	5,5	2,4	8,1	3,4	2,3	-
Sp /spinel/	-	1,2	-	9,4	-	5,7	6,5	9,0
Hx /hercynit/	-	-	0,6	0,2	-	-	-	-
Fo /forsteryt/	7,5	7,0	5,8	-	8,1	10,5	9,2	9,5
Fa /fajalit/	11,5	10,7	4,5	11,7	11,5	22,6	21,1	21,5
Mt /magnetyt/	0,6	0,6	0,3	0,5	0,6	0,9	1,0	0,8
Cp /fosforan wapnia/	0,1	0,3	0,1	0,3	0,3	0,6	0,6	1,4
Ru /rutyl/	0,5	0,7	0,5	0,7	0,8	0,7	0,7	0,6
Cc /kalcyt/	0,1	0,4	3,4	0,8	0,3	0,6	0,1	0,8
Pr /piryt/	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,4	0,3
W /woda/	9,0	8,8	2,7	8,2	8,9	17,6	8,3	16,8

Pod względem zawartości glinki skały przedstawiają na ogół typ przesycony według układu $Al > K + Na + 2Ca$. Takiemu układowi podporządkowane są analizy 2, 4, 6, 7, 8. W dwóch przypadkach obserwujemy idealne nasycenie glinką $Al = K + Na + 2Ca$, a mianowicie w analizie 1 i 5, a w analizie 3 zachodzi normalne nasycenie alkaliem. Zróżnicowanie glinki w skałach nie jest związane ze zróżnicowaniem krzemionki. Pod względem ilości krzemionki skały grupują się w trzech zespołach: analiza 3 - ponad 60% Q; analizy 1, 2, 4, 5 - około 50% Q; analizy 6 i 8 - 35% Q. Od schematu odbiega analiza 7 - 43,7% Q, która jest jednak ogniwem pośrednim. Ponadto parametry analizy 4 występują na projekcji Q-L-M obok parametru analizy 3. Położenie takie jest wynikiem braku minału Fo w analizie 4, co powoduje sztuczne zawyżenie parametru Q.

Ilość minałów skaleniowych $L /Kp + Ne + Cal/$ jest wprost proporcjonalna do ilości Q i utrzymuje się od 8 do 23%. W analizach o małej ilości Q np. 35,7%, $L = 3,5\%$ oraz dla $Q = 35,2\%$, $L = 5,3\%$. W przypadku większej ilości Q wzrasta również ilość L np.:

Q: 43,7-48,8-49,6-51,2-52,3-61,9

L: 8,3-20,5-20,5-16,9-18,2-20,1

a w przeliczeniu na parametry składników głównych:

Q: 52-55-57-67-58-68

L: 10-23-23-19-20-20

Minał Ne jest w zasadzie głównym składnikiem zespołu skaleniowego, Kp i Cal są zazwyczaj drugorzędne. Wyjątkami są analizy 1 /gdzie Ne : Cal = 7,1:8,4/, 5 /8,7:8,1/ i analiza 6 /1,4:3,4/. Ilość Kp utrzymuje się na jednolitym poziomie w zakresie 0,5-3,7%, przeważnie 2,5-2,7, średnio 2,25%. Nieznaczne podwyższenie ilości Cal, zmierzające do wyrównania ilości Ne wynika ze słabszego załbityzowania skały lub wywołane jest obecnością hornblendy jako składnika głównego.

Ilość minerałów femicznych jest natomiast odwrotnie proporcjonalna do ilości Q. Współzależność trzech grup krzemionkowych transponuje się bezpośrednio na trzy grupy femiczne w sposób następujący:

Q: 61,9-52,3-48,8-43,7-35,2

N: 10,3-17,7-19,6-30,3-33,1

We wszystkich pozostałych wypadkach z wyjątkiem analizy 3, Fa przeważa nad Fo, w stosunku 3:2 lub 2:1, a zawartość minerału Fa wynosi, dla kolejnych trzech grup femicznych: 4,5 - 10,7+11,5 - 21,1+22,6. Podobnie dla Fo wynosi on: 5,8 - 7,0+8,1 - 9,2+10,5. Zawartość Sp waha się w granicach 0,0+1,2 dla drugiej grupy i 5,7+9,0 dla trzeciej grupy femicznej. Minały Hz, Mt, Cp, Ru, Cc i Pr nie są podwyższone i zamykają się w przedziałach dla danego typu skał zmetamorfizowanych.

Po przeliczeniu minerałów P. Higgliego na minerały normatywne określonej strefy metamorficznej spada gwałtownie ilość minerału Q dla 20 - 25% kwarcu normatywnego. Zbliżona do tego procentu jest ilość normatywnego albitu - oligoklazu. Pozostałymi składnikami są minerały femiczne /biotyt, enstatyt, hipersten/ oraz kordieryt, jako wynik przesycenia gliną.

GENEZA I PRZEOBRAŻENIA METAMORFICZNE SERII JADOWSKIEJ

Sukcesja blastezy minerałów łupków metamorficznych z Tłuszcza jest stosunkowo łatwa do odtworzenia. Analiza struktur skały oraz epitoksezy wskazuje na jeden ciągły etap przeobrażeń metamorficznych, zakończony ruchami różnicowymi, które wyniosły pakiety skalne do stref przypowierzchniowych /W. Ryka, 1964/.

Początek przeobrażeń charakteryzuje się blastezą chlorytu, kwarcu i albitu. Mineraleom tym towarzyszy również krystalizacja turmalinu, apatytu, tlenków żelaza, siarczków oraz epidotu. Główne piętno tego

okresu przeobrażeń polega na blastezie chlorytu, albitu i epidotu jako minerałów typomorficznych dla facji zieleńcowej, strefy chlorytowej. W związku z powyższym do wyjaśnienia pozostaje szereg zagadnień jak: warunki fizyko-chemiczne facji zieleńcowej; charakterystyka materiału osadowego jako produktu wyjściowego do przeobrażeń; sukcesja przeobrażeń mineralnych.

1. Warunki facji zieleńcowej nie są określane jednoznacznie. Zwykle przyjmuje się według D. S. Coombsa /1954/ temperaturę 200°C i ciśnienie 2000 atmosfer, jako minimalne warunki dla rozpoczęcia przeobrażeń facji zieleńcowej. Natomiast wyniki prac eksperymentalnych wykazały, że swobodna działalność facji zieleńcowej ograniczona jest temperaturą około 400°C i ciśnieniem około 3000 - 4000 barów /W. S. Fyfe, F. J. Turner, J. Verhoogen, 1958/.

Górny zakres trwania facji zieleńcowej ograniczony jest trwałością minerałów typomorficznych facji zieleńcowej z jednej i facji amfibolitowej z drugiej strony. Pogranicze zespołów mineralnych epidot - albit - chloryt - kwarc i plagioklaz - piroksen lub epidot - chloryt - kwarc i anortyt - piroksen jest zmienne i waha się w szerokich zakresach temperatury i ciśnienia. Tak np. stwierdzono, że tworzenie się klinozoizytu zachodzi w temperaturze 600°C i ciśnieniu 12000 atmosfer. T. Barth /1952/ sądzi, że epidot jest trwały do temperatury 450°C, podczas gdy inni badacze temperaturę tę przesuwają nawet do 900°C.

Facja zieleńcowa obejmuje trzy strefy: chlorytową, biotytową i almandynową. Ostatnia jest zasadniczo ogniwem pośrednim pomiędzy facją zieleńcową i amfibolitową, a wyróżnienie tego ogniwka było koniecznością ze względu na niski stopień przeobrażenia skał i nietypowy skład skaleniowy. Opierając się na tych przesłankach, T. Vogt /1927/ wyróżnił nawet fację epidotowych amfibolitów jako fację słabo zmetamorfizowanych skał strefy granatowej. Natomiast F. J. Turner /1948/ nazwał ją wprost facją albitowo-epidotowych amfibolitów.

Szczegółowe opracowania warunków facjalnych przez W. S. Fyfa, F. J. Turnera, J. Verhoogena /1958/ doprowadziły do trójdzielnego rozczłonowania facji zieleńcowej na subfacje: kwarcowo-albitowo-muskowitowo-chlorytową, odpowiadającą strefie chlorytowej; kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytową, odpowiadającą strefie biotytowej; kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynową, odpowiadającą strefie almandynowej.

Wreszcie H. G. F. Winkler /1967/ w rozbiciu na serie facjalne wyróżnia trójdzielny typ Barrova, reprezentowany przez subfacje:

kwarcowo-albitowo-muskowitowo-chlorytową,
kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytową,
kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynową,

oraz dwudzielną typ Abukuma, na który składają się subfacje:

kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowo-chlorytowa,
kwarcowo-andaluzytowo-plagioklazowo-chlorytowa.

2. Działalność metamorficzna zapoczątkowana w subfacji kwarcowo-albitowo-muskowitowo-chlorytowej objęła asocjację pelitową, kwarcowo-skaliową oraz asocjację skał wulkanicznych. W tym czasie z osadów ilastych utworzyły się skały kwarcowo-serycytowo-chlorytowo-albitowo-epidotowe. Najczęściej były to zespoły kwarcowo-chlorytowe, kwarcowo-chlorytowo-epidotowe i kwarcowo-albitowo-chlorytowe. Charakterystyczny jest w tych skałach skład skaleniowy, którego zawartość cząsteczki anortytowej nie przekracza w zasadzie 10%. Przy przejściu do facji amfibolitowej obserwuje się gwałtowny skok w zawartości An do 15-30%. W związku z nielicznymi skaleniami nie obserwuje się w tej asocjacji zasadniczej przebudowy tego składnika. Miejscami obserwuje się jedynie ślady poprzerastanego albitu z kwarcem, lub też z serycytem, również typomorficznych dla tej subfacji.

Skały mułowcowe i piaszczyste drobnoziarniste przeobraziły się w asocjację kwarcowo-albitowo-serycytowo-epidotową. Tufy lub tufity w tym samym czasie podlegały podobnym przekształceniom i w wyniku późniejszych i znacznie silniejszych przeobrażeń zatraciły one swój pierwotny charakter.

W zakresie subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-biotytowej asocjacja pelitowa przeobraziła się częściowo z zespołu kwarcowo-serycytowo-chlorytowo-albitowego w zespół kwarcowo-serycytowo-muskowitowo-chlorytowo-biotytowo-albitowy. Utworzyły się wówczas charakterystyczne paragenety dla 2, 3, 4 i 8 pola projekcji ACF dla skał przesyconych SiO_2 i niedomiarem K_2O /fig. 15/. Asocjacja kwarcowo-skaliowa uległa przeobrażeniu z zespołu kwarcowo-albitowo-serycytowo-epidotowego w zespół kwarcowo-albitowo-serycytowo-biotytowo-epidotowy. Wydaje się również, że niewielkie były przeobrażenia zespołu skał wulkanicznych i mogły to być przeobrażenia typowe dla asocjacji węglanowej, tak zasadowej jak i magnezowej.

W subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej powstały nowe paragenety, zachowały się także zespoły utworzone w niższych zakresach facji zieleniowej. W wyniku przeobrażenia zespołu asocjacji pelitowej mogła miejscami zajść blastaza almandynu. W ten sposób wykształciły się łupki z almandynem. Stosunkowo mniejsze przeobrażenia zaszły w wypadku asocjacji kwarcowo-skaliowej, w której w dalszym ciągu następowała porfiroblastaza albitu i przebudowa chlorytu w biotyt, oraz serycytu w muskowit i biotyt. Znaczące przeobrażenia przeszły natomiast zespoły

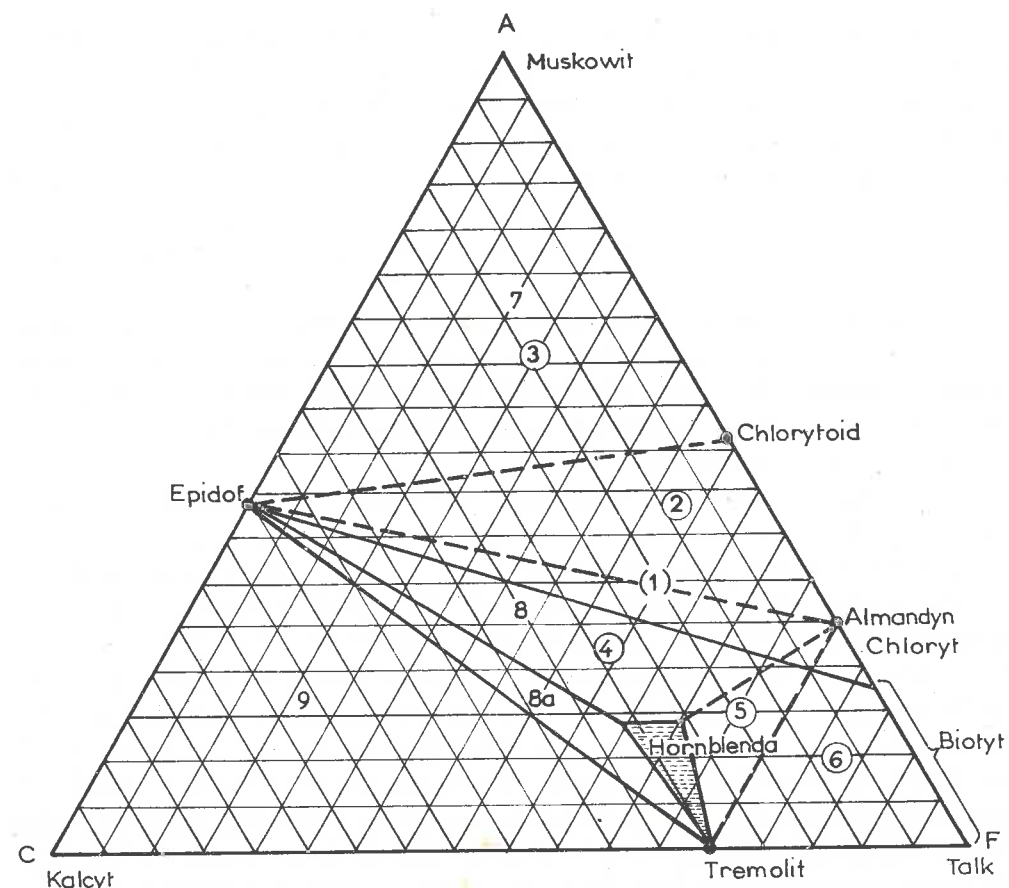


Fig. 15. Diagram facji zieleniowej, subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowej według W. S. Fyfe, F. J. Turnera, J. Verhoogena /1958/. Numerami oznaczono pola asocjacji mineralnych

tufowo-tufitowe. Skały te pierwotnie zasobne w SiO_2 i K_2O odpowiadają zespołom mineralnym 1, 5, 6, 7, 8 i 8a pola projekcji AFC dla skał przesyconych krzemionką. W nowych warunkach utworzyły się paragenety: hornblenda-albit-epidot-almandyn-biotyt-kwarc; hornblenda-albit-epidot-almandyn; hornblenda-albit-epidot-biotyt-kwarc; hornblenda-albit-epidot-biotyt; oraz hornblenda-albit-epidot dla asocjacji zasadowych, oraz hornblenda-chloryt-almandyn dla asocjacji magnezowej. Obecnie nie wiadomo jednak w jakim stopniu powyższe paragenety zostały zmienione w strefie chlorytowej i biotytowej. Logiczne jest zaliczenie zespołu reprezentowanego przez kwarc, albit, epidot, biotyt i chloryt do subfacji wcześniejszych, a powiązanie blastazy granatu i hornblendy ze stre-

fą almandynową. Fakt ten zdaje się potwierdzać sukcesja przeobrażeń mineralnych, w której obserwuje się granat tworzący się kosztem zespołu chlorytowo-biotytowego oraz porfiroblastyczny wzrost hornblendy, której kształt i wielkość uzależnione są bezpośrednio od środowiska macierzystego. Porfiroblastyczny, poikiloblastyczny i ksenoblastyczny kształt hornblendy związany jest bowiem z zespołami kwarcowo-albitowymi, w środowisku chlorytowo-biotytowym obserwuje się natomiast hornblendę idiolblastyczną.

Przedstawiony rozwój facjalny skał metamorficznych z otworu Thuszcz IG 1 pokrywa się ze schematem blastezy minerałów łupków metamorficznych. Charakterystyczne jest bowiem podstawianie chlorytu biotytem i hornblendą. Wzrost stopnia rekrytalizacji skalenia i blasteza epidotu towarzyszy ewolucji metamorficznej.

3. Przebieg metamorfozy miał przebieg spokojny. Świadczy o tym niezaburzone reliktywne struktury osadowe. Epitakseza wskazuje, że metamorfoza nastąpiła powoli, bez zaburzeń tektonicznych i wychylenia pakietów skał osadowych z pierwotnego ułożenia. Ciśnienia stressowe zaznaczają się dopiero podczas przejścia ze strefy biotytowej do almandynowej co trwało do momentu wyniesienia łupków do strefy przypowierzchniowej. Ciśnienie stressowe wywołało wychylenie kompleksu łupków z położenia poziomego do pionowego. Końcowe ułożenie sprzyjało ruchom różnicowym, które wycisnęły pakiety łupków ku górze. Ruch obrotowy o około 90° zachodził powoli i równocześnie towarzyszyła mu blasteza biotyту i granatu. W biotycie obserwuje się bowiem stopniową reorientację blaszek i pakietów, w stosunku do ogólnej laminacji skały. Biotyt odznaczający się porfiroblastycznym wykształceniem jest nachylony do ogólnego ukięrkowania pod kątem zmiennym od 0° do 90° , przy czym kierunki ułożenia wrostków mineralnych w biotycie są zgodne z kierunkami łupków metamorficznych. Granat jest również dowodem wychylenia kompleksu łupków w stosunku do pierwotnego ułożenia. Blasteza tego minerału jak i blasteza biotyту została zapoczątkowana przed ruchami. Pierwsze formy granatu mają budowę spokojną, a ich wrostki odzwierciedlają przebieg lamin łupków metamorficznych. Z chwilą rozpoczęcia się ruchów, granat przyjmuje formy rotacyjne, a wrostki mineralne są w nim ułożone w charakterystycznych kształtach "S". Równocześnie z obrotem granatu minerały otaczające zostały wciągnięte w ruch obrotowy i odznaczają się zaburzeniami w stosunku do regularnej tekstury skały.

W końcowej fazie przeobrażeń, jako rezultat kontynuacji ruchów, zmetamorfizowana seria łupków została zbrekojowana, spękana, wyniesiona ku górze do strefy przypowierzchniowej i poddana działaniu czynni-

ków hipergenicznych. Okresowi temu towarzyszyły gorące roztwory wodne, zasobne w krzemionkę i CO_2 . Roztwory powodowały blastezę minerałów otoczenia oraz krystalizację kwarcu i kalcytu. Przeobrażenia egzokontaktowe w wypadku spękań zgodnych z laminacją są małe. Jeśli natomiast spękania były poprzeczne, to na ich brzegach nastąpił porfiroblastyczny wzrost biotyту, chlorytu, apatytu, amfibolu, granatu, z asocjacji wulkanicznej powstały wówczas skały skarnopodobne, złożone z paragenezy hornblendowo-granatowo-siarczkowej.

Metamorfizm retrogresywny zaznaczył się serycytyzacją plagioklaz, biotytyzacją amfibolu, chlorytyzacją biotyту.

4. Wyjściowym materiałem do przeobrażeń były skały ilaste i mułowcowe, którym towarzyszyły niewielkiej miąższości wkładki drobnopłaskowców. Materiał ten był przekładany wkładkami tufów lub tufitów. Wydaje się, że stosunkowo nieznaczny udział należy przypisać wapieniom.

W płytkach cienkich zaobserwowano obecność reliktywnych struktur skał osadowych o charakterystycznym zróżnicowaniu rytmów od ziarn grubszych do drobniejszej frakcji. Powtarzanie się rytmów zaobserwowano w odstępach od kilku milimetrów do 2 cm, przy czym rytmiczność jest dobrze zaznaczona w łupkach zasobnych w ziarna klastyczne, a niewyraźna lub prawie nieobecna w łupkach biotytowo-chlorytowych.

Na podstawie rozważań facji mineralnych i asocjacji zasadowych niewiele można wnioskować o składzie skał wulkanicznych, które dały pochodne w postaci tufów lub tufitów. Wyniki bezpośrednich obserwacji okruców znalezionych w słabiej zmetamorfizowanych zespołach wskazują na skały kwaśne. Obecność okruców skał wulkanicznych o strukturach: trachitowej, mikroporfirowej i felzytowej, a złożone głównie z kwarcu i albitu wskazują na lawy dacytowe.

Rozmieszczenie zawartości procentowej głównych minerałów /plagioklaz i chlorytu/ w profilu łupków krystalicznych wskazuje, że mamy tu do czynienia z dwukrotnie powtarzającymi się pakietami zasobnymi w plagioklaz i zubożonymi w chloryt, oraz pakietami z niewielką ilością plagioklaz, którym towarzyszy wzrost ilości chlorytu i pojawienie się granatu /fig. 16/. Fakt ten można tłumaczyć rytmicznością cyklu osadowego i idącym od dołu zalbityzowaniem. Z drugiej natomiast strony bardziej prawdopodobne wydaje się, że mamy tu do czynienia z tą samą serią, ponownie przewierconą. Powtórzenie serii można tłumaczyć stromymi upadami skał i zmianą kierunku wiercenia, przy czym niebagatelną rolę mogły tu również odgrywać ruchy różnicowe, które mogły spowodować kompresyjne nałożenie się tego samego pakietu skalnego. Mielibyśmy wów-

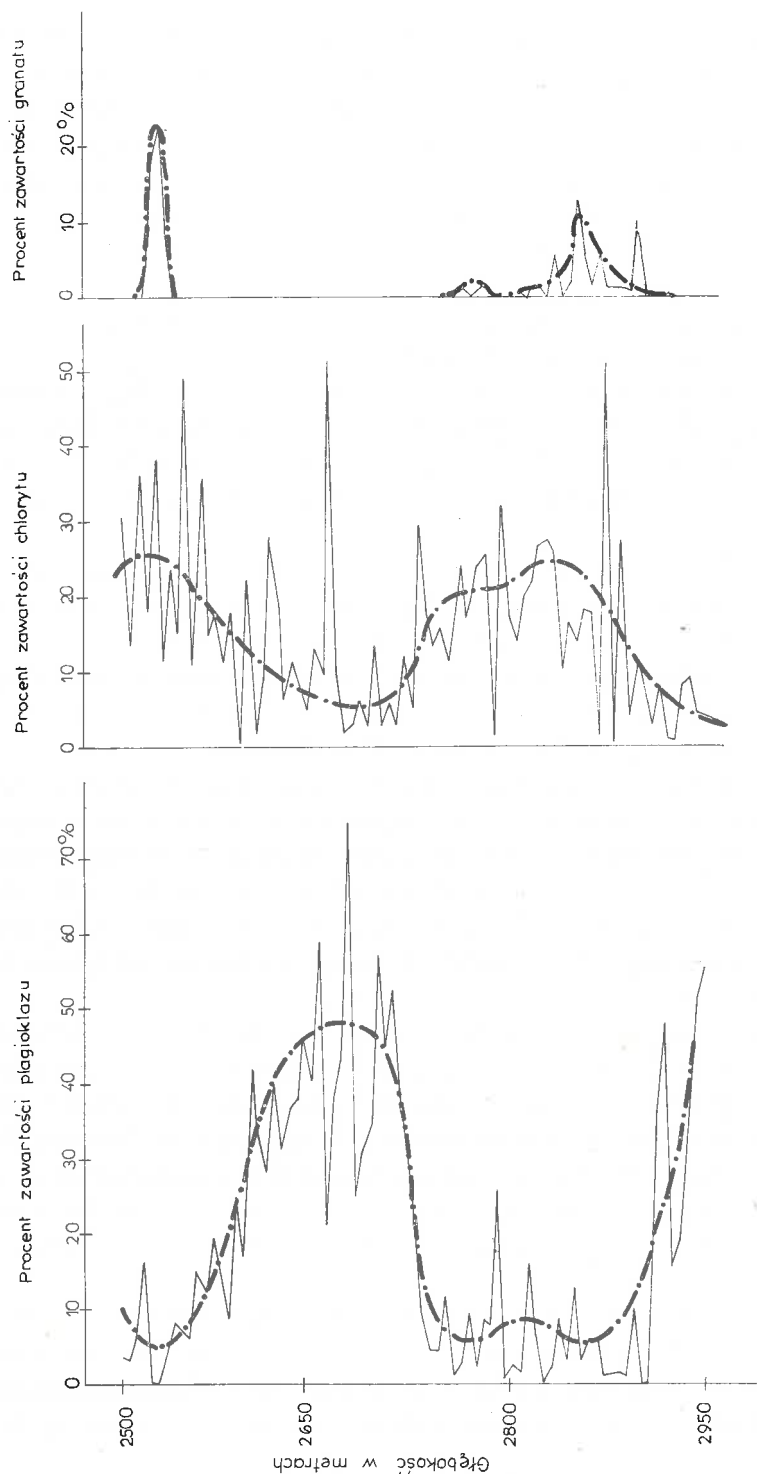


Fig. 16. Zmienność zawartości procentowej plagioklazu, chlorytu i granatu w łupkach metamorficznych z głębokości 2950-2500 m

ozas do czynienia z jednym pakietem skalnym o wzrastającej ku spągowi ilości plagioklazu oraz z zanikaniem chlorytu i granatu.

5. Porównania metamorficznych łupków z otworu Tłuszcz IG 1 z innymi skałami podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski ograniczają się wyłącznie do 13 m strefy brekcji tektonicznej, występującej w rdzeniu z otworu Sokółka 1. Na odcinku tym zaobserwowano obecność okruców skalnych sięgających do 3 om średnicy, w różnym stopniu obtoczonych i tkwiących w zwietrzałej masie spajającej, złożonej z kwarcu, biotytu i minerałów ilastych. Podczas gdy geneza występujących tam filonitów wydawała się stosunkowo łatwa w tłumaczeniu, to niejasna była pozycja filitów.

Fility z Sokółki 1 mają słabo zaznaczoną teksturę łupkową i reliktową strukturę psamitową. Złożone są z drobnego agregatu ziarn /0,2-1,5 mm/, w którym dominuje kwarc, albit, biotyt i chloryt. Towarzyszy im apatyt, cyrkon i syderyt.

Zagadnienie filitów z Sokółki 1 upraszcza się w związku ze skałami krystaliniku, nawierconymi w Tłuszczu. Mogą one bowiem odpowiadać różnym typom łupków metamorficznych. Wynika stąd wniosek /W. Ryka, 1964/, że skały metamorficzne proterozoicznej serii jadowskiej przykrywały w przeszłości znaczny obszar północno-wschodniej Polski, lecz w wyniku głębokiej erozji zostały zdarte i zachowały się jedynie miejscami w centralnej części wyniesienia mazursko-suwałskiego, w szczególnie sprzyjających warunkach /starsza od peneplenizacji strefa zbrekowania/.

Inny pogląd reprezentuje M. Juskowiakowa /1969/, która na podstawie różnego składu granatów z filitów Sokółki 1 i z łupków metamorficznych Tłuszcza sądzi, że reprezentują one zupełnie inne ogniwa. Łupki metamorficzne z Tłuszcza należy, według opinii tej autorki zaliczyć do innej serii, być może nawet różniącej się wiekiem od serii jadowskiej. Dyskusja ta wykracza już poza ramy przeprowadzanych rozważań. Należy jedynie stwierdzić, że w tym wypadku decydujący wpływ na różnice w składzie granatów mogły mieć i miały, przede wszystkim wewnętrzny reżim chemiczny przeobrażonych skał oraz inne nieco, uwzględniając odległość, warunki facji zieleńcowej. Wnioski petrogenetyczne można wywodzić tylko na podstawie całokształtu badań petrograficznych i mineralogicznych.

6. Na Białorusi nie stwierdzono dotychczas skał zbliżonych składem mineralnym i budową do łupków metamorficznych z Tłuszcza i brekcji Sokółki 1. Podobne skały zostały natomiast nawiercone na płycie rosyjskiej. Nawiercono tam dwa zasadnicze, analogiczne typy skał: łupki

biotytowe i łupki turmalinowo-biotytowe /M. M. Wiesiełowska, 1963/.

Łupki biotytowo-chlorytowe, podobnie jak łupki turmalinowo-biotytowe z podłoża krystalicznego płyty rosyjskiej, zaliczono w poczet skał parametamorficznych, jako produkty zmetamorfizowanych skał ilastych i aleurytowych. Natomiast skały zawierające skałen zalicza się częściowo do grupy ortometamorficznej.

Łupki metamorficzne ułożone są na platformie wschodnioeuropejskiej pod dużymi kątami, od 40 do 90°. Suprakraustalne odpowiedniki łupków biotytowych, chlorytowo-biotytowych i biotytowo-turmalinowych zostały zaliczone w poczet serii sagsagańskiej dolnego proterozoiku. M.M. Wiesiełowska /1963/ podkreśla znaczne obniżenie wieku bezwzględnego skał badanych przez Winogradowa i Tugarinowa, wywołane mikroklinizacją skał.

Skały nawiercone w Tłuszczu można uznać za odpowiedniki suprakraustalnej serii sagsagańskiej dolnego proterozoiku, bez względu na oznaczenia wieku bezwzględnego, który może również i w tym przypadku wykazać wartość znacznie zaniżoną.

Anna DZIEDZIC

BADANIA GEOCHEMICZNE ŁUPKÓW METAMORFICZNYCH

Charakterystykę geochemiczną łupków krystalicznych występujących w Tłuszczu oparto na oznaczeniach Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ni, Co, V, Cr, Sc, Ba, Sr, Pb, Cu. Zawartości wymienionych pierwiastków zestawiono w tabelach 13 i 14, a na diagramach liniowych /fig. 17 i 18/ zilustrowano graficznie rozmieszczenie niektórych w profilu otworu na głębokości 2501,7-2951,4 m. W tabeli 15 przedstawiono średnie zawartości pierwiastków oraz zakresy ich występowania.

Oznaczanie pierwiastków śladowych zarówno w minerałach, jak i próbkach skał wykonano metodami spektralnej analizy emisyjnej na spektrografie siatkowym PGS-2 o stałej dyspersji 7,2 Å/mm. Jako źródło wzbudzenia stosowano łuk prądu stałego o napięciu 300 V i natężeniu /w zależności od rodzaju próbek i analizowanego pierwiastka/ wynoszącym 5-9 A, aktywowany iskrą wysokiej częstotliwości. Za standard wewnętrzny przy pomiarze intensywności zaczernienia linii służyło tło kliszy. Zawartość pozostałych pierwiastków określono ogólnie stosowanymi metodami według E. B. Sandella /1950/ oraz I. N. Knipowicza i I. W. Moraczewskiego /1959/.

T a b e l a 13

Zakresy oraz zawartość średnia niektórych pierwiastków
w łupkach metamorficznych

Symbol pier- wlastka		Fe	Mg	Ca	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr	Sc	Ba	Sr
		w % wag.					w ppm						
Zawartość	maksy- malna	16,25	8,20	4,80	0,65	0,80	280	60	500	900	50	680	620
	średnia m = 31	8,50	4,20	2,10	0,40	0,30	110	15	230	250	25	170	500
	mini- malna	3,35	2,70	1,10	0,15	0,10	20	10	70	10	10	5	20

Zróżnicowanie geochemiczne badanych pierwiastków uwarunkowane zostało składem poszczególnych zespołów mineralnych. Łupki plagioklazowo-hornblendowe dość znacznie różnią się koncentracją zawartych w nich pierwiastków od przewarstwiających się z nimi łupków kwarcowo-biotytowych. Najwięcej żelaza skupiają łupki kwarcowo-biotytowe, zasobne w granat. Równolegle z podwyższoną zawartością Fe^{2+} pojawia się w tych skałach więcej manganu oraz wanału i chromu. Łupki hornblendowe w porównaniu z łupkami kwarcowo-biotytowymi wykazują więcej magnezu, wanału, chromu, niklu i manganu, mniej natomiast tytanu i wapnia.

Rozmieszczenie analizowanych pierwiastków w utworach metamorficznych w otworze Tłuszcz IG 1 przedstawia się następująco.

Żelazo występuje w średniej ilości 8,5%, przy dyspersji wyników od 3,35 do 16,25%, przy czym żelazo dwuwartościowe przeważa nad trójwartościowym. Ilość magnezu waha się w granicach od 2,10 do 8,20% - średnia zawartość tego pierwiastka wynosi 4,20%. Dwukrotnie mniej niżeli magnezu stwierdzono wapnia, którego średnia koncentracja wynosi 2,10%. Tytan w badanych skałach nie różnicuje się wyraźnie, jego zawartość kształtuje się od 0,15 do 0,65%. Średnia zawartość tytanu wynosi 0,30%. Dość znacznej dyspersji ulega mangan. Najniższa zawartość tego pierwiastka wynosi 0,10% i występuje w łupkach kwarcowo-biotytowych z niewielką

T a b e l a 14

Zawartość pierwiastków głównych w łupkach metamorficznych
w % wag.

Głębokość otworu w m	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ca	Ti	Mn
2501,7	3,30	8,20	1,10	2,75	0,42	0,30
2510,8	4,30	7,20	2,80	2,20	0,25	0,20
2521,9	3,10	5,30	1,95	1,80	0,30	0,35
2548,0	6,20	6,70	2,30	2,51	0,38	0,20
2549,4	5,10	8,01	1,90	2,20	0,40	0,20
2553,6	3,10	5,96	2,50	2,10	0,40	0,20
2553,8	3,08	5,84	2,00	2,18	0,41	0,22
2559,6	7,20	6,44	2,14	1,80	0,38	0,19
2578,9	6,30	3,40	2,09	1,95	0,42	0,30
2579,0	5,40	7,76	1,87	1,90	0,40	0,20
2579,5	3,10	8,10	0,90	2,50	0,30	0,50
2610,8	2,10	3,10	0,25	3,30	0,20	0,70
2660,0	5,00	7,00	1,50	3,80	0,15	0,57
2700,1	6,00	10,00	2,00	4,20	0,25	0,60
2736,0	6,20	12,25	2,25	1,40	0,38	0,30
2752,0	5,20	8,90	2,80	1,80	0,40	0,70
2753,5	4,80	7,95	2,50	1,70	0,30	0,50
2804,7	4,30	8,64	0,39	1,20	0,65	0,30
2804,8	4,90	9,36	1,64	1,43	0,18	0,25
2831,7	5,10	15,20	1,05	1,10	0,36	1,80
2848,0	5,50	14,30	1,00	1,20	0,38	0,80
2938,2	5,20	10,52	0,81	1,40	0,40	0,70
2938,3	5,10	8,44	3,23	2,10	0,35	0,75
2938,4	8,20	8,80	0,26	3,10	0,40	0,30
2938,7	4,75	7,92	3,44	2,10	0,38	0,20
2939,4	4,20	5,04	1,80	3,00	0,40	0,20
2939,7	2,60	5,68	2,82	1,80	0,35	0,18
2940,0	4,10	8,64	0,57	1,72	0,40	0,20
2941,0	5,50	8,04	2,60	2,20	0,32	0,10
2942,4	3,10	3,60	0,89	4,80	0,28	0,20
2942,5	2,98	3,52	1,49	4,00	0,33	0,10
2943,5	2,88	8,64	2,57	4,20	0,30	0,12
2951,4	2,74	3,34	0,29	4,05	0,40	0,10

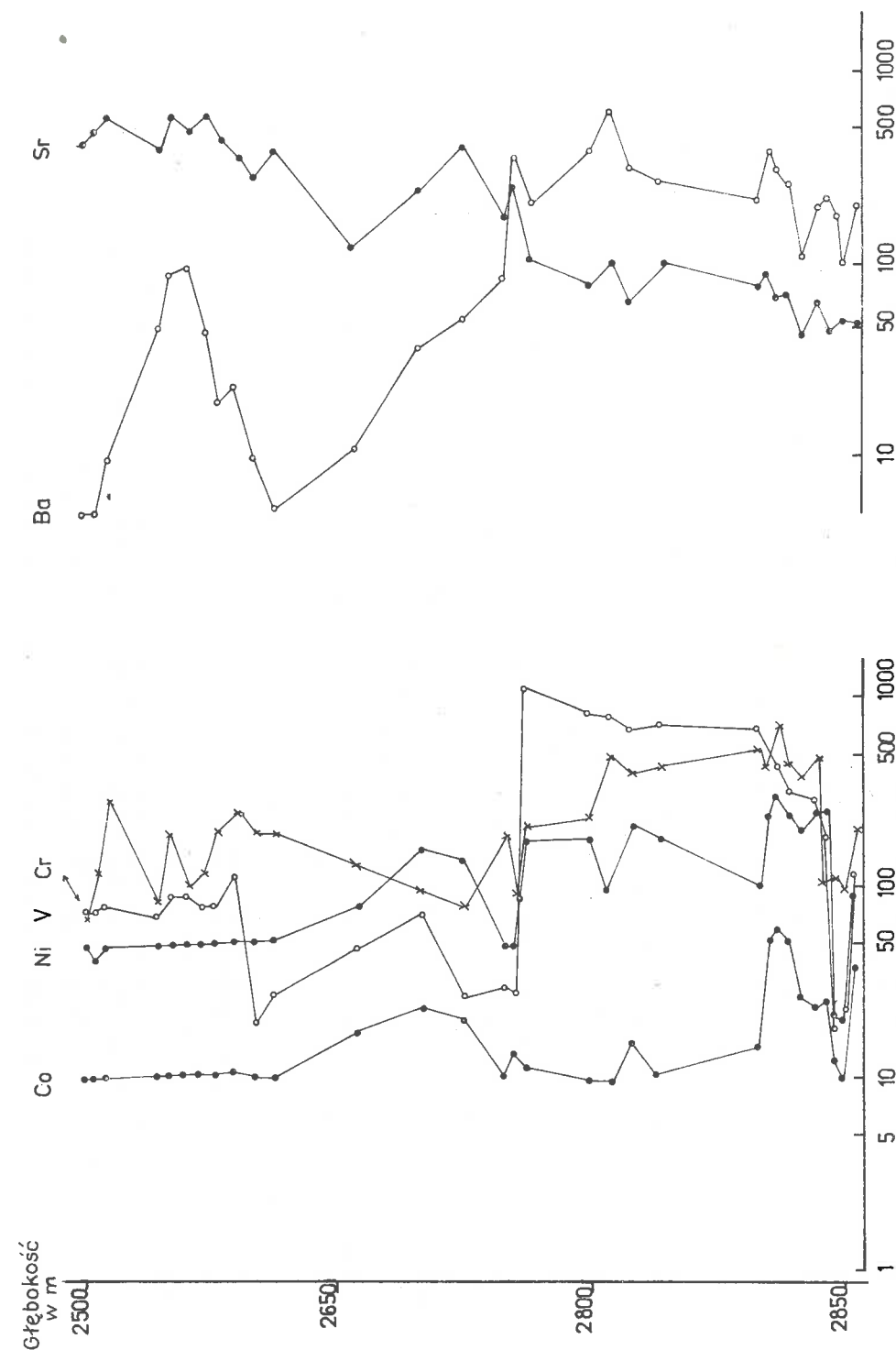
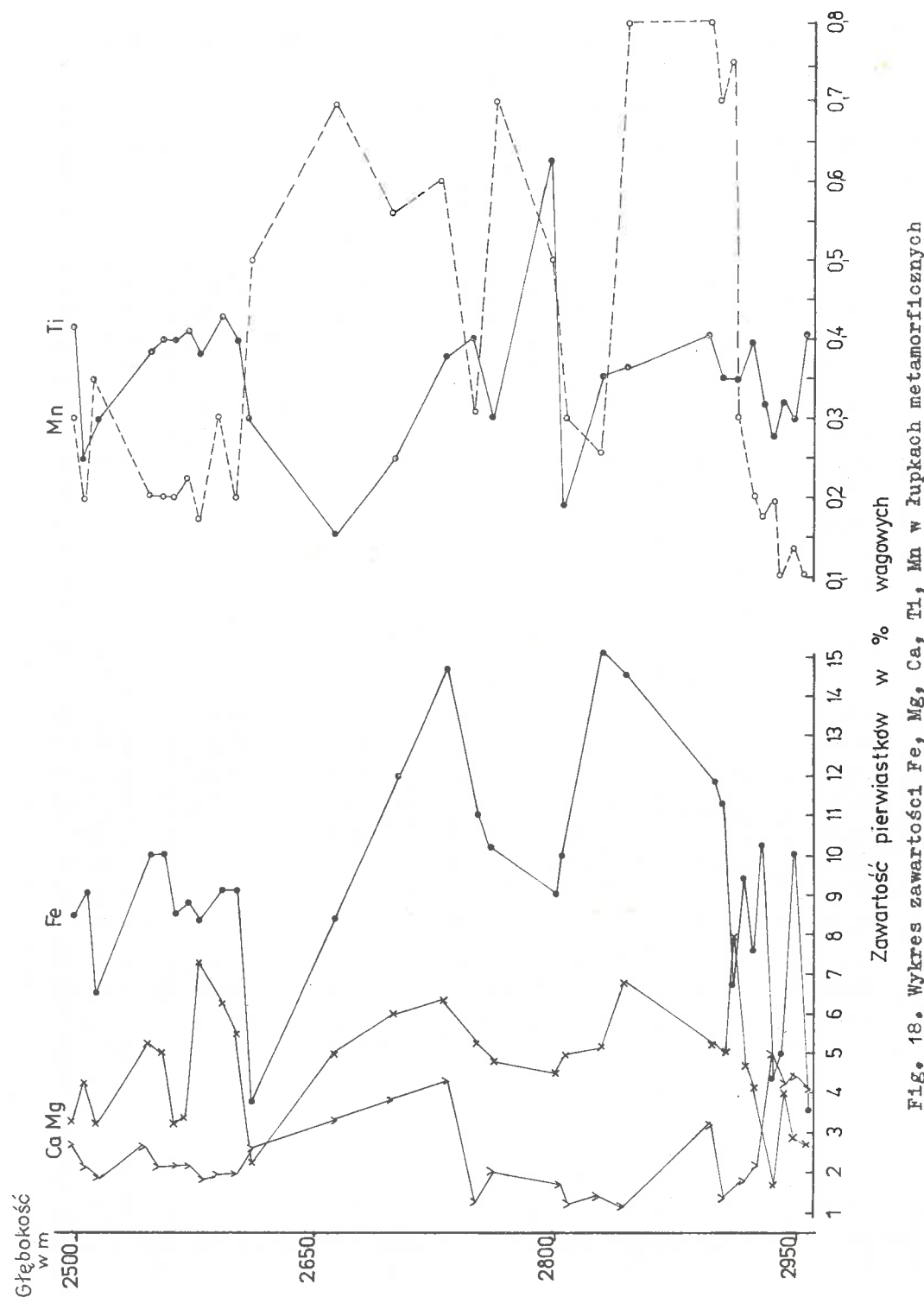


Fig. 17. Wykres zawartości Ni, Co, V, Cr, Ba, Sr w łupkach metamorficznych /zawartość pierwiastków w ppm/

T a b e l a 15

Zawartość pierwiastków śladowych w łupkach metamorficznych
w ppm

Głębokość otworu w m	Ni	Co	V	Cr	Sc	Ba	Sr	Pb	Cu	Sn
2501,7	50	10	70	70	15	5	370	36	200	8
2510,8	45	10	120	70	10	5	480	40	-	5
2521,9	50	10	300	80	12	10	560	70	-	4
2548,0	50	10	80	70	15	48	410	40	80	5
2549,4	50	10	200	100	17	70	620	70	-	5
2553,6	50	10	110	100	15	80	540	60	-	3
2553,8	50	12	120	80	16	90	600	75	-	5
2559,6	50	10	200	80	27	45	500	65	120	5
2578,9	50	10	250	120	37	20	420	80	140	4
2579,0	50	10	200	20	25	25	360	70	-	4
2579,5	50	10	200	30	27	10	400	52	-	5
2610,8	50	10	90	25	17	5	410	80	-	6
2660,0	85	18	150	50	15	12	320	42	-	6
2700,1	150	25	100	75	15	40	380	16	-	15
2736,0	50	10	200	30	15	50	380	12	-	6
2752,0	50	10	90	28	12	80	180	80	480	4
2753,5	150	30	190	700	16	360	240	40	-	3
2804,7	50	10	200	40	40	210	120	36	140	5
2804,8	50	20	350	30	48	420	80	54	-	8
2831,7	170	15	350	900	42	680	40	65	-	10
2848,0	160	10	500	700	47	310	20	70	-	9
2938,2	160	10	350	700	50	280	50	56	-	5
2938,3	100	15	400	650	28	220	80	58	-	5
2938,4	260	20	500	700	30	400	110	50	80	3
2938,7	280	50	500	650	40	320	70	40	-	3
2939,4	250	60	450	650	35	280	120	51	-	5
2939,7	200	50	650	400	40	120	80	40	-	4
2940,0	270	30	450	300	42	180	95	50	140	5
2941,0	270	25	480	400	20	190	68	65	-	4
2942,4	20	30	100	10	18	200	72	75	-	5
2942,5	20	13	120	25	15	180	45	80	-	6
2943,5	22	10	100	30	20	100	50	60	320	4
2951,4	90	40	200	120	42	200	50	40	-	5



ilością biotytu. Maksymalne koncentracje manganu rzędu 0,8% przywiązane są do partii łupków hornblendowych oraz łupków kwarcowo-biotytowych z granatem. Chrom oznaczono w ilości od 10 do 900 ppm. Średnia w łupkach metamorficznych równa jest 250 ppm, jednak zaznaczają się bardzo wyraźne różnice pomiędzy łupkami kwarcowo-biotytowymi /średnio 80 ppm/ a łupkami hornblendowo-plagioklazowymi /średnio 370 ppm/. Nikiel, podobnie jak chrom, ulega większemu nagromadzeniu w łupkach plagioklazowo-hornblendowych. Maksymalne koncentracje tego pierwiastka wynoszą 280 ppm, minimalne /w łupkach kwarcowo-biotytowych/ - około 20 ppm. Kobalt, ołów i cyna należą do pierwiastków o najmniejszej zmienności w badanych skałach. Skand występuje w stosunkowo podwyższonych zawartościach względem średniej dla tego typu skał. Zawartość tego pierwiastka w granicach 50 ppm jest raczej typowa dla skał silnie zasadowych. Podwyższone zawartości wanadu są także związane z partią łupków hornblendowych. Skały te charakteryzuje również nagromadzenie baru /do 680 ppm/ oraz niewielka, w porównaniu z łupkami kwarcowo-biotytowymi, ilość strontu.

Badania wydzielonych minerałów /amfiboli i biotytów/, dostarczyły szeregu niezmiernie interesujących informacji odnośnie rozmieszczenia pierwiastków śladowych w tych fazach mineralnych. Badania rentgenograficzne wykazały, że analizowane amfibole stanowią pargasytowo-edenitowe człony hornblendy. Tego typu odmiany hornblendy są charakterystyczne dla zmetamorfizowanych skał osadowych /W. A. Deer, i in., 1963/. Z pierwiastków śladowych oznaczono ilościowo, zarówno w amfibolach, jak i biotytach: Ni, Co, V, Cr, Mn, Ba i Sr. Stwierdzono, że Ni, Co, Cr są równomiernie rozdzielone pomiędzy amfibole i biotyty. Natomiast V, Mn i Ba jest więcej w biotytach.

Na podstawie otrzymanych wyników oraz ich porównania z danymi z literatury /I. Green, 1959; A. P. Winogradow, 1962; A. B. Miłowski, 1964; R. Gorbaczew, 1969/ należy przypuszczać, że łupki metamorficzne powstały tu w wyniku przeobrażenia utworów suprakrystalnych, z licznymi interkalacjami materiału wulkanogenicznego lub tufogenicznego.

Wanda KIEŻEL

K A M B R

Osady występujące w otworze Tłuszcz bezpośrednio na zmetamorfizowanych łupkach chlorytowo-amfibolitowych podłoża na głębokości 2497,6 m zaliczone zostały do kambru dolnego, przykrytego osadami reprezentującymi kambr środkowy. Łączna miąższość osadów kambru w otworze Tłuszcz wynosi około 507 m /1990,7-2497,6 m/.

KAMBR DOLNY

Osady kambru dolnego, miąższości 372,3 m występują na głębokości od 2497,6 do 2125,3 m. Są one reprezentowane głównie przez piaskowce, które stanowią około 60% ogółu osadów kambru dolnego. Osady piaszczyste przeławiczone są wkładkami łupków mułowcowych, mułowcowo-ilastych oraz ilastych i piaszczysto-ilastych.

W stropowych partiach osadów kambru dolnego spotykane są pakiety osadów mułowcowo-piaszczystych o silnie zaburzonej teksturze warstwowanej. Miąższość pakietów osadów tego typu waha się od 0,9 do około 20 m.

Piaskowce kambru dolnego reprezentowane są głównie przez kremowe i jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe. Rzadziej spotykane są piaskowce średnioziarniste i słabo wysortowane piaskowce różnoziarniste, ze znaczną domieszką frakcji gruboziarnistej, niekiedy żwirkowej o średnicy ziarna do 5 mm. Występujące w spągu osadów kambru dolnego piaskowce reprezentowane są głównie przez piaskowce arkozowe, w których zawartość skaleni dochodzi do 24%. Tekstura piaskowców jest na ogół bezładna, ziarna kwarcu zazębiają się ze sobą w wyniku narastania obwódek regeneracyjnych. Sporadycznie występuje warstwowanie frakcjonalne, a w piaskowcach zawierających domieszkę materiału ilasto-mułowcowego zaznacza się wyraźna laminacja piaskowców materiałem ilasto-mułowcowym. Obok laminacji i warstwowania poziomego, w piaskowcach z domieszką materiału ilastego występuje warstwowanie przekątne, niekiedy ze śladami rozmywania.

Głównym typem spoiwa piaskowców jest spoiwo regeneracyjne - kwarcowe. Szerokość obwódek regeneracyjnych dochodzi niekiedy do 0,12 mm. Obok spoiwa regeneracyjnego dość licznie występuje spoiwo ilaste. Głównym składnikiem minerałów ilastych spoiwa są łuseczki illitu oraz kaolinit, niekiedy chloryty. Materiał ilasty przemieszany jest z blaszkami muskowitu, rzadziej zwietrzałego biotytu. Piaskowce zawierające domieszkę spoiwa ilastego są wzbogacone w glaukonit. Sporadycznie pojawiają się skupienia pseudoolitów szamozytowych. Niekiedy rolę spoiwa odgrywają plamiste skupienia węglanów - głównie kalcytu. Zawartość części rozpuszczalnych, a więc w głównej mierze węglanów, w 10% kwasie solnym na gorąco, nie przekracza na ogół 3%, sporadycznie dochodzą do 13%. W podrzędnych ilościach w spoiwie występują plamiste skupienia pirytu, rzadziej barytu lub anhydrytu. Niekiedy spoiwo wzbogacone jest w łuseczki leukoksenu lub tlenki i wodorotlenki żelaza.

Dominującym składnikiem materiału detrytycznego piaskowców jest kwarc. Ziarna kwarcu ściśle przylegają do siebie lub zazębiają się

w wyniku narastania obwódek regeneracyjnych, które niekiedy nadają ziarnom automorficzne zarysy. Ziarna kwarcu mają liczne wrostki minerałów nieprzezroczystych, rzadziej rutylu, apatytu lub turmalinu. Kwarco wykazuje faliste, rzadziej smużyste, znikanie światła.

Oprócz kwarcu w podrzędnej ilości występują ziarna skaleni - głównie mikroklinu, rzadziej ziarna bliżej nieoznaczalnych skaleni przerośnięte sitowo muskowitem oraz, sporadycznie, zwietrzałe ziarna plagioklazów o zawartości do 33% An i ziarna mikropertytów. Zawartość skaleni w płaskowcach nie przekracza na ogół 5%. Jedynie w spągowych partiach profilu kambru dolnego pojawiają się wkładki płaskowców arkozytowych, w których zawartość skaleni dochodzi do 24%. Skład jakościowy skaleni jest bardzo urozmaicony. Prócz mikroklinu, pertytów, ortoklazu i plagioklazów pojawiają się okruchy przerostów pismowych /kwarcowo-skaleniowych/ oraz okruchy z myrmekitem. Maksymalna wielkość ziarn skaleni dochodzi do 4,8 mm. Na ziarnach skaleni zaznaczają się procesy wietrzenia, kaolinizacji oraz glaukonityzacji. Niekiedy są spotykane ziarna z wyraźnie zaznaczonymi procesami saussurytyzacji. W procesach epigenezy osadu skalenie były korodowane przez węglany i baryt.

W podrzędnych ilościach są spotykane blaszki łyszczyków, głównie muskowitu. Biotyt jest na ogół silnie zwietrzały, ze słabo zróżnicowanymi barwami pleochroicznymi i o nieco obniżonej dwójłomności. Jedynie w próbie z głębokości 2482,3 m zaznacza się wyraźnie podwyższona zawartość biotytu niezwieterzającego, o intensywnej, ciemnozielonej lub brunatnej barwie. Glaukonit najczęściej występuje w formie owalnych lub kulistych trawiastozielonych, agregatowych ziarn średnicy 0,06-0,40 mm, niekiedy są spotykane ziarna o bladzielonej barwie.

Wśród okruchów skalnych są spotykane okruchy kwarcytów o strukturze mozaikowej, przecięte niekiedy żyłkami kwarcu, okruchy łupków kwarcowych i kwarcowo-biotytowych o strukturze lepidoblastycznej, okruchy gnejsów i granitoidów oraz okruchy zrostów skaleniowo-kwarcowych /przerosty pismowe/. W próbie piaskowców leżących w spągu profilu występują owalne zielonkawe okruchy przypominające łupki plamiste. Oprócz okruchów skał magmowych i metamorficznych są spotykane okruchy skał wylewnych o strukturze felzytowej, rzadziej porfirowej. Sporadycznie są spotykane okruchy skał osadowych - piaskowce. Dość licznie w kilku poziomach pojawiają się konkretne lub okruchy fosforanowe, dochodzące do 8 mm.

Z minerałów nieprzezroczystych licznie występują drobne ziarenka ilmenitu, pokryte leukoksenem oraz piryty, tworzący niekiedy agregatowe skupienia średnicy do 1,5 mm lub nagromadzenia w szwach mikrostylolity-

towych. Niekiedy w pobliżu szwu mikrostylolitowego zaznacza się podwyższona zawartość minerałów ciężkich, co wskazywać może na istnienie powierzchni rozmycia.

Łupki mułowcowe barwy szarozielonkawej wykazują teksturę warstwowaną, niekiedy lekko faliście zaburzoną, podkreśloną przez cienkie, słabo wyodrębnione warstewki wzbogacone w łyszozyki, łuseczki illitu i sporadycznie chloryt. Dość licznie występują agregatowe ziarna glaukonitu. We wkładkach mułowcowych spotykane są agregatowe skupienia węglianów do 0,40 mm średnicy.

Materiał detrytyczny to głównie kwarco, rzadziej ziarna skaleni, /mikroklinu, pertytu i plagioklazów/ średnicy 0,04-0,16 mm. Obwódki regeneracyjne występują dookoła ziarn kwarcu, niekiedy ziarna skaleni mają również obwódki regeneracyjne. Łupki mułowcowe dość często impregnowane są pirytem. Łupki mułowcowo-ilaste, ilaste i ilasto-piaszczyste wykazują zbliżony skład mineralny, różnią się tylko zawartością poszczególnych frakcji. Mają one barwę ciemnoszarą, prawie czarną, z lekkim zielonkawym odcieniem. Tekstura warstwowa skały podkreślona jest przez nieregularne wkładki lub wyklinowujące się soczewki i warstewki, złożone z ziarn frakcji mułowcowo-piaszczystej. Szerokość tych warstewek jest zmienna i waha się od 0,15-2,00 mm. Niekiedy w łupkach ilasto-piaszczystych ziarna detrytyczne frakcji piaszczystej są bezładnie rozmieszczone w materiale ilastym.

Ziarna detrytyczne to głównie kwarco, rzadziej mikroklin i bliżej nieoznaczalne skalenie. Wielkość ziarn waha się na ogół w granicach 0,02-0,10 mm, w nielicznych próbkach dochodzi do 0,20 mm. Jedynie w łupkach ilasto-piaszczystych maksymalna wielkość ziarn dochodzi do 0,96 mm. Spoiwo we wkładkach mułowcowych jest niekiedy regeneracyjne - kwarcowe, częściej jest to spoiwo ilaste. Materiał ilasty złożony jest głównie z łuserek illitu, w niewielkich ilościach spotykany jest kaolinit. Dość licznie występuje lekko zwietrzały i schlorytyzowany biotyt. Obok biotytu często spotykane są blaszki muskowitu i sporadycznie łuseczki chlorytów o subnormalnych /sinoniebieskich/ barwach interferencyjnych. Łupki mułowcowo-ilaste zawierają piryty, rozproszony w całej skale lub odgrywający rolę spoiwa w soczewkach mułowcowych. Niekiedy jako spoiwo występują tlenki i wodorotlenki żelaza. Obok pirytu często spotykany jest ilmenit. Zdjęcia rentgenowskie wykazały obecność illitu, muskowitu, niekiedy kaolinitu, chlorytów oraz podrzędnie występujący w niektórych próbkach hydrohematyt oraz biotyt drugiego i trzeciego stadium wietrzenia.

Osady mułowcowo-piaszczyste o silnie zaburzonej teksturze wykazują podobny do żupków skład materiału ilasto-mułowcowego. Osady te wykazują bardzo dużą zmienność, zarówno pod względem stopnia nasilenia zaburzeń, jak również ilości i formy nieregularnych, niekiedy soczewkowatych, ostro odgraniczonych, lub rozmytych skupień materiału piaszczystego, tkwiących w materiale mułowcowo-ilastym. Serie zaburzonych sedimentacyjnie osadów towarzyszą piaskowcom drobnoziarnistym o spoiwie ilastym i pakietom żupków mułowcowo-ilastych. Pod mikroskopem skała ta wykazuje teksturę zaburzoną lub bezładną. W materiale mułowcowo-ilastym tkwią soczewki, porozrywane lub faliście zaburzone wkładki piaszczyste, nie zawierające domieszek materiału ilastego. W osadach tych dość licznie występuje glaukonit, odgrywający niekiedy rolę spoiwa oraz plamiste skupienia węglanów. W niewielkich ilościach występuje piryt /pokryty niekiedy tlenkami żelaza/ oraz cienkie pasemka substancji organicznej.

KAMBR ŚRODKOWY

Osady kambru środkowego miąższości około 135 m występują na głębokości od 2125,3 do 1990,7 m. Dominują tu osady piaszczyste. Są to głównie drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe, niekiedy silnie zażelazione, rzadziej występują piaskowce średnioziarniste. Wkładki żupków mułowcowo-ilastych występują podrzędnie. Piaskowce kwarcytowe, drobnoziarniste stanowią główny typ osadów kambru środkowego i zbudowane są prawie wyłącznie z ziarn kwarcu. Sporadycznie, tylko w niektórych próbkach występują pojedyncze ziarna skaleni przerośnięte sitowo muskowitem. Wśród okruchów skalnych spotkano okruch żupku kwarcowego. W niewielkich ilościach występują blaszki muskowitu, niekiedy silnie zwietrzałego biotytu, w którym jedynie centralne partie listewek zachowały słabo widoczny pleochroizm. Również nieregularne lub kuliste ziarna bladozielonego glaukonitu o budowie agregatowej są zwietrzałe i otoczone niekiedy tlenkami żelaza.

Piaskowce oprócz spoiwa regeneracyjnego - kwarcowego, zawierają niewielkie ilości spoiwa węglanowego, występującego w formie plamistych, agregatowych skupień. W podrzędnych ilościach występują drobne, łuseczkowate skupienia leukoksenu. Dość często w spoiwie piaskowców spotykane są tlenki i wodorotlenki żelaza, których większe nagromadzenie zaznacza się w spągowych partiach piaskowców kambru środkowego. Spotykane są tu kuliste konkracje o wyraźnie podwyższonej zawartości pigmentu żelazistego. W piaskowcach spotykany jest dość licznie baryt, rzadziej anhydryt - występujący w formie nieregularnych skupień lub

cienkich żyłek szerokości do 0,50 mm /rzadziej/. Piaskowce średnioziarniste wykazują podobny skład mineralny. Różnią się one jedynie wielkością ziarn.

Żupki mułowcowo-ilaste występują podrzędnie, a sumaryczna ich miąższość nie przekracza 1% ogólnej miąższości osadów kambru środkowego. Żupki te wykazują teksturę warstwowaną. W materiale mułowcowo-ilastym tkwią wyraźnie wyodrębnione, wyklinowujące się soczewki i wkładki materiału piaszczystego, których szerokość wynosi 1-2 mm. Granice między materiałem ilasto-mułowcowym a piaszczystym są ostre i wyraźne. Materiał mułowcowo-ilasty złożony jest głównie z łuseczek illitu, niewielkiej ilości drobnych ziarenek kwarcu, rzadziej blaszek muskowitu, który swym ułożeniem, podobnie jak cienkie smużki substancji organicznej, podkreśla teksturę kierunkową skały. Soczewki i warstewki piaszczyste zbudowane są głównie z ziarn kwarcu frakcji 0,04-0,11 mm oraz pojedynczych ziarn glaukonitu.

Minerały ciężkie osadów kambru wydzielono z piaskowców z frakcji 0,06-0,20 mm. Zawartość minerałów ciężkich nie przekracza 0,5%. Jedynie obecność w skale barytu może znacznie zawyżyć tę wartość. Wśród minerałów nieprzezroczystych w osadach kambru dolnego na ogół dominuje piryt, który w kambrze środkowym prawie całkowicie zanika. Zawartość pirytu w kambrze dolnym wynosi średnio około 25%, dochodząc niekiedy do 100% ogółu minerałów ciężkich, natomiast w próbkach kambru środkowego piryt pojawia się sporadycznie w ilości do 0,2%. Często spotykanym minerałem nieprzezroczystym jest ilmenit, występujący w całym profilu osadów kambru w ilości do 50%. Tlenki i wodorotlenki żelaza występują w niewielkich ilościach do 3,1%.

Minerały przezroczyste to głównie cyrkon, występujący w ilości 7,3-57,0%, oraz turmalin, którego zawartość dochodzi do 38%. Rutyl występuje w ilościach do 6,2%. Dość licznie spotykany jest epidot, rzadziej dysten oraz sporadycznie granat, syllibianit i staurolit. Wśród minerałów ciężkich w ilości do 12% pojawia się autogeniczny anataz.

WNIOSKI

Osady kambru reprezentowane są głównie, przez monotonną serię oligomiktycznych piaskowców kwarcytowych, z wyraźną przewagą piaskowców drobnoziarnistych. Nieco większe urozmaicenie pod względem wielkości ziarna i składu mineralnego wykazują piaskowce kambru dolnego, wśród których w spągowych partiach profilu pojawiają się gruboziarniste piaskowce, niekiedy piaskowce arkozowe.

Osady kambru dolnego wykazują większe zróżnicowanie frakcjonalne osadzanego materiału. Oprócz frakcji piaszczystej, niekiedy żwirkowej, licznie reprezentowany jest materiał frakcji mułowcowo-ilastej. Występowanie i wzajemne przeławianie się tych osadów świadczy o znacznym różnicowaniu się warunków, w których zachodziła sedymentacja osadów kambru dolnego. O znacznych wahaniami poziomu zbiornika sedymentacyjnego świadczą powierzchnie rozmyć oraz partie osadów mułowcowo-piaszczystych o silnie zaburzonej teksturze warstwowej, która utworzyć się mogła w wyniku przemieszczenia się częściowo już skonsolidowanego osadu ku głębszym partiom zbiornika. W kambrze dolnym w zbiorniku tym panowały warunki, w których wyraźnie dominowało środowisko redukujące, o czym świadczy licznie występujący piryt. W warunkach równowagi oksydacyjno-redukcyjnej tworzył się glaukonit, odgrywający niekiedy rolę spoiwa. Rozwojowi warunków redukcyjnych w kambrze dolnym sprzyjał rozkład substancji organicznej, o czym świadczy obecność w płytkach cienkich pasemek substancji organicznej, niekiedy całkowicie spirytyzowanej.

Pod koniec kambru dolnego nastąpiło wyraźne spłylenie zbiornika, przy równoczesnym zaniku środowiska redukcyjnego. Osady kambru środkowego reprezentowane są przez osady piaszczyste, zawierające w spoiwie domieszkę tlenków żelaza.

Materiał detrytyczny osadów kambru dolnego pochodził w początkowym okresie sedymentacji głównie z resedymtacji osadów arkozowych przy znacznym udziale materiału pochodzącego z niszczenia skał metamorficznych, magmowych i wylewnych. Świadczy o tym skład okruchów skalnych i minerałów ciężkich, wśród których zaznacza się zwiększona ilość epidotu. W dalszych etapach sedymentacji osadów kambru dolnego zmniejsza się ilość materiału pochodzącego z niszczenia skał magmowych i metamorficznych. Materiał detrytyczny frakcji piaszczystej wykazuje znaczną monotonię - głównym i prawie jedynym składnikiem jest kwarc. Sporadycznie, w niewielkiej ilości występuje świeży biotyt, co wskazywać może na to, że niewielka ilość materiału pochodziła z niszczenia macierzystych skał magmowych lub metamorficznych.

W kambrze środkowym spotykany wśród piaskowców biotyt jest silnie zwietrzały - skaolinizowany. Również bladozielonkawy glaukonit nosi ślady procesów wietrzenia. Zarówno skład piaskowców, jak i stan zachowania ich składników świadczy, że materiał detrytyczny osadów kambru środkowego pochodził głównie z resedymtacji starszych skał osadowych.

Osady kambru z otworu Tłuszcz wykazują znaczny stopień diagenety, w wyniku której powstały piaskowce kwarcytowe. Późniejsze

procesy epigenetyczne, wywołane oddziaływaniem krążących roztworów, doprowadziły do wytrącenia się węglanów oraz siarozanów /barytu i anhydrytu/.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

ORDOWIK

Wśród osadów ordowiku zostały stwierdzone następujące litofacje:

- 1/ glaukonitytowa,
- 2/ węglanowo-marglista,
- 3/ ilasta.

Litofacja glaukonitytowa jest reprezentowana przez poziom glaukonitytowy, miąższości około 50 cm, występujący w spągu osadów ordowiku. Glaukonityt ten w części spągowej składa się z agregatów glaukonitu barwy intensywnie ciemnozielonej, różnych kształtów, średnicy rzędu 0,04 - 1,0 mm - przeciętnie około 0,4 mm. Wykazuje on strukturę mozaikową. Drobne ilości spoiwa o charakterze stykowym należą do glaukonitu łuskowatego i wodorotlenków żelaza. Ponadto stwierdza się obecność bardzo drobnych ilości węglanów, pigmentu pirytowego, pojedynczych ziarn kwarcu, okruchów kwarcowo-chalcedonowych /około 0,7 mm średnicy/ oraz pojedynczych ziarn mułowca o uziarnieniu rzędu 0,04 mm. Spoiwo fosforanowe, barwy jasnobrunatnej jest izotropowe. Węglany należą głównie do żelazistego dolomitu, częściowo również do kalcytu. W wyższej części poziomu glaukonitytowego wzrasta zawartość spoiwa, które przybiera charakter stykowo-bazalny, a składa się głównie z łuskowatej odmiany glaukonitu, a częściowo również z węglanów w postaci drobnych skupień. Niektóre ziarna glaukonitu występują w powłokach wodorotlenków żelaza. Wielkość ziarn - agregatów glaukonitu na ogół zawiera się w przedziale 0,08-0,40 mm, wyjątkowo tylko pojawiają się ziarna większe /0,8 mm, a nawet 1,2 mm/. Barwa ich jest również ciemnozielona. Akcesorycznie występuje tu także pigment pirytowy.

Wiek bezwzględny tego glaukonitu został oznaczony na $486 \cdot 10^6$ lat /A. Langier-Kuźniarowa i in., 1963/. Wyniki analizy chemicznej glaukonitytu podaje tabela 16. Analiza derywatograficzna wykazała występowanie efektów termicznych i wagowych pochodzących od glaukonitu, dolomitu i getytu. Analiza rentgenograficzna ujawniła występowanie refleksu podstawowego $10 \text{ \AA}$ i refleksów wyższych rzędów - należących do glaukonitu oraz refleksów dolomitu.

Litofacja węglanowo-marglista występuje w nadkładzie poziomu glaukonitytowego. Są to początkowo dolomity drobnokrystaliczne, z niewielkimi

partiami średniokrystalicznymi, nierównomiernie rozmieszczonymi wodorotlenkami żelaza /głęb. 1987,6 m/, plamiste, czerwono-zielone, z drobnymi skupieniami marglistymi. Wyżej /głęb. 1982,5 m/ - zrekrytalizowane dolomity o wielkości kryształów średnio około 0,15 mm, barwy szarej, z powłokami ilastymi barwy zielonej, szarej i czarnej. Nad nimi występują szare dolomity średniokrystaliczne, zawierające piryt oraz liczne fragmenty organodetrytyczne, fosforanowe, wielkości 1,0-1,5 mm, zwykle perforowane i wtórnie wypełnione węglanami /głęb. 1979,6 i 1978,8 m/. W stropie kompleksu dolomitowego występuje dolomit zrekrytalizowany, szary z czarnymi smugami ilastymi, zawierający partie impregnowane wodorotlenkami żelaza, epigenetyczne kryształy pirytu i kuliste fragmenty szczątków organicznych /głęb. 1975,3 m/. Nad nim pojawiają się dolomity grubo- i średniokrystaliczne, stalowoszare z licznymi, czarnymi powłokami ilastymi. Ten kompleks warstw dolomitowych reprezentuje wiek od arenigu do starszego karadoku.

W wyższym karadoku dominującym typem osadu są skały ilaste, a litofacja węglanowa pojawia się ponownie w aszgilu. Są to wapienie barwy wyblakłozielonej, niekiedy zawierające gęstą sieć powłok ilastych i wapienie brunatne /1968,2-1965,5 m/ lub wapienie margliste, warstewkowane, barwy zielonawej z glaukonitem i siarczkami /głęb. 1964,9 m/.

Wapienie wyblakłozielone i brunatne w płytkach cienkich są barwy szarej, wykazują strukturę afanitowo-organodetrytyczną i zawierają pięknie zachowane węglanowe fragmenty organogeniczne, rozsiane w tle pelitycznym. W skałach tych obficie występuje pigment piritowy, a niekiedy też większe kryształy siarczków. Licznie występują też powłoki ilaste, nasuwające przypuszczenie o rozmywaniu osadów węglanowych. Opisane wapienie przecięte są żyłą kalcytowo-siarczkowo-siarczanową, zło-

T a b e l a 16

Skład chemiczny glaukonitytu
z głębokości 1990,3 m
w % wag.

Składniki	Zawartość
SiO ₂	49,44
TiO ₂	0,04
Al ₂ O ₃	12,35
Fe ₂ O ₃	15,01
FeO	2,87
CaO	0,11
MgO	3,51
MnO	0,02
Na ₂ O	0,15
K ₂ O	8,91
Li ₂ O	0,01
H ₂ O/-/ strata prażenia	1,41 6,17

Analizował W.K. Ziniczuk

zoną z kalcytu, markasytu z małą domieszką pirytu oraz z barytu, oznaczonych rentgenograficznie.

Stropowy, warstewkowany wapień marglisty, składający się z warstewek miąższości 3-5 mm, reprezentują: szary wapień afanitowy z pojedynczymi szczątkami organicznymi, soczewkami marglistymi, ziarnami glaukonitu i pirytem występującym w postaci luźno rozsiianych kryształów lub w skupieniach; margiel ciemnoszary, afanitowy, z dużymi /do 2,5 mm/ fragmentami pochodzenia organicznego z obfitym pigmentem i skupieniami pirytu oraz z ziarnami glaukonitu; wapień z soczewkami marglistymi, licznymi węglanowymi fragmentami organogenicznymi, zawierającymi intensywnie ciemnozielony glaukonit, występujący tu najobficiej spośród opisanych dotąd typów warstewek. Glaukonit ten występuje w agregatach o kształtach bardzo nieregularnych lub igiełkowatych /np. o wymiarach 1,4 x 0,008 mm/ lub stanowi wypełnienie kalcytowych szczątków organicznych. Niektóre ziarna glaukonitu zawierają wewnątrz ziarna kwarcu, inne wykazują stopniowe zastępowanie kalcytem. W skale tej występują ponadto pojedyncze ziarna kwarcu frakcji mułkowej. Powierzchnia polerowana opisanej skały /głęb. 1964,9 m/ wykazuje ślady struktury brekcjonowanej, zdającej się wskazywać na śródformacyjną przeróbkę osadu.

Wyniki przeliczenia częściowych analiz chemicznych na skład mineralny wybranych próbek, reprezentujących opisane dolomity i wapienie, zestawiono w tabeli 17.

T a b e l a 17

Skład mineralny ordowickich skał węglanowych i margli
w % wag.

Głębokość w m	Kalcyt	Dolomit	Fe ₂ O ₃	Części nierozp. w HCl
1987,6	7,6	71,2	4,6	14,4
1978,8	10,4	78,4	3,9	4,4
1968,2	40,2	15,5	3,2	28,6

Litofacja ilasta pojawia się głównie w karadoku. Są to ilowce i ilokupki cętkowane /głęb. 1973,0 m/ lub czarnobrunatne /głęb. 1970,4 m/.

Iłowce cętkowane zawierają widoczne mikroskopowo blaszki illitu, ziarna detrytyczne średnicy rzędu 0,015 mm, skupienia węglanów, ziarna pirytu i substancję bitumiczną. Wspomniane cętkowanie spowodowane jest

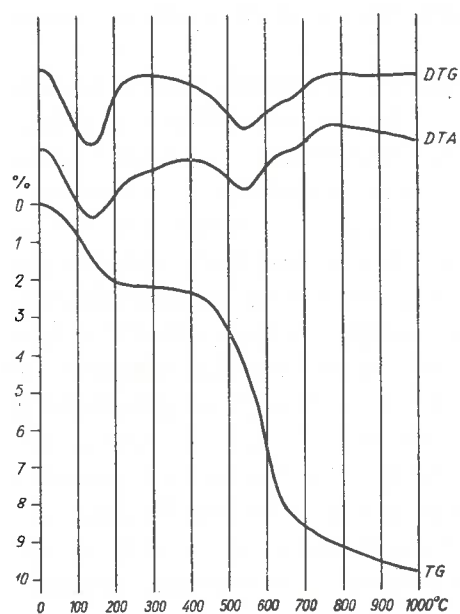


Fig. 19. Derywatogram ikożupku ordowickiego z głębokości 1973,0 m /analiza w atmosferze azotu/

klinochlor, akcesorycznie korundofilit, szerydanit, prochloryt, kwarc, skalenie /mikroklin, niekiedy plagioklaz ogni oligoklaz-andezyn/, węglany /dolomit-ankeryt, sporadycznie ślady syderytu/, piryt, substancja bitumiczna. Przykład derywatogramu jednej z badanych próbek ilastych podaje figura 19.

WNIOSKI

Profil ordowiku w otworze Tłuszcz IG 1 wykazuje znaczne analogie do innych znanych, równoległych profili na Niżu Polskim, polegające na podobnej sekwencji litologicznej /glaukonityt, seria węglanowa, litofacja ilasta w karadoku/.

Liczne powierzchnie rozmywania w skałach węglanowych, powłoki ilasto-margliste interpretowane jako przejaw rozmywania, a także struktura brekojowa osadów węglanowych w aszgilu wskazują na sedimentację nieciągłą, przerywaną okresami erozji i przeróbki śródformacyjnej. Występowanie niewątpliwie autigenicznego glaukonitu w stropie osadów aszgilu może również wiązać się z sedimentacją nieciągłą, świadcząc także o dopływie potasu z wietrzenia na lądzie.

nierównomiernym rozmieszczeniem substancji organicznej, której brak w pewnych partiach skały jest obserwowany jako jaśniejsze cętki.

Iłowce czarnobrunatne wykazują również ślady cętkowania, a zawierają znaczną ilość substancji bitumicznej i pirytu, mułku detrytycznego frakcji poniżej 0,02 mm oraz pelitu węglanowego.

W obu typach iłowców występują szczątki graptolitów z żółtymi obwódkami, barwy zielonawej. Cechy optyczne substancji ilastej wykazują analogie do cech substancji ilastej ordowiku i syluru innych profili na Niżu Polskim. Badania rentgenograficzne i termiczne /G. Bárdossy, A. Langier-Kuźniarowa, 1964; A. Langier-Kuźniarowa, 1967/ wykazały, że w badanych skałach występują: illit, chloryt /głównie

W opisywanym profilu stosunkowo znaczny wpływ na skład mineralny i strukturę skał miały przemiany dia- i epigenetyczne, jak dolomityzacja połączona z rekrytalizacją skał węglanowych, oraz mineralizacja siarczanowa i siarczkowa. Pochodzenia epigenetycznego jest np. żyła kalcytowo-barytowa z markasytem i pirytem, przecinająca wapienie aszgilu.

Skład mineralny substancji ilastej jest tu analogiczny do stwierdzonego w innych profilach ordowiku i syluru na Niżu Polskim. Jest to przede wszystkim asocjacja illitu i chlorytu, najbardziej trwała w warunkach zarówno powierzchniowych, jak i głębszych, dokończająca warunki hipergeniczne.

Anna LANGIER-KUŹNIAROWA

S Y L U R

W profilu syluru stwierdzono następujące litofacje:

- 1/ ilastą,
- 2/ węglanowo-marglistą,
- 3/ piroklastyczną.

Litofacja ilasta stanowi dominujący typ osadu w sylurze opisywanego profilu. Skały ilaste syluru wykazują wprawdzie pewne zróżnicowanie cech makro- i mikroskopowych, jednak przy zachowaniu zasadniczej stałości składu mineralnego.

Spągowe iłowce i ikożupki syluru są silnie bitumiczne, barwy czarnej /głęb. 1961,0 m/ lub brunatnoczarnej /głęb. 1956,5 m/, przy czym obfitość substancji bitumicznej, ciemnej i nieprzezroczystej, uniemożliwia obserwacje mikroskopowe minerałów ilastych. Widoczne są jedynie drobne ilości mułku detrytycznego, węglany i pigment pirytowy, czasem również łuski hydromik. W skałach tych występują zlustrowania tektoniczne oraz żyły kalcytowe.

Wyżej pojawiają się iłowce i ikożupki margliste, popielate oraz plamiste zielono-brunatne /głęb. 1948,1 m i 1941,8 m/. Iłowiec z głębokości 1948,1 m wyróżnia się spośród pozostałych zbadanych skał sylurskich liczbą gatunków minerałów detrytycznych, jak cyrkon występujący w licznych ziarnach, trawiaszowaty turmalin, zielone chloryty, oprócz kwarcu i skaleń frakcji średnio około 0,01 mm. Poza tym w skale występują minerały ilaste, wśród których widoczne są łuski hydromik, węglany, często w postaci drobnych romboedrow oraz znaczne ilości pirytu.

Na głębokości 1941,8 m, w typowej skale ilasto-marglistej z pirytem, mułkiem kwarcowym i bituminami, koncentrującymi się głównie w wy-

odrębniających się laminach, stwierdzono występowanie - po raz pierwszy w tym profilu - żółtych, izotropowych szczątków *Leiosphaerae*.

Wyżej /głęb. 1938,3 m/ pojawia się poziom iłożupków cętkowanych, analogicznych do iłożupków cętkowanych ordowiku, ze zmienionymi szczątkami graptolitów, barwy oliwkowozielonej. W poziomie tym występuje również znaczna domieszka materiału detrytycznego frakcji około 0,02 mm. Cętkowanie skały, tj. występowanie jasnych, zielonawych cętek na brunatnym tle, jest spowodowane nierównomiernym rozmieszczeniem substancji bitumicznej.

Wyżej występują iłożupki laminowane i warstewkowane mikrolitofacji jasnej i ciemnej /A. Langier-Kuźniarowa, 1967/ ze znaczną zawartością mułku detrytycznego, piryty, substancji bitumicznej i niekiedy *Leiosphaerae*.

Nadległe iłożupki, zaliczone przez H. Tomczyka do warstw pasłęckich górnych /wenlok/, początkowo są barwy brunatnej i brunatnoczarnej, a reprezentują skały mikrolitofacji ciemnej. Są one drobnolaminowane, zawierają mułek kwarcowy, pelit węglanowy, bardzo znaczne ilości piryty i substancji bitumicznej. Węglany koncentrują się głównie w soczewkach i laminach.

W stropowych poziomach wenloku i dolnym ludlowie - z wyjątkiem stropowych poziomów dolnego ludlowu - występują iłożupki brunatne, laminowane, z wkładkami i węglanowymi soczewkami pelitycznymi, z domieszką piryty i substancji bitumicznej. W stropie osadów dolnego ludlowu iłożupki brunatne ustępują miejsca iłożupkom brunatnoszarym, zwykle niebieskawo laminowanym węglanami. Skały te zawierają domieszkę mułku kwarcowego, pelitu i drobnych romboedrów węglanowych, pigmentu pirytoowego i substancji bitumicznej. Niekiedy występują w nich formy *Leiosphaerae*. Często pojawiające się tu soczewki i wkładki węglanowe bywają bądź organodetrytyczne, ze skupieniami żółtych izotropowych fosforanów, pirytem i substancją bitumiczną /głęb. 1755,7 m/, bądź też afanitowe z domieszką materiału detrytycznego, substancji ilastej, piryty i bituminów /głęb. 1755,6 m/.

W górnym ludlowie w dalszym ciągu występują iłożupki brunatnoszare i ciemnoszare laminowane, należące do mikrolitofacji ciemnej, z mułkiem kwarcowym, pigmentem pirytowym, substancją bitumiczną i węglanami. Zawierają one także wkładki włóknistego anhydrytu miąższości do paru centymetrów.

Skład chemiczny dwóch wybranych próbek reprezentujących sylurski kompleks ilasty podaje tabela 18. Próbkę z głębokości 1960,1 m jest iłożupkiem brunatnym, a z głębokości 1829,4 m - iłożupkiem szarym,

T a b e l a 18

Wyniki analizy chemicznej skał ilastych syluru

Składniki	Zawartość w % wag.	
	głęb. 1960,1 m	głęb. 1829,4 m
SiO ₂	43,72	43,87
TiO ₂	0,70	0,60
Al ₂ O ₃	12,44	12,23
Fe ₂ O ₃	2,00	1,84
FeO	2,72	2,35
CaO	11,51	12,93
MgO	3,46	4,30
MnO	0,17	0,07
Na ₂ O	0,54	0,92
K ₂ O	3,93	3,38
H ₂ O/-/	0,69	0,58
CO ₂	9,15	12,30
S	1,41	0,97
SO ₃	0,11	0,19
P ₂ O ₅	0,13	0,14
C org. + H ₂ O/+/	8,37	3,60

Analizowali Z. Zdrodowski, T. Latoszyńska, W. Zielińska

laminowanym, należącym do mikrolitofacji ciemnej. Derywatogram tej ostatniej próbki, jako przykład wyników badań termicznych opisanych iłożupków podano na figurze 20.

Zawartość węgla organicznego w iłożupku brunatnym z głębokości 1895,0 m wynosi 2,23%, co odpowiada około 2,9% substancji bitumicznej.

Badania rentgenograficzne skał ilastych zostały przeprowadzone na próbkach z głębokości 1920,1, 1895,0 i 1829,4 m i wykazały, że w skład tych skał wchodzi illit i chloryt /głównie klinochlor i prochloryt/, kwarc, skalenie /mikroklin i plagioklasy ogniw oligoklaz-andezyn/, węglany /kalcyt i dolomit lub ankeryt, czasem ze śladami syderytu/ i piryty, analogicznie do równowiekowych skał tej litofacji pozostałych, znanych profili na Niżu Polskim i innych obszarach Europy Środkowej /G. Bárdossy, A. Langier-Kuźniarowa, 1964/.

Litofacja węglanowo-marglista występuje jedynie sporadycznie, w postaci nielicznych wkładek i soczewek, nieco liczniej pojawiających się tylko w stropie wenloku.

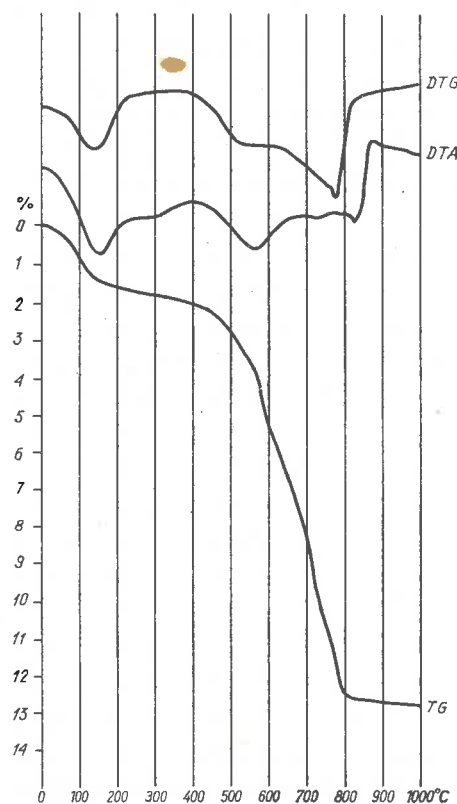


Fig. 20. Derywatogram iłokupku sylurskiego z głębokości 1829,4 m /analiza w atmosferze azotu/

Na głębokości 1936,8 i 1931,8 m są to bentonity barwy żółtobrunatnej, zawierające skupienia siarczków. Miąższość tych bentonitów jest rzędu milimetra. Stratygraficznie należą one do landoweru. Rentgenograficznie w pierwszym z tych poziomów wykryto struktury mieszane /illit-montmorylonit, illit w postaci oddzielnej fazy, kaolinit, kwarc, skalenie i piryt /tab. 19/.

Na głębokości 1903,5 m /wenlok/ występuje bentonit barwy jasnobrunatnej, miąższości 2 mm, bardzo twardy i zwięzły. Mikroskopowo stwierdzono tu substancję ilastą o teksturze witrafirowej, ziarna wielkości do 0,035 mm, o niskiej dwójłomności, mogące należeć do kwarcu i skalenia, oraz pigment pirytowy.

W landowerze są to wkładki margli, czasem o zabarwieniu plamistym, zielono-brunatnym, z pirytem, substancją bitumiczną i wodorotlenkami żelaza /głęb. 1929,6 m/.

Wśród brunatnych iłokupków wenloku, zwłaszcza w części stropowej, występują afanitowe wkładki i soczewki węglanowe i margliste, zwykle z domieszką pirytu i substancji bitumicznej. Analiza chemiczna takiej soczewki z głębokości 1876,2 m wykazała 64,8% kalcytu, 9,0% dolomitu, 1,8% Fe_2O_3 i 21,7% części nierozpuszczalnych w HCl.

W ludlowie również sporadycznie występują soczewki i konkretje węglanowe i margliste. Analiza chemiczna próbki z głębokości 1733,3 m pozwoliła obliczyć zawartość kalcytu na 70,3%, przy zawartości 2,1% Fe_2O_3 i 22,3% części nierozpuszczalnych w HCl. Dolomitu brak.

Litofacja piroklastyczna została stwierdzona na głębokości 1936,8, 1931,8, 1903,5, 1894,0 i 1755,6 m.

T a b e l a 19

Wyniki analizy rentgenograficznej bentonitów sylurskich

Głębokość 1936,8 m		Głębokość 1755,6 m		Głębokość 1936,8 m		Głębokość 1755,6 m	
d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I	d_{hkl}	I
10,40	10	10,78	17	2,76	4	-	-
9,99	13	-	-	2,70	4	2,71	4
7,16	31	-	-	2,54	23	2,56	7
4,46	16	4,48	9	2,49	10	-	-
4,35	16	-	-	2,41	5	2,42	4
4,17	13	-	-	-	-	2,39	3
3,83	6	-	-	2,37	9	-	-
3,76	6	-	-	2,33	12	-	-
3,56	31	-	-	2,20	2	2,21	4
3,51	53	-	-	2,15	4	-	-
3,32	29	-	-	2,13	3	-	-
-	-	3,28	12	2,01	1	2,01	4
3,23	13	-	-	1,97	6	-	-
-	-	3,13	4	1,92	2	1,92	3
3,09	3	-	-	1,88	2	-	-
2,98	4	-	-	1,82	2	-	-
2,88	4	-	-	1,79	3	-	-
-	-	-	-	-	-	1,63	5

Skała pochodzenia piroklastycznego, występująca na głębokości 1894,0 m jest tufem skalcytyzowanym, występującym wśród czarnobrunatnych iłokupków. Tuf ten jest znacznej miąższości - około 40 cm - i składa się z ciemnoszarego wapienia ze zmineralizowaną żyłą kalcytową i licznych graniastych skupień białego kalcytu. W masie szarego, afanitowego węglanu, przepełnionego pigmentem pirytowym, tkwią białe skupienia przekrystalizowanego kalcytu o przekrojach kwadratowych, prostokątnych lub eliptycznych, a w nich widoczne są agregaty kryptokrystalicznego minerału ilastego o niskiej dwójłomności - zidentyfikowanego rentgenograficznie i termicznie jako kaolinit, drobne ziarna skalenia oraz siatka reliktoowego magnetytu.

W dolnym ludlowie sporadycznie pojawiają się warstewki i naloty bentonitowe znikomej miąższości /1 mm i mniej/. Zwykle są one barwy

jasnobrunatnej. Badania rentgenograficzne i termiczne bentonitu z warstewki znalezionej na głębokości 1755,6 m wykazały obecność struktur mieszanych - illit-montmorylonit oraz pirytu /tab. 19, fig. 21/.



Fig. 21. Derywatogram bentonitu sylurskiego z głębokości 1755,6 m /analiza w atmosferze powietrza/

WNIOSKI

W profilu syluru omawianego otworu dominuje litofacja ilasta, reprezentowana przez ikołupki, złożone głównie z illitu i chlorytu, asocjacji stwierdzonej we wszystkich dotychczas zbadanych petrograficznie profilach syluru na Niżu Polskim.

Zawartość węglanów w tych skałach jest niewielka, jednak występowanie odmian ikołupków plamistych - brunatno-zielonych, ikołupków cętkowanych oraz brunatnoszarych, laminowanych niebieskawymi laminami, znanych z sylurskich profili Bartoszyce i Gołdapi oraz z niektórych profili ordowickich na Niżu, mogłoby być przez analogię interpretowane jako wynik sedimentacji w płytszej strefie zbiornika, w odróżnieniu od równoległych osadów otworów Żebrak, Pasłęk, Karwia, Chłapowo, Wejherowo, Lębork, Bytów i in. Nie znamy jednak mechanizmu i warunków pow-

stawiania odmian skał ilastych o tych cechach makroskopowych, a wyżej wyrażone przypuszczenie jest oparte jedynie na analogiach.

Pojawienie się licznych, chociaż cienkich wkładek bentonitów w sylurze otworu Tłuszcz dowodzi działalności wulkanicznej w ciągu całego syluru. Skład mineralny tych bentonitów jest analogiczny do składu ordowickich i sylurskich bentonitów Niżu Polskiego i innych obszarów /A. Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967, 1971/ i zdaje się wskazywać na związek z popiołami wulkanicznymi bogatymi w potas.

Halina WAŻNY

CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA UTWORÓW CECHSZTYNU

Przedmiotem pracy była charakterystyka geochemiczna cechsztynu oparta na badaniach koncentracji i rozmieszczenia pierwiastków Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, V, Cr, Ba, Sr, Fe, Mn, Ti w poszczególnych seriach litologicznych tej formacji na terenie Polski. Niniejsze opracowanie stanowi część składową badań geochemicznych, mających na celu uzupełnienie danych dotyczących warunków sedimentacji osadów i ich późniejszych przemian, a także pomoc przy paralelizacji poziomów. Kryteria doboru zestawu pierwiastków zastosowanych w badaniach zostały omówione w pracach wcześniejszych H. Ważny /1967/. Ilościowe oznaczenia poszczególnych pierwiastków wykonano metodami spektralnej analizy emisyjnej. Do oznaczeń TiO_2 , MnO , FeO , Fe_2O_3 , stosowano metody kolorymetryczne i miareczkowe.

WYNIKI BADAŃ

Otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1 usytuowany jest w obrębie obniżenia podlaskiego. Utwory cechsztynu wykształcone są tutaj w facji brzeżnej i są reprezentowane wyłącznie przez osady węglanowe. W tej serii wyróżnia się dwa cykle sedimentacyjne: Z_1 - Werra wykształcony w postaci serii osadów dolomitycznych z nieregularnymi skupieniami siarczanów, miąższości 54,5 m, Z_2 - Stassfurt wykształcony w formie osadów dolomitczno-wapnistych, miąższości 23 m. W stropie występuje seria osadów detrytycznych, której przynależność stratygraficzna nie została jednoznacznie określona.

Badane pierwiastki wykazują w profilu /fig. 22/ dość znaczne zróżnicowanie zawartości, zwłaszcza w spągowej części osadów wapienia cechsztyńskiego. Osady te to dolomity wapniste z przerostami ciemnoszarych iłów i z licznymi, nierównomiernie rozłożonymi gniazdami anhidrytu /K. Pawłowska

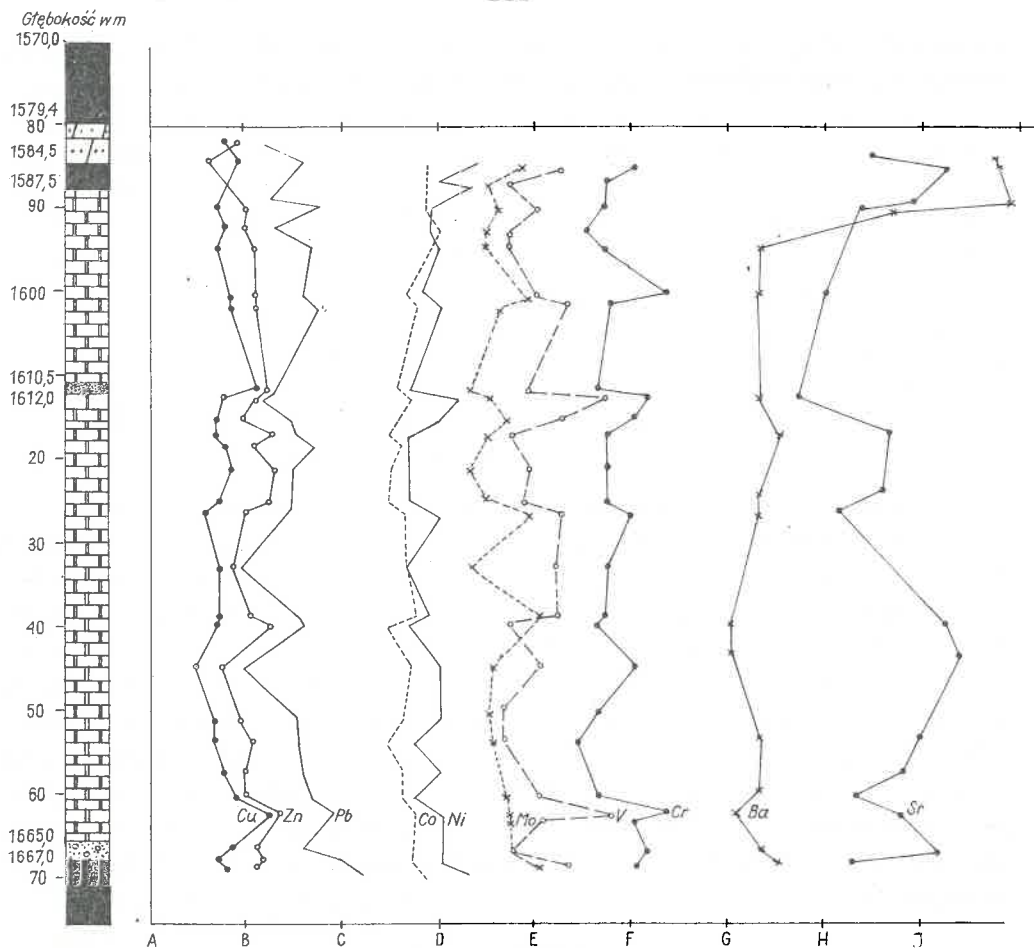


Fig. 22. Profil geochemiczny utworów cechsztyńskich: A-10 ppm Zn, Cu; B-10 ppm Pb; D-10 ppm Ni, Co; E-10 ppm Mo, V; F-10 ppm Cr; H-100 ppm Ba, Sr

in: Budowa geologiczna Polski, 1968/. Wysoka zawartość pierwiastków w osadach dolomitycznych cyklu Z₁ jest związana z marglistym charakterem tych utworów i przypuszczalnie ze znaczną domieszką materiału detrytycznego. Osady te tworzyły się prawdopodobnie w strefie płytkiego morza, w bliskiej odległości od obszaru alimentacyjnego, ponieważ materiał terygeniczny nie został poddany większemu chemicznemu i mechanicznemu działaniu, powodującemu zwykle wylugowanie omawianych pierwiastków. Obserwowana znaczna zmienność w koncentracji Sr w profilu osadów wapienia cechsztyńskiego koreluje z zawartością siarczanów w tych skałach i wyznacza kierunek zmian zasolenia wód zbiornika. W stropie osadów cy-

Tabela 20
Zawartość niektórych pierwiastków w osadach cechsztyńskich

Pierwiastek	Skały mułowcowe			Skały węglanowe			Skały piaszczyste		
	maks.	średnia	min.	maks.	średnia	min.	maks.	średnia	min.
w ppm									
Cu	60	50	40	200	64	30	60	60	60
Zn	90	80	70	210	121	60	80	80	80
Pb	40	28	24	120	41	10	20	20	20
Ni	25	20	10	20	7,9	5	14	14	14
Co	8,0	8,0	8,0	10	5,0	2,0	6,0	6,0	6,0
Mo	7,0	6,0	5,0	10	4,1	1,0	7,0	7,0	7,0
V	18	12	10	55	11,8	5	26	26	26
Cr	10	10	10	20	7	2	10	10	10
w % wag.									
Ba	0,75	0,62	0,54	0,05	0,005	0,001	brak danych		
Sr	0,19	0,097	0,028	0,22	0,07	0,01			
Fe	3,23	1,50	0,60	0,52	0,29	0,07			
Mn	0,042	0,027	0,019	0,07	0,042	0,022			
Ti	0,43	0,18	0,03	0,14	0,05	0,02			

klu Z_1 notujemy ponowne zróżnicowanie w koncentracji szeregu pierwiastków V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ti, Fe, Sr, spowodowane prawdopodobnie zmianą warunków facjalnych wyrażoną spłyceniem zbiornika i większym udziałem materiału ilastego i detrytycznego. W osadach cyklotemu Z_2 /Stassfurt/ znacznie zredukowanych w stosunku do osadów poziomu Z_1 , analizowane pierwiastki wykazują zawartości dość niskie - nie przekraczające wartości klarków podanych dla skał węglanowych przez K. Turekiena i K. H. Wedepohl'a /fide H. J. Rösler H. Lange, 1965/. Klarki te wynoszą: dla Ni - 20, V - 20, Cr - 11, Ti - 400, Fe - 3800 ppm. Znaczna zmienność i urozmaioony charakter rozkładu większości badanych pierwiastków świadczą jednak o kolejnej zmianie warunków facjalnych idących przypuszczalnie w kierunku facji morza płytszego w stosunku do osadów wapienia cechsztyńskiego. Niska zawartość Sr w osadach poziomu dolomitu głównego sugeruje mniejsze zasolenie zbiornika i przemiany diagenetyczne, zwłaszcza w spągu osadów tej serii.

Stropowa seria osadów detrytycznych w analizowanym profilu charakteryzuje się znacznie wyższą koncentracją pierwiastków Ba, Sr, Ti, Fe, co wiąże się w sposób niewątpliwy /z wyjątkiem Sr/ z frakcją detrytyczną. Udział strontu w tych utworach można wytłumaczyć własnościami sorpcyjnymi minerałów ilastych, obecnych w utworach o charakterze węglanowo-mułowcowym, które reprezentują ten poziom /tab. 20/. Znaczna akumulacja tego pierwiastka w osadach wysładzającego się zbiornika /prawdopodobnie typu lagunowego/ może mieć związek z przemianami, jakim ulegały w stadium diagenetyki niżej występujące osady węglanowe.

TRIAS

Maria NOWICKA

TRIAS DOLNY

Opracowanie osadów pstrego piaskowca dolnego i środkowego oraz kajpru dolnego oparłam na studiach płytek cienkich, analizach granulometrycznych /tab. 22, 23, fig. 22-27/ i na analizach minerałów ciężkich /tab. 21, 24, fig. 28, 29/.

Piaskowiec pstry dolny

Sedymentację pstrego piaskowca dolnego rozpoczynają piaskowce różnoziarniste, arkozowe o miąższości 6,4 m, przechodzące miejscami w piaskowce mułowcowe.

Piaskowce różnoziarniste, arkozowe, zazwyczaj słabo scementowane, niekiedy ze słabo zaznaczającym się drobnym warstewkowaniem, utworzone są z materiału okruchowego średnicy 0,01-2,00 mm, w różnym stopniu obtoczonego. Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc o normalnym, falistym i mozaikowym znikaniu światła. W niektórych ziarnach kwarcu występują wrostki minerałów nieprzezroczystych, cyrkonu, łyszczyków, turmalinu i węglanów. Niekiedy ziarna kwarcu mają otoczki wodorotlenków żelaza, czasami spotyka się ziarna kwarcu spękanego, a spękania te wypełnione są minerałami ilastymi, wodorotlenkami żelaza i węglanami. Ze skałeni występują: mikroklin, pertyt mikroklinowy, skałeni potasowy, skałenie alkaliczne, częściowo rozłożone, zmętniałe i zserycytyzowane, skałenie alkaliczne zbliżone karlsbadzko, skałenie odmieszane pertytowo i plagioklasy o zawartości 26-35% An. Napotyka się również ziarna mikroklinu z wrostkami kwarcu, trojaki mikroklinowe, ziarna plagioklazów z poprzysuwanymi dyslokacyjnie prążkami zbliżeniaceń albitowych oraz przerosty pismowe kwarcu ze skałeniami. Z okruchów skalnych występują okruchy granitoidów, granitognejsów o strukturze granoblastycznej, okruchy paragnejsów oraz okruchy kwarcytów i łupków kwarcowych. Ponadto obecne są pojedyncze blaszki łyszczyków, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, piryty, cyrkonu, granatu, rutylu, turmalinu, epidictu, staurolitu, dystenu i anatazu /tab. 21/. W piaskowcu z głębokości 1581,8 m napotkano pojedyncze ziarna jasnozielonego glaukonitu. Skład mineralny piaskowców /w % obj./ przedstawia się następująco:

kwarc	39,5-60,4
skałenie	16,8-31,7
okruchy skał	0,3- 3,9
minerały nieprzezroczyste i łyszczyki	0,8- 3,1
spoiwo	6,2-36,5

W skład spoiwa typu stykowego, niekiedy bazalnego wchodzi węglany /kalcyt, dolomit/, minerały ilaste /illit/, a niekiedy i wodorotlenki żelaza.

Piaskowiec mułowcowy, /głęb. 1579,2 m/ słabo związany złożony jest z materiału okruchowego 0,01-2,50 mm /najczęściej 0,12 mm/ i 0,07-0,09 mm średnicy. Skład mineralny materiału detrytycznego podobny do składu mineralnego piaskowców różnoziarnistych, opisanych poprzednio. Napotkano tu również toczące iłowców oraz okruchy drobnziarnistych wapieni. W skład spoiwa wchodzi węglany /kalcyt i nieliczny dolomit/ z dodatkiem minerałów ilastych.

Zawartość minerałów ciężkich w osadach piaszczystych dla frakcji 0,06-0,2 mm

Okres	Głębokość w m	Numer próbki	Zawartość minerałów ciężkich w % wag.	Tlenki żelaza	Wodorotlenki żelaza	Ilmenit	Piryty	Cyrkon	Turmalin	Rutyl	Granat	Epidot	Staurolit	Dysten	Anataz	Biotyt	Chloryt
Piaszczysty Środkowy	1395,5	64	0,59	33,7	9,3	8,9	-	30,6	2,3	7,9	1,4	1,9	0,9	0,5	-	1,9	0,7
	1404,0	65	1,12	42,5	32,6	8,5	0,6	2,1	1,2	4,9	0,6	-	0,3	-	-	5,8	0,9
	1414,6	68	0,90	24,9	55,3	7,4	1,0	1,9	1,0	2,3	2,3	-	1,0	-	-	1,3	1,6
	1421,0	72	0,05	8,6	19,2	45,9	0,5	1,9	16,5	2,9	3,6	-	0,7	-	-	0,2	-
	1430,0	75	0,05	6,6	61,3	11,5	0,5	1,5	2,0	0,8	1,8	-	0,8	-	0,3	6,6	6,3
Piaszczysto- dolny	1476,9	88	0,47	18,9	12,6	10,5	-	2,4	4,2	4,2	40,9	0,6	4,8	-	0,3	0,3	0,3
	1511,9	96	0,13	4,4	2,5	2,7	0,8	1,6	0,8	1,6	7,4	0,3	0,3	-	-	18,7	58,9
	1572,6	109	0,06	17,3	21,5	21,0	-	6,3	8,4	3,7	13,4	0,5	0,8	-	-	0,5	6,6
	1575,9	111	0,22	45,6	23,3	3,9	-	12,5	3,3	0,9	6,3	-	0,3	-	-	1,8	2,1
	1579,2	113	0,11	42,8	22,8	17,5	-	2,5	7,3	0,3	6,5	-	0,3	-	-	-	-
	1580,2	114	0,78	39,3	31,8	21,5	-	2,4	0,6	0,3	3,5	0,3	-	-	-	-	0,3
	1580,9	115	0,59	70,9	10,4	8,6	-	5,3	0,9	0,3	2,1	0,6	-	0,3	-	0,3	0,3
	1581,8	116	0,46	62,8	18,2	10,7	-	3,5	0,6	0,9	2,0	0,9	-	-	-	0,2	0,2
	1583,2	117	0,07	41,0	37,5	6,9	1,0	7,4	0,4	1,0	2,3	0,4	0,2	-	1,1	0,2	0,6

Powyżej piaszczystych arkozowych /1577,7-1507,5 m/ występują ilowce i ilowce mułowcowe przewarstwione mułowcami, mułowcami piaszczystymi, z cienkimi wkładkami i laminami ikożupków, piaszczystych, wapieni oraz wapienie oolitowych.

Powyżej /1507,5-1458,7 m/ leżą ilowce przewarstwione ikożupkami i mułowcami. Ikożupki mułowcowe i wapienie tworzą tu cienkie wkładki. Wapienie oolitowe występują w postaci licznych, najczęściej cieniok, przewarstwień.

Iłowce wykazują teksturę kierunkową lub bezładną. Kierunkowość tekstury podkreślają łuseczki minerałów ilastych, pojedyncze blaszki łuszczyków, skupienia i smużki wodorotlenków żelaza oraz laminy w różnym stopniu wzbogacone w wodorotlenki żelaza. Czasami ilowce są przekątnie warstwowane. Niekiedy obserwuje się w nich zaburzoną teksturę kierunkową, podkreśloną występowaniem porożrywanych i faliście powyginanych lamin, smużek i skupień minerałów ilastych. Iłowce złożone są z minerałów ilastych najczęściej zawierających drobną domieszkę węglanów, /kalcyt, dolomit/. Minerale te - to illit, niekiedy illit i montmorylonit /analiza rentgenograficzna/. W ilowcach intensywniej zabarwionych dostrzega się domieszkę wodorotlenków żelaza. Ponadto występuje w ilowcach nieliczny materiał okrucowy, w różnym stopniu obtoczony, średnicy 0,01-0,30 mm, niekiedy z domieszką ziarn grubszych średnicy 0,27-1,01 mm. W materiale tym dominuje kwarc, nielicznie występują skalenie potasowe, skalenie alkaliczne - częściowo rozłożone i plagioklasy. Obecne są również pojedyncze blaszki łuszczyków, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, grudki pirytu, czasami ziarna anhydrytu i gipsu oraz oolity i pseudoolity węglanowe. W ilowcach marglistych występuje większa domieszka węglanów. W ilowcach mułowcowych obecna jest dość znaczna domieszka materiału okrucowego, o średnicy 0,01-0,37 mm, najczęściej 0,05-0,07 mm, reprezentowanego głównie przez kwarc lub w drobnej ilości przez skalenie.

Ikożupki o teksturze łupkowej utworzone są z minerałów ilastych /illitu, niekiedy illitu i montmorylonitu/. Węglany występują sporadycznie. W ikożupkach intensywniej zabarwionych występuje domieszka wodorotlenków żelaza, układających się w laminy i pasma o różnej intensywności zabarwienia. Materiał okrucowy, głównie kwarc średnicy 0,01-0,10 mm, występuje na ogół w drobnych ilościach.

Mułowce wykazują teksturę kierunkową lub bezładną. Kierunkowość podkreślają łuseczki minerałów ilastych, blaszki łuszczyków, skupienia wodorotlenków żelaza, smużki, pasma i skupienia minerałów ilastych czę-

sto z dodatkiem węglanów i wodorotlenków żelaza oraz oolity węglanowe układające się szeregowo. Niekiedy teksturę kierunkową podkreślają laminy wzbogacone w materiał okruchowy, w minerały ilaste lub w łyszczyki. Stosunek materiału okruchowego do spoiwa jest zmienny i wyraża się przewagą raz jednego, raz drugiego składnika. Materiał detrytyczny, głównie kwarc, występuje w ziarnach średnicy 0,01-0,37 mm /średnio 0,02-0,05 lub 0,05-0,09 mm/. Czasami występuje niska domieszka materiału okruchowego frakcji psamitowej średnicy 0,50-1,75 mm, o ziarnach obtoczonych, półobtoczonych i nieobtoczonych. Oprócz kwarcu obecne są skalenie alkaliczne, plagioklasy, okruchy granitognejsów, łyszczyki /muskowit, chloryt i biotyt często schlorytizowany lub uwodniony/ - niekiedy licznie nagromadzone, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, piryty, rutylu, cyrkonu, turmalinu, granatu i apatytu, czasami oolity i pseudoolity węglanowe /często zażelazione/ oraz ich okruchy. W skład spoiwa mułowców typu bazalnego wchodzi węglany /kalcyt, dolomit/, lub węglany, illit, a niekiedy i wodorotlenki żelaza. W mułowcach piaszczystych występuje większa domieszka materiału okruchowego, w różnym stopniu obtoczonego, frakcji psamitowej, osiągającego średnicę 2,25 mm, najczęściej 0,20-0,37 mm. Skład mineralny materiału detrytycznego jest bardziej urozmaicony niż w mułowcach. Oprócz najliczniej występującego kwarcu spotyka się skałę potasowy, mikroklin - niekiedy z wrostkami kwarcu, skalenie alkaliczne częściowo rozłożone, skalenie alkaliczne zbliżone karlsbadzko, skalenie odmieszane pertytowo, plagioklasy, okruchy granitoidów, gnejsów, okruchy złożone z kwarcu i ze skaleni - czasami z wydzielonym myrmekitem oraz okruchy skał węglanowych.

Łupki mułowcowe o strukturze drobnoziarnistej i aleurytowej wykazują teksturę wybitnie kierunkową, podkreśloną ułożeniem wszystkich składników. Złożone są z węglanów /kalcyt, dolomit/, materiału okruchowego i łyszczyków. Materiał okruchowy średnicy 0,01-0,10 mm /średnio 0,03-0,05 mm/ to głównie kwarc, w niskiej ilości są obecne skalenie. Łyszczyki występują w pojedynczych blaszkach lub grupują się w warstewki. Reprezentowane są przez muskowit, chloryt i biotyt często schlorytizowany lub uwodniony. W drobnej ilości obecne są łuseczki minerałów ilastych, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza. W odmianach łupków mułowcowych intensywniej zabarwionych dostrzega się domieszkę wodorotlenków żelaza.

Piaskowiec różnoziarnisty, arkozowy /głęb. 1562,5 m/ złożony jest z materiału okruchowego reprezentowanego przez ziarna nieobtroczone, półobtroczone i obtroczone średnicy 0,01-1,12 mm. Skład mineralny ma-

teriału okruchowego jest bardzo podobny do składu mineralnego materiału detrytycznego różnoziarnistych piaskowców arkozowych, opisanych poprzednio, rozpoczynających sedymentację osadów pstręgo piaskowca dolnego. W skład spoiwa typu bazalnego wchodzi drobno- i średnioziarnisty kalcyt. Obecne są również w skałe nieliczne oolity i pseudoolity węglanowe średnicy 0,09-0,40 mm.

Piaskowiec średnioziarnisty arkozowy /głęb. 1532,0 m/ złożony jest z materiału okruchowego średnicy 0,02-0,75 mm /najczęściej 0,27-0,37 mm/. Skład materiału detrytycznego skały jest mniej urozmaicony niż w piaskowcach różnoziarnistych opisanych poprzednio. Oprócz kwarcu występują dość licznie skalenie, nie dostrzeżono natomiast okruchów skalnych. Spoiwo typu bazalnego zbudowane jest z węglanów /kalcyt i nieliczny dolomit/.

Piaskowce mułowcowe, polimiktyczne /głęb. 1562,5-1518,6 m/ złożone są z materiału detrytycznego, w różnym stopniu obtoczonego, średnicy 0,01-1,5 mm /najczęściej 0,24-0,37 i 0,05-0,07 mm/. Oprócz najliczniej występującego kwarcu obecne są: skałę potasowy, mikroklin, skalenie alkaliczne częściowo rozłożone, skalenie odmieszane pertytowo, plagioklasy zmętniałe i częściowo rozłożone oraz okruchy kwarcytów. Występują również nieliczne blaszki łyszczyków, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, apatytu, a niekiedy oolity i pseudoolity węglanowe /głęb. 1518,6 m/. W skład spoiwa typu bazalnego wchodzi kalcyt z dodatkiem minerałów ilastych /głęb. 1562,5 m/ lub kalcyt, anhydryt i gips /głęb. 1518,6 m/.

Z kilku próbek piaskowców i mułowców wykonano analizy granulometryczne i przeliczono je na parametry Mn, Md i So /tab. 22/. Wykreślono również diagramy granulometryczne oraz krzywe kumulatywne /fig. 23, 24, 25, 26/. Różnica między Md a Mn ma wartość ujemną. Według G. M. Friedmana /1961/ skały te są osadem morskim. W analizowanych próbkach współczynnik wysortowania So według P. Traska /1932/ zmienia się w granicach 1,428-1,818. Według R. L. Folka /1954/ są to osady średnio i źle wysortowane.

Wydzielono również minerały ciężkie z frakcji 0,06-0,2 mm i wykonano planimetrię metodą 300 ziarn. Wśród minerałów ciężkich stwierdzono tlenki i wodorotlenki żelaza, ilmenit, piryty, cyrkon, turmalin, rutyl, granat, epidot, staurolit, dysten i anataz /tab. 21, fig. 27/.

Wapienie margliste o strukturze drobnoziarnistej, teksturze bezładnej lub kierunkowej, podkreślonej ułożeniem łuserek minerałów ilas-

Skład granulometryczny skał psamitowych i aleurytowych piaskowca pstrego w % wag.

Okres	Numer prób-ki	Głębo-kość w m	Zawar-tość części nieroz-pusz-czal-nych	Materiał psamitowo-aleurytowy										Mate-riał ila-sto-mu-żow-cowy <0,06	Mn	Md	So
				> 2,0	2,0-1,6	1,6-1,0	1,0-0,8	0,8-0,5	0,5-0,4	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06				
Piaskowiec pstry	64	1395,5	98,6	-	-	0,05	0,2	2,15	5,3	3,9	10,0	58,7	1,7	0,157	0,15	1,334	
	65	1404,0	96,9	-	-	-	-	0,8	0,1	0,2	1,4	56,3	11,4	0,11	0,13	-	
	68	1414,0	96,7	-	-	-	-	0,4	0,3	0,8	6,5	60,5	7,4	0,127	0,13	1,626	
	72	1421,0	98,4	-	-	-	-	-	-	-	1,4	71,4	19,4	0,128	0,13	1,328	
	75	1430,0	86,7	-	-	-	-	-	0,05	0,15	0,3	7,2	57,3	0,07	0,07	-	
Piaskowiec pstry dolny	96	1511,9	78,8	-	-	-	-	-	0,25	0,25	0,5	8,2	27,7	0,06	-	-	
	109	1572,6	75,4	-	-	-	-	0,9	0,2	0,1	0,5	3,2	51,0	0,07	0,06	-	
	111	1575,9	88,6	-	-	-	-	0,35	0,05	0,1	0,3	12,7	36,6	0,06	0,06	-	
	113	1579,2	93,4	0,05	0,2	1,20	2,15	4,5	4,3	3,6	3,4	38,8	31,6	0,128	0,12	1,535	
	114	1580,2	99,2	-	-	0,15	0,4	2,15	6,8	24,0	34,8	18,9	0,7	0,254	0,25	1,428	
	115	1580,9	99,2	-	0,05	0,25	1,45	8,25	10,5	10,5	18,2	28,2	4,7	0,256	0,19	1,818	
	116	1581,8	98,9	-	0,05	0,1	0,35	2,9	8,6	16,7	29,1	23,9	3,9	0,239	0,22	1,579	
117	1583,2	98,8	-	-	0,15	0,2	1,65	7,0	20,0	34,3	23,2	0,6	0,241	0,24	1,465		

Na podstawie klasyfikacji przyjętej przez M. Turnau-Morawską skały o wielkości ziarn powyżej 0,1 mm zostały zaliczone do piaskowców.

Fig. 23. Diagramy granulometryczne z mułowców piaskowca pstrego

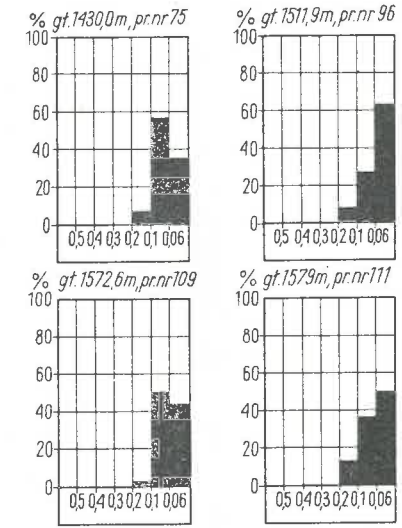


Fig. 24. Diagram granulometryczny piaskowca mułowcowego z piaskowca pstrego

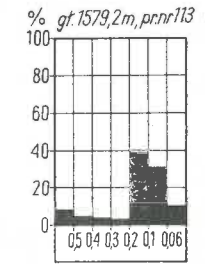
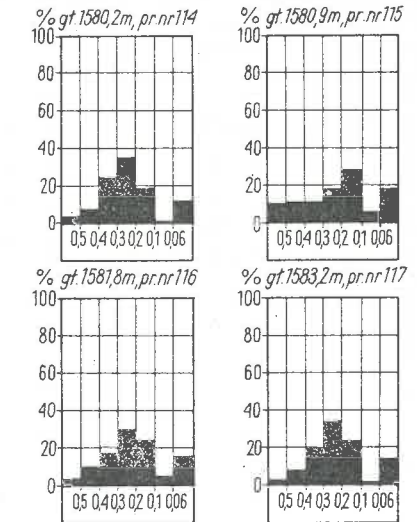
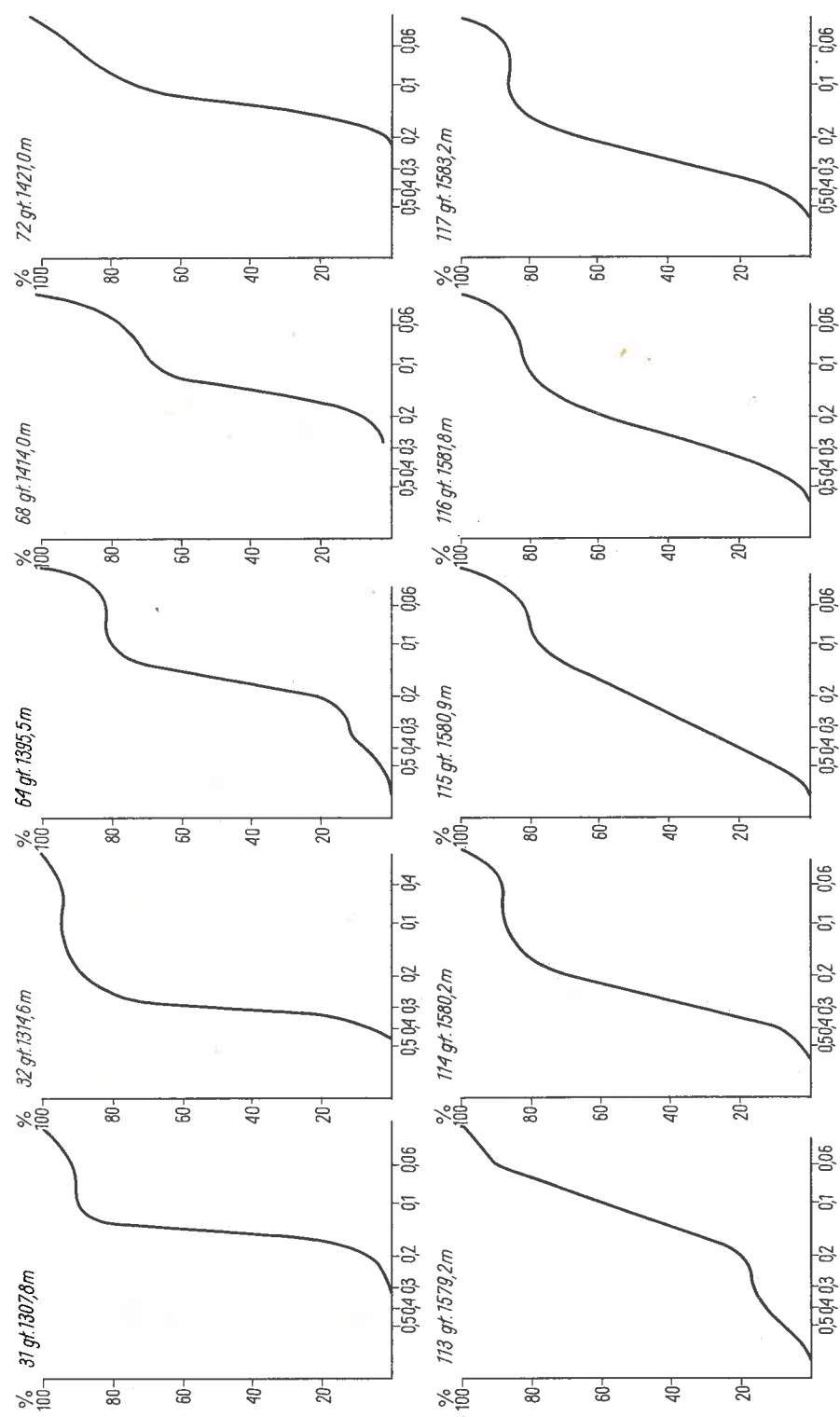


Fig. 25. Diagramy granulometryczne piaskowców różnoziarnistych dolnego piaskowca pstrego





	31	32	64	68	72	113	114	115	116	117
M _d	0.15	0.31	0.15	0.13	0.13	0.12	0.25	0.19	0.22	0.24
M _n	0.146	0.270	0.157	0.127	0.128	0.128	0.254	0.256	0.239	0.241
S ₀	1.223	1.541	1.033	1.626	1.326	1.335	1.428	1.818	1.579	1.465

Fig. 26. Krzywe kumulatywne, płaskowców z płaskowca pstrego i kajpru
M_d - średnica ziarn, M_n - średnia średnica ziarn, S₀ - współczynnik wysortowania

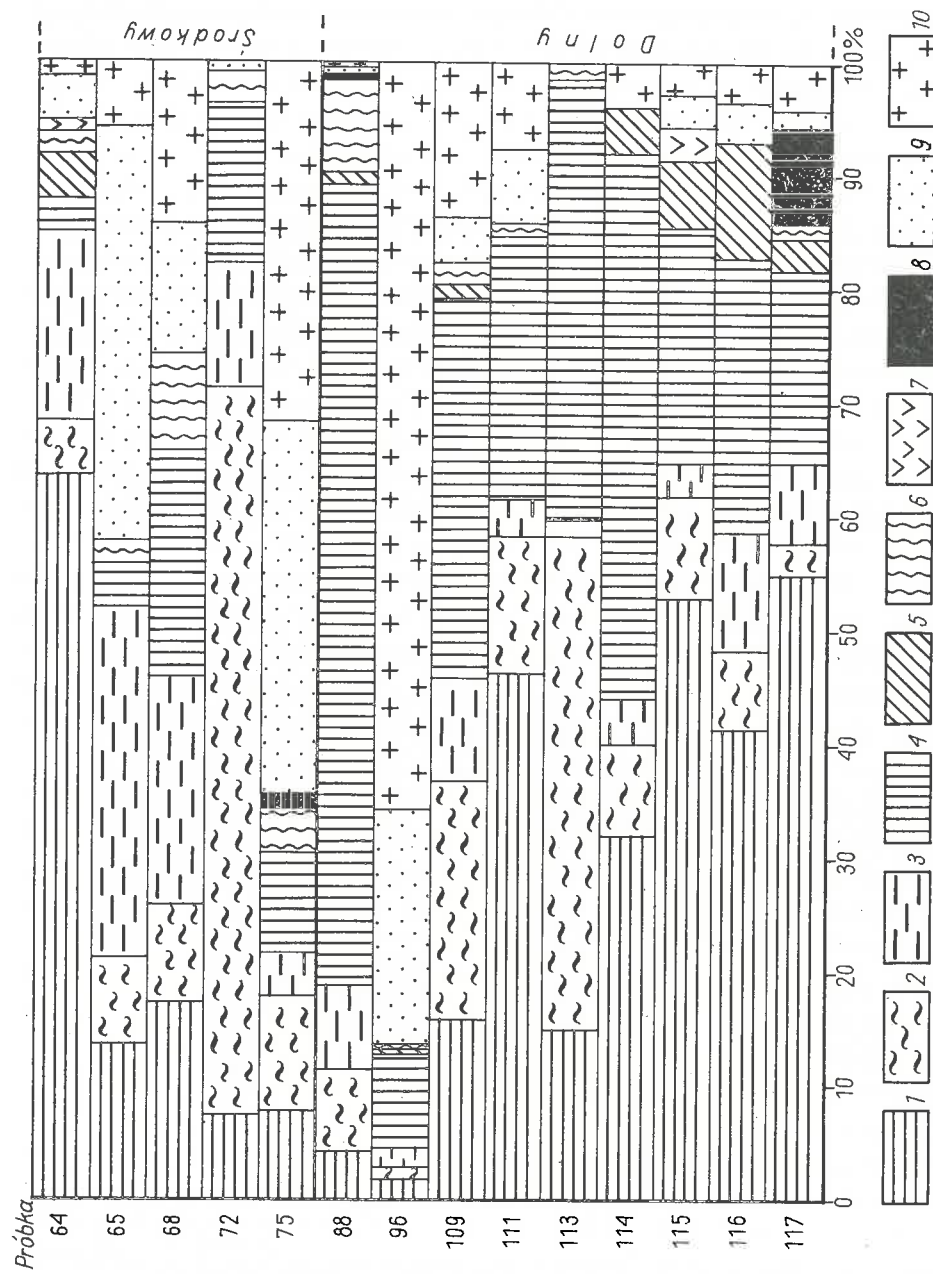


Fig. 27. Diagram procentowej zawartości przezroczystych minerałów ciężkich w osadach płaskowca pstrego Frakcja 0,06-0,2 mm
1 - cyrkon, 2 - turmalin, 3 - rutyl, 4 - granat, 5 - epidot, 6 - stauroilit, 7 - dysten, 8 - anataz, 9 - biotyt, 10 - chloryt

tych, blaszek łyszczyków, a niekiedy i skupień wodorotlenków żelaza, składają się z kalcytu zawierającego drobne domieszki minerałów ilastych, dolomitu i wodorotlenków żelaza. Nieliczne łyszczyki reprezentowane są przez muskowi, biotyt i chloryt. Materiał okruchowy, głównie kwarc, występuje w nieznacznej ilości w ziarnach średnicy 0,01-0,10 mm. Obecne są również ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu i turmalinu. W odmianie wapieni marglistych, mułowcowych liczniej gromadzi się materiał okruchowy, głównie kwarc średnicy 0,01-0,25 mm /średnio 0,05-0,07 mm/. Niekiedy pojawiają się okruchy skał węglanowych o strukturze pelitowej oraz oolity i pseudoolity węglanowe średnicy 0,05-0,25 mm. W wapieniach mułowcowo-piaszczystych, utworzonych z drobno- a miejscami średnioziarnistego kalcytu, dość licznie występuje materiał okruchowy, w różnym stopniu obtoczony, średnicy 0,01-1,00 mm /średnio 0,05-0,07 i 0,25-0,65 mm/. Dominuje w nich kwarc. Obok kwarcu napotyka się mikroklin, niekiedy z wrostkami kwarcu, pertyt mikroklinowy, skalenie potasowe, skalenie alkaliczne - częściowo rozłożone, skalenie zbliżone karlsbadzko, skalenie odmieszane pertytowo, plagioklasy, okruchy granitognejsu, piaskowców kwarcytowych, przerosty pismowe kwarcu ze skaleniami, okruchy złożone z kwarcu i skaleni z wydzielonym myrmekitem oraz okruchy pelitowych skał węglanowych. Ponadto występują nieliczne blaszki łyszczyków, ziarna minerałów nieprzezroczystych, cyrkonu, granatu, niekiedy pseudoolity węglanowe oraz pojedyncze skupienia minerałów ilastych z dodatkiem wodorotlenków żelaza.

Wapienie oolitowe ujawniają teksturę bezładną, niekiedy kierunkową, podkreśloną ułożeniem smużek i skupień minerałów ilastych z dodatkiem wodorotlenków żelaza, czasami też z warstewkami wzbogaconymi w materiał okruchowy. W drobnoziarnistym spoiwie kalcytowym, niekiedy z domieszką łuseczek illitu, występują zazwyczaj ściśle ułożone obok siebie oolity i mniej liczne pseudoolity węglanowe średnicy 0,05-0,75 mm /najczęściej 0,10-0,55 mm/. Oolity wykazują budowę promienistą, współśrodkowo-promienistą i współśrodkową. Niekiedy w oolitach są obecne drobne skupienia glaukonitu a czasami w ich jądrach występują ziarna kwarcu. Napotyka się również oolity z wyługowaną partią jądrową oraz formy przejściowe do pseudoolitów o słabo zachowanej budowie wewnętrznej. W wapieniach oolitowych intensywniej zabarwionych występują oolity zażelazione, z powłokami wewnętrznymi w różnym stopniu impregnowanymi wodorotlenkami żelaza. Czasami pojawiają się oolity i pseudoolity zdeformowane lub często o postaciach zredukowanych szwami stylolitowymi oraz fragmenty oolitów jak również dwójaczki oolitowe. Występu-

jące w wapieniach oolitowych szwy stylolitowe wypełnione są łuseczkami illitu i wodorotlenkami żelaza. Sporadycznie pojawiają się fragmenty fauny wypełnione kolofanem lub pelitem węglanowym, ziarna celestynu i anhydrytu. W drobnej ilości występuje materiał okruchowy, głównie kwarc średnicy 0,01-0,50 mm, nieliczne skalenie, okruchy pelitowych skał węglanowych, okruchy wapieni oolitowych, blaszki łyszczyków, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu i granatu. W wapieniach oolitowo-mułowcowych liczniej gromadzi się materiał detrytyczny reprezentowany głównie przez kwarc, w drobnej ilości przez mikroklin, częściowo rozłożone skalenie alkaliczne oraz przez plagioklasy. W wapieniach oolitowo-mułowcowych i mułowcowo-piaszczystych dość liczny materiał okruchowy, w różnym stopniu obtoczony, średnicy 0,01-1,25 mm /najczęściej 0,05-0,09 i 0,16-0,25 mm/ to głównie kwarc, rzadko spotyka się mikroklin, plagioklasy i okruchy gnejsu. W wapieniach oolitowo-piaszczystych w skład materiału okruchowego średnicy 0,01-1,30 mm /najczęściej 0,10-0,62 mm/ oprócz kwarcu, skaleni i okruchów skał występujących w wapieniach oolitowo-mułowcowych i mułowcowo-piaszczystych spotyka się również skalenie odmieszane pertytowo, okruchy kwarcytów i kryptokrystalicznych skał krzemionkowych.

Wapień pseudoolitowy /głęb. 1452,4 m/ złożony jest z pseudoolitów węglanowych średnicy 0,07-0,37 mm /średnio 0,18 mm/. Nielicznie występują tu oolity węglanowe, ziarna kwarcu i skaleni średnicy 0,02-0,37 mm. W skład spoiwa wchodzi drobnoziarnisty kalcyt. W wapieniu pseudoolitowym, mułowcowym /głęb. 1478,3 m/, o spoiwie zbudowanym z drobnoziarnistego kalcytu zawierającego domieszkę ziarn dolomitu i łuseczek illitu, liczniej gromadzi się materiał okruchowy reprezentowany przez kwarc i nieliczne skalenie.

Wapień zlepiaćcowaty /głęb. 1478,9 m/ złożony jest z drobnoziarnistego kalcytu zawierającego domieszkę ziarn dolomitu, łuseczek minerałów ilastych i wodorotlenków żelaza. Oolity i pseudoolity węglanowe, najczęściej zażelazione /średnicy 0,12-0,50 mm/ oraz materiał okruchowy /średnicy 0,01-0,85 mm/ reprezentowany głównie przez kwarc oraz nieliczne skalenie i okruchy granitoidów występują w drobnej ilości, miejscami gromadzą się licznie, nadając partiom skały charakter mułowca lub wapienia oolitowego. Spotyka się również okruchy wapieni oolitowych oraz okruchy mułowców i skał węglanowych o strukturze drobnoziarnistej i pelitowej.

Sedymentację pstrego piaskowca dolnego rozpoczynają piaskowce różnoziarniste, arkozowe. Skład petrograficzny tych skał przemawia za tym,

że były one szybko sedymentowane i przykrywane osadami. Interpretacja składu granulometrycznego metodą R. Passega /1963/ wykazała, że piaskowce te są osadem płytkowodnym powstałym do głębokości około 30 m. Powyżej piaskowców występuje seria /70,2 m miąższości/ wykształcona w postaci iłowców partiami mułowcowych przewarstwionych mułowcami i mułowcami piaszczystymi z cienkimi wkładkami i laminami iłokupków, piaskowców, wapieni oraz wapieni oolitowych. Osady te tworzyły się na niezbyt dużej głębokości, blisko brzegu, w strefie, w której warunki sedymentacji, uzależnione od lokalnych i krótkotrwałych wahań poziomu morza powodują zmianę we frakcji sedymentowanego materiału. Zabarwienie ceglasczerwone i ceglaste przeważające wśród tych osadów należy wiązać z obecnością uwodnionych tlenków żelaza, które dostały się do zbiornika wraz z substancją ilastą, będącą produktem odbywającego się na lądzie wietrzenia chemicznego. Obecność wśród iłowców i mułowców wkładek piaskowca, wapienia i wapienia oolitowego świadczy o wielokrotnych zmianach warunków sedymentacji, związanych z pogłębianiem się lub spływaniem zbiornika. Biorąc pod uwagę grubość poszczególnych wkładek należy przyjąć, iż zmiany warunków sedymentacji zachodziły w odcinkach czasu różnej długości. W pewnych okresach istniała strefa intensywnej ruchliwości wód, na co wskazuje obecność wapieni oolitowych.

Powyżej leży seria wykształcona w postaci iłowców przewarstwionych iłokupkami i mułowcami, z wkładkami łupków mułowcowych i wapieni. Wapienie oolitowe występują w postaci licznych zazwyczaj cienkich przewarstwień. Wapienie oolitowe powstały w środowisku oksydacyjno-redukcyjnym - wskazuje na to obserwowany w nich glaukonit. Wśród oolitów i pseudooolitów obserwuje się osobniki o kształtach zdeformowanych bądź zredukowanych. Wydaje się, że zniekształcenia te powstały podczas diagenety osadu.

Materiał detrytyczny reprezentowany jest głównie przez kwarc oraz najbardziej odporne na wietrzenie i transport skalenie: mikroklin, oligoklaz i andezyn. Obecność tych skaleni wskazuje na pochodzenie materiału okrucowego z niszczenia średnio-kwaśnych skał magmowych. Kwarc występuje głównie w ziarnach bezbarwnych o szklistej i półszklistej powierzchni, rzadziej spotyka się ziarna kwarcu barwy różowej, żółtej i pomarańczowej. Pojawiają się również kwarcie o ospowatej powierzchni, mleczne a sporadycznie kwarc matowy. W niektórych ziarnach kwarcu występują inkluzje ciekłe i gazowe oraz wrostki minerałów nieprzezroczystych, biotytu, turmalinu, sagenitu, cyrkonu, a niekiedy i mikroklinu. Czasami obserwuje się kwarc z wrostkami węglanów, który świadczy o neogenicznym pochodzeniu ziarn. Łyszczyki reprezentowane przez muskowit,

chloryt i biotyt, często ochlorytyzowany lub uwodniony, występują zazwyczaj w niewielkich ilościach. W materiale okrucowym oprócz kwarcu, nielicznych skaleni i łyszczyków spotyka się też okrucy kwarcytów, piaskowców kwarcytowych, łupków kwarcowych, kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, toczące iłowców, okrucy pelitowych i drobnoziarnistych skał węglanowych oraz okrucy wapieni oolitowych. W utworach piaszczystych pstrego piaskowca dolnego, szczególnie w serii piaskowców arkozowych, występują ponadto okrucy granito-gnejsów o strukturze granoblastycznej i panksenomorfowo-ziarnistej, okrucy paragnejsów, mikropertyt mikroklinowy, trojaki mikroklinowe, okrucy złożone ze skaleni i kwarcu - czasami z wydzielonym myrmekitem. Opisany zespół okruców pochodzi prawdopodobnie z obszaru alimentacyjnego położonego na północ od masywu wołyńskiego, na co wskazywałby ich skład petrograficzny oraz wykształcenie występujących w nich minerałów. Niemniej S. Małkowski /1927/ opisał podobny zespół skał w tzw. serii poleskiej. Materiału okrucowego do basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca dolnego dostarczyły skały magmowe, metamorficzne i redeponowane skały osadowe. Materiał detrytyczny opisany poprzednio występuje w ziarnach ostrokrawędzistych, półobtoczonych i obtoczonych. Z charakteru obtoczenia ziarn /ziarna ostrokrawędziste i półobtoczone/ należy wnioskować, że transport materiału okrucowego do zbiornika sedymentacyjnego był stosunkowo krótki. Obserwowane tu w osadach ziarna obtoczone świadczą o tym, że część materiału pochodzi z resedymetacji. Na podstawie dwóch różniących się genetycznie zespołów minerałów ciężkich występujących w osadach pstrego piaskowca dolnego należałoby wnioskować, że pierwotnymi skałami, które dostarczyły materiału okrucowego do osadu, były skały magmowe zawierające cyrkon, turmalin, rutyl oraz skały metamorficzne zawierające granat, staurolit, dysten i epidot. Stan zachowania poszczególnych ziarn /prócz ziarn idiomorficznie wykształconych występują ziarna oalkowicie obtoczone/ sugeruje, że część minerałów ciężkich pochodzi najprawdopodobniej z osadów resedymetowanych.

Wydzielone zespoły minerałów ciężkich wiążą się z cechami optycznymi kwarcu /wygaszanie światła/. Kwarcie o normalnym znikaniu światła genetycznie mogłyby odpowiadać grupie minerałów ciężkich kwaśnych skał magmowych. Ziarna kwarcu o smużystym i mozaikowym zanikaniu światła mogą pochodzić ze skał metamorficznych.

Piaskowiec pstry środkowy

W spągu osadów środkowego piaskowca pstrego leżą wapienie oolitowe z wkładkami iłowców, iłokupków, wapieni i margli. Powyżej /436,4-1420,8 m/

występują mułowce przewarstwione iłowcami /partiami mułowcowymi/. W postaci cienkich wkładek pojawia się piaskowiec mułowcowy, drobno- i średnioziarnisty, wapień mułowcowy, margiel mułowcowy i wapień oolito-wo-mułowcowy. Nad nimi leżą piaskowce drobnoziarniste, rzadziej mułowcowe, średnio- i różnoziarniste, przewarstwione iłowcami /partiami mułowcowymi/, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. Wapienie oolitowe występują w postaci pojedynczych wkładek różnej miąższości. Cienkie wkładki margli dolomitycznych pojawiają się sporadycznie.

Skały ilaste /iłowce i iłokupki/ utworzone są z minerałów ilastych /illit/ z dodatkiem wodorotlenków żelaza. Niekiedy w nikłej ilości pojawiają się węglany /dolomit, kalcyt/. Ziarna kwarcu i nielicznych skałeni średnicy 0,01-0,37 mm, blaszki muskowitu, chlorytu, biotytu schlorytzowanego oraz ziarna tlenków żelaza, grudki pirytu występują również w niewielkich ilościach. W iłowcach mułowcowych liczniej gromadzi się materiał okruchowy, głównie kwarc, najczęściej średnicy 0,02-0,07 mm. W iłowcach marglistych występuje dość znaczna domieszka węglanów reprezentowanych przez kalcyt i dolomit.

Mułowce wykazują teksturę bezładną lub kierunkową podkreśloną ułożeniem łusek minerałów ilastych, blaszek łyszczyków lub nielicznych skupień minerałów ilastych z dodatkiem wodorotlenków żelaza. Stosunek materiału okruchowego do spoiwa jest zmienny i wyraża się przewagą raz jednego raz drugiego składnika. Materiał detrytyczny średnicy 0,01-0,37 mm /średnio 0,02-0,07 mm/ - głównie kwarc. W małej ilości występują: mikroklin, plagioklasy i okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, blaszki muskowitu, chloryt, biotyt schlorytzowany i uwodniony, ziarna tlenków żelaza, ilmenitu, niekiedy oolity węglanowe słabo zażelazione średnicy 0,07-0,37 mm oraz pojedyncze toczące iłowców impregnowanych wodorotlenkami żelaza. Spoiwo mułowców utworzone jest z minerałów ilastych, węglanów /kalcyt, dolomit/ i wodorotlenków żelaza lub z kalcytu i wodorotlenków żelaza. W odmianie mułowców piaszczystych występuje większa domieszka materiału okruchowego frakcji psamitowej. Materiał detrytyczny jest w różnym stopniu obtoczony, średnicy 0,01-0,55 mm /średnio 0,02-0,07 i 0,10-0,32 mm/. Skład mineralny materiału okruchowego jest bardziej urozmaicony niż w mułowcach. Oprócz kwarcu, nielicznych skałeni i okruchów kryptokrystalicznych skał krzemionkowych pojawiają się okruchy kwarcytów i łupków kwarcowych. Mułowce piaszczyste w porównaniu z mułowcami wzbogacone są w łyszczyki.

Piaskowce mułowcowe zawierają materiał okruchowy średnicy 0,01-0,75 mm /najczęściej 0,25-0,50 i 0,07 mm/. Skład mineralny materiału detrytycznego oraz stopień jego obtoczenia jest taki sam, jak w opisa-

nych mułowcach piaszczystych. Obecne są również pojedyncze, obtoczone ziarna cyrkonu, turmalinu, staurolitu oraz ostrokrawędziste fragmenty ziarn tytanitu, pokryte leukoksenem. Spoiwo typu bazalnego lub stykowego złożone jest z węglanów /kalcyt, dolomit/ i wodorotlenków żelaza lub z węglanów, illitu i wodorotlenków żelaza.

Piaskowce drobnoziarniste kruche, niekiedy zwięzłe i twarde, wykazują teksturę bezładną lub kierunkową, podkreśloną ułożeniem blaszek łyszczyków oraz lamin wzbogaconych w wodorotlenki żelaza lub w minerały ilaste. Skład mineralny materiału okruchowego oraz stopień jego obtoczenia jest identyczny jak w mułowcach piaszczystych opisanych poprzednio. Niekiedy są obecne tu również oolity i pseudoolity węglanowe czasami zawierające w jądrach romboedry dolomitu. Spoiwo piaskowców typu stykowego, niekiedy bazalnego, jest zbudowane z węglanów /dolomit i nieliczny kalcyt/, minerałów ilastych /illit/ i wodorotlenków żelaza lub z illitu niekiedy z domieszką wodorotlenków żelaza. W skale z głębokości 1415,0 m w skład spoiwa typu stykowego wchodzi wyłącznie węglany. Zawartość węglanów wynosi 38,1%, w tym $\text{CaMg/CO}_3/2$ 24,9%.

Piaskowce średnioziarniste /głęb. 1430,0; 1415,0 m/ wykazują teksturę kierunkową, czasami podkreśloną występowaniem warstewek wzbogaconych w materiał okruchowy lub w spoiwo. Materiał detrytyczny w różnym stopniu obtoczony występuje w ziarnach średnicy 0,02-0,50 mm /najczęściej 0,25-0,32 mm/. Skład mineralny materiału detrytycznego jest taki sam jak w piaskowcach drobnoziarnistych. W skale z głębokości 1415,0 m obecne są oolity węglanowe średnicy 0,12-0,37 mm oraz szczątki fauny wypełnione pelitem węglanowym lub kalcytem. W niektórych oolitach występują drobne skupienia glaukonitu. Glaukonit dostrzega się również w nieregularnych skupieniach pelitu węglanowego, zawierającego domieszkę wodorotlenków żelaza. W skład spoiwa wchodzi węglany, minerały ilaste i wodorotlenki żelaza /głęb. 1430,0 m/ lub w jednych warstewkach wyłącznie węglany, a w innych kalcyt, dolomit, illit i wodorotlenki żelaza /głęb. 1415,0 m/.

Piaskowce różnoziarniste /głęb. 1395,5 m/ o teksturze bezładnej zawierają słabo wysortowany, w różnym stopniu obtoczony materiał detrytyczny, średnicy 0,02-2,87 mm. Dominuje kwarc o normalnym, falistym i mozaikowym wygaszaniu. Sporadycznie pojawia się kwarc zmylonityzowany. Obok kwarcu dostrzega się mikroklin, skałki potasowy, plagioklasy oraz okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych i blaszki łyszczyków. W skład spoiwa typu mieszanego - stykowego i bazalnego wchodzi minerały ilaste z dodatkiem wodorotlenków żelaza.

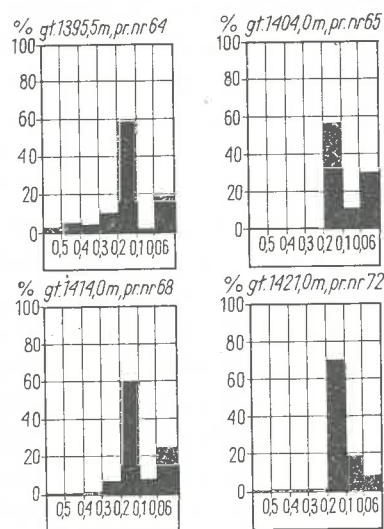


Fig. 28. Diagramy granulometryczne piaskowców drobnoziarnistych

Wydzielono również minerały ciężkie z frakcji 0,06–0,2 mm i wykonano planimetry. W zespole minerałów ciężkich oprócz minerałów nieprzezroczystych stwierdzono występowanie cyrkonu, turmalinu, rutilu, granatu, epidotu, staurolitu, dystenu i anatazu /tab. 21, fig. 27/.

Margle mułowcowe /głęb. 1437,4 m/ o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem łuseczek minerałów ilastych, są utworzone z węglanów /kalcyt, drobna ilość dolomitu/ i minerałów ilastych, zawierających domieszkę wodorotlenków żelaza oraz materiału okruchowego, głównie kwarcu średnicy 0,01–0,09 mm. W marglu dolomitycznym, mułowcowym /głęb. 1415,0 m/ występuje znacznie większa ilość dolomitu. Napotkano tu szczątki fauny wypełnione pelitem węglanowym lub substancją fosforanową oraz pseudoolity węglanowe.

Wapienie mułowcowe /głęb. 1437,4 m/ składają się z drobnoziarnistego kalcytu zawierającego domieszkę minerałów ilastych, dolomitu oraz materiału okruchowego, głównie kwarcu średnicy 0,01–0,09 mm.

Wapienie oolitowe składają się ze ściśle obok siebie ułożonych oolitów węglanowych średnicy 0,12–0,42 mm, najczęściej 0,18–0,30 mm występujących w spoiwie zbudowanym z drobnoziarnistego kalcytu. Oolity wykazują budowę promienistą i współśrodkowo-promienistą. Oprócz oolitów pojawiają się formy przejściowe do pseudoolitów, pseudoolity,

Z czterech próbek piaskowców drobnoziarnistych /fig. 28/ i z jednej próbki mułowca /fig. 23/ wykonano analizy granulometryczne i obliczono z nich parametry Mn, Md i So /tab. 22/. Wykreślono również diagramy granulometryczne oraz krzywe kumulatywne /fig. 26/. Różnica między Md a Mn ma wartość ujemną. Według G. M. Friedmana /1961/ skały te należy traktować jako osady morskie. W analizowanych próbkach współczynnik wysortowania So według P. Traska /1932/ zmienia się w granicach 1,328–1,626. Według R. L. Polka /1954/ piaskowce z głębokości 1421,0 i 1395,5 m są średnio wysortowane, skała zaś z 1414,0 m jest piaskowcem źle wysortowanym.

dwojaczki oolitowe, oolity o postaciach zredukowanych szwami stylolitowymi. W niektórych oolitach i pseudoolitach występują drobne skupienia glaukonitu. Sprowadycznie zjawiają się fragmenty fauny wypełnione izotropową substancją fosforanową. Szwamy stylolitowe w wapieniach oolitowych zbudowane są z illitu i wodorotlenków żelaza, niekiedy wypełnione są chalcedonem. Materiał okruchowy średnicy 0,01–0,25 mm występuje w drobnej ilości i reprezentowany jest głównie przez kwarc, w nikłej ilości przez skalenie.

Wapienie oolitowo-mułowcowe w drobnoziarnistym spoiwie kalcytowym, niekiedy z dodatkiem wodorotlenków żelaza oraz ziarn dolomitu o pokroju romboidalnym, zawierają oolity węglanowe, czasami zażelazione, średnicy 0,07–1,25 mm /najczęściej 0,20–0,55 mm/ i mniej liczne pseudoolity węglanowe, oolity zdeformowane oraz oolity o postaciach zredukowanych. W niektórych osobnikach występują drobne skupienia glaukonitu. Obok oolitów o budowie promienistej i współśrodkowo-promienistej obecne są oolity o budowie współśrodkowej, oolity z zatartą, słabo zaznaczającą się, budową wewnętrzną oraz oolity z wyługowaną partią jądrową. W odmianie wapieni oolitowych mułowcowych, wyżej opisywanych dość licznie nagromadza się materiał detrytyczny średnicy 0,01–0,30 mm /średnio 0,07–0,09 mm/ reprezentowany głównie przez kwarc. Obok kwarcu pojawiają się: mikroklin, skalenie alkaliczne częściowo rozłożone, plagioklasy, toczące ilowców zażelazionych oraz okruchy pelitowych skał węglanowych. Obecne są również pojedyncze blaszki łyszczyków, ziarna tlenków, wodorotlenków żelaza, ilmenitu, cyrkonu, turmalinu, rutilu, niekiedy szczątki fauny wypełnione kolofanem lub węglanami. W odmianie wapieni oolitowych mułowcowo-piaszczystych i piaszczystych występuje większa domieszka materiału okruchowego frakcji psamitowej osiągającego średnicę 1,75 mm. Skład mineralny materiału okruchowego jest bardziej urozmaicony niż w wapieniach oolitowych i wapieniach oolitowo-mułowcowych. Obok kwarcu i skaleni pojawiają się okruchy kwarcytów, kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, okruchy gnejsu oraz okruchy skał węglanowych.

Wapienie pseudoolitowe /głęb. 1452,4 m/ o strukturze pseudoolitowej, teksturze bezładnej, zawierają w drobnoziarnistym spoiwie kalcytowym liczne pseudoolity węglanowe średnicy 0,07–0,37 mm, najczęściej 0,18 mm i nieliczne oolity węglanowe o słabo zachowanej budowie wewnętrznej oraz pojedyncze ziarna kwarcu i skaleni średnicy 0,02–0,38 mm.

W osadach reprezentujących utwory pstrego piaskowca środkowego występują znacznie większe wahania warunków sedymentacji. Zaznacza się tu naprzemianległość drobniejszej i grubiejszej klastycznych osadów, odzwier-

ciedlająca mniejsze lub większe wahania poziomu wód zbiornika. Sedymentację osadów pstrego piaskowca środkowego rozpoczyna seria wapieni oolitowych z wkładkami skał ilastych i wapieni. Występujący w tych wapieniach glaukonit wskazuje, że osady powstawały w środowisku oksydacyjno-redukcyjnym. Wśród oolitów i pseudooolitów występują osobniki zdeformowane i zredukowane. W wyżej leżącej serii osadów wykształcone w postaci mułowców i iłowców pojawiają się wkładki piaskowców. Nad tymi utworami występują piaskowce głównie drobnoziarniste, w mniejszej ilości średnio- i różnoziarniste, miejscami zaś mułowcowe z przewarsztwieniami mułowców i iłowców oraz z pojedynczymi, różnej miąższości wkładkami wapieni oolitowych. Zbiornik sedymentacyjny pstrego piaskowca środkowego ulega stopniowemu spłycaniu. Znajduje to potwierdzenie również w wynikach analizy granulometrycznej wykonanej metodą R. Pas-sega. Wapienie oolitowe z głębokości 1418,5 i 1408,1 m ulegały procesowi dolomityzacji.

Materiał okruchowy osadów pstrego piaskowca środkowego jest mniej urozmaicony od materiału detrytycznego utworów pstrego piaskowca dolnego. Obok kwarcu i nielicznych skałeni spotyka się okruchy kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, łupków kwarcowych, okruchy skał węglanowych i toczące iłowców. Sporadycznie występują okruchy gnejsu /głęb. 1458,5 m/. Materiału okruchowego do basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca środkowego dostarczyły skały magmowe, metamorficzne i osadowe.

Zespół minerałów ciężkich pstrego piaskowca środkowego jest taki sam, jak w osadach pstrego piaskowca dolnego.

Z analizy składu granulometrycznego wynika, że utwory pstrego piaskowca środkowego odznaczają się lepszym wysortowaniem materiału detrytycznego, niż osady pstrego piaskowca dolnego. W pstrym piaskowcu środkowym stopień wysortowania S_o wyliczony z krzywych składu ziarnistego waha się w granicach od 1,3-1,6, przy medianie 0,07-0,15. W pstrym piaskowcu dolnym S_o waha się w granicach 1,4-1,8, przy medianie 0,06-0,25.

Zagadnieniem zasługującym na uwagę, dotyczącym badanych skał pstrego piaskowca jest charakter spoiwa. W dolnym pstrym piaskowcu spoiwo złożone jest głównie z węglanów, minerałów ilastych /głównie illit/ i wodorotlenków żelaza, niekiedy wyłącznie z węglanów. W środkowym pstrym piaskowcu występuje spoiwo ilasto-żelaziste, rzadko węglanowe lub margliste. Występowanie węglanów i illitu w spoiwie przemawia za tym, że środowisko w jakim osadzały się utwory pstrego piaskowca było zasadowe. Napotykamy miejscami w osadach pstrego piaskowca dolnego anhydryt, gips

i celestyn należy wiązać z ewaporacją zbiornika morskiego o temperaturze wody powyżej 37°C, w klimacie gorącym, przy silnym wietrzeniu chemicznym zachodzącym na lądzie, o czym świadczy czerwone zabarwienie skał. Występowanie węglanu wapnia, anhydrytu oraz illitu, a niekiedy nawet montmorylonitu, powstałego w procesie przeobrażenia łyszczyków wskazuje na to, że charakter chemiczny środowiska ulegał zmianie.

Charakter osadów pstrego piaskowca i ich ułożenie świadczą, że seria ta powstała poniżej podstawy falowania, w strefie płytkiej zbiornika, w nieznacznej odległości od jego brzegów. Zachodziły tu częste zmiany warunków sedymentacji związane z pogłębianiem się i spłycaniem zbiornika, oraz ze zmiennym dopływem materiału detrytycznego.

Maria NOWICKA

TRIAS GÓRNY

Kajper dolny

W spągowej partii osadów /głęb. 1333,5-1319,4 m/ występują skały ilaste /iłowce mułowcowe, iłożupek mułowcowy/ i mułowce z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych oraz z wkładką dolomitu i wapienia. Powyżej 1319,4-1301,2 m leżą piaskowce - głównie drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, z pojedynczymi wkładkami iłu oraz wkładką iłożupku mułowcowego. Nad nimi /1301,2-1289,0 m/ występują iłowce mułowcowe, zawierające pojedyncze wkładki iłożupków, a niekiedy wtrącenia margli dolomitycznych.

Iłowce mułowcowe, niekiedy mułowcowo-piaszczyste, wykazują teksturę kierunkową, rzadziej bezładną. Kierunkowość w skale podkreślają łuseczki minerałów ilastych, czasami skupienia uwęglonego detrytusu roślinnego. Utwory te składają się z minerałów ilastych reprezentowanych przez illit, zawierający czasami domieszkę węglanów /kalcyt, drobna ilość dolomitu/ oraz nierównomiernie rozproszonych wodorotlenków żelaza. Węglany występują w pojedynczych ziarnach lub w pelitowych i drobnoziarnistych skupieniach różnej wielkości. Materiał okruchowy średnicy 0,01-0,25 mm, /średnio 0,05-0,07 mm/ obecny jest w dość znacznych ilościach. Dominuje w nim kwarc. Skałenie pojawiają się sporadycznie. Ponadto obserwuje się blaszki muskowitu, chlorytu, rozłożonego biotytu, skupienia uwęglonego detrytu roślinnego - miejscami dość licznie nagromadzonego, ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza, ilmenitu, grudki i drobne skupienia pirytu, niekiedy pojedyncze skupienia substancji fosforanowej. Spotykane w iłowcach mułowcowych wtrącenia margli dolomitycznych składają się z illitu i węglanów zawierających nieznaczną domieszkę materiału okruchowego głównie kwarcu średnicy 0,01-0,25 mm.

Obecne są również ziarna tlenków i wodorotlenków żelaza. Zawartość węglanów wynosi tu 52,5%, w tym $\text{CaMg}/\text{CO}_3/2$ 50,1%.

Ił mułowcowy /głęb. 1285,3 m/ o strukturze pelitowo-aleurytowej i teksturze bezładnej, oraz iłożupek mułowcowy wykazujący strukturę pelitową - aleurytową, teksturę łupkową charakteryzują się podobnym do iłowców mułowcowych składem mineralnym.

Mułowce ujawniają strukturę aleurytową, teksturę bezładną. Stosunek materiału okruszowego do spoiwa jest zmienny i wyraża się przewagą raz jednego raz drugiego składnika. Materiał detrytyczny średnicy 0,01-0,25 mm, /najczęściej 0,07-0,09 mm/ reprezentowany jest głównie przez kwarc. Obok kwarcu spotykane są pojedyncze ziarna mikroklinu, skalenie alkalicznych częściowo rozłożonych i plagioklazów. Ponadto obserwuje się uwęglony detrytus roślinny, miejscami dość licznie nagromadzony, blaszki łuszczyków, ziarna ilmenitu, tlenków i wodorotlenków żelaza, sporadyczne skupienia substancji fosforanowej. W skład spoiwa mułowców wchodzi minerały ilaste /illit/ z dodatkiem węglanów /kalcyt, dolomit/ i wodorotlenków żelaza lub węglany i minerały ilaste /głęb. 1331,6, 1321,5 m/. Jak wykazała analiza rentgenograficzna w skale z głębokości 1321,5 m minerały ilaste reprezentowane są przez montmorylonit z domieszką illitu.

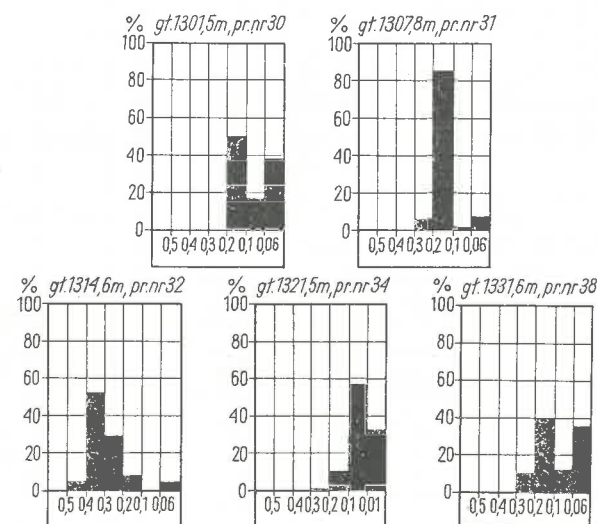
Piaskowce drobnoziarniste kruche, mało zwarte, wykazują strukturę psamitową, teksturę bezładną lub kierunkową podkreśloną ułożeniem blaszek łuszczyków i skupień uwęglonej substancji roślinnej. Składają się one z materiału okruszowego występującego w ziarnach głównie nieobtoczonych i półobtoczonych, rzadko obtoczonych, średnicy 0,02-0,55 mm, /średnio 0,10-0,20 mm/. Dominuje w nich kwarc o normalnym, niekiedy falistym i mozaikowym wygaszaniu światła. Obserwuje się tu ziarna kwarcu z wrostkami minerałów nieprzezroczystych, turmalinu i łuszczyków oraz ziarna spękane. Spękania wypełnione są minerałami ilastymi. Obok kwarcu pojawiają się: mikroklin, skalenie alkaliczne częściowo rozłożone, plagioklasy o zawartości 27% An, skalenie odmieszane pertytowo oraz okrusz kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, kwarcytów, łupków kwarcowych oraz łupków kwarcowo-mikowych. Obecne są również nieznaczne blaszki łuszczyków, uwęglony detrytus roślinny, szczątki fauny wypełnione izotropową substancją fosforanową, niekiedy częściowo spirytyzowane. W skład spoiwa typu stykowego niekiedy i bazalnego wchodzi illit z domieszką wodorotlenków żelaza /głęb. 1327,0; 1301,5 m/, lub kalcyt i illit /głęb. 1307,8 m/. W skale z głębokości 1332,0 m spoiwo typu stykowego zbudowane jest z kalcytu i minerałów ilastych. Występujące tu minerały ilaste reprezentowane są przez illit zawierający do-

mieszkę montmorylonitu /analiza rentgenograficzna/. W piaskowcu drobnoziarnistym z głębokości 1327,0 m występują wtrącenia dolomitu marglistego złożonego z romboedrow dolomitu średnicy 0,01-0,06 mm, zawierających domieszkę minerałów ilastych, nieliczne ziarna kwarcu średnicy 0,02-0,07 mm oraz detrytus roślinny.

Piaskowce średnioziarniste kruche, mało zwarte /głęb. 1314,6 m/ składające się z materiału okruszowego średnicy 0,05-0,70 mm, /średnio 0,27-0,35 mm/. Skład mineralny materiału detrytycznego jest identyczny jak w poprzednio opisanych piaskowcach drobnoziarnistych. W skład spoiwa typu stykowego wchodzi minerały ilaste i kalcyt.

Z czterech próbek piaskowców i jednej próbki mułowca zostały wykonane analizy granulometryczne. Wyniki ich przeliczono na parametry Mn, Md i So /tab. 23/. Wykreślono również diagramy granulometryczne /fig. 29/ oraz krzywe kumulatywne /fig. 26/. Współczynnik wysortowania So w analizowanych próbkach zmienia się w granicach 1,22-1,54. Według R. L. Polka są to osady dobrze wysortowane. Wydzielono również minerały ciężkie z frakcji 0,06-0,2 m i wykonano planimetry. W zespole minerałów ciężkich obok minerałów nieprzezroczystych obecny jest cyrkon, turmalin, rutyl, granat, epidot, staurolit, dysten i sporadycznie napotkany sylimanit /tab. 24, fig. 30/.

Fig. 29. Diagramy granulometryczne piaskowców i mułowców



Wapień mułowcowo-piaszczysty /głęb. 1321,5 m/ wykazuje strukturę krystalizacyjną, aleurytowo-psamitową, teksturę bezładną. Składa się z drobnoziarnistego, przekrystalizowanego kalcytu, zawierającego drobną

Skład granulometryczny skał psamitowych i aleurowych kajpru w % wag.

Okres	Numer próbki	Głębokość w m	Zawartość części nierozpuszczalnych	Materiał psamitowo-aleurowy					Materiał ilasto-mułowy <0,06	Mn	Md	So
				0,5	0,5-0,4	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1				
Kajper dolny	30	1301,5	98,9	-	-	-	0,1	45,0	16,8	0,10	0,09	-
	31	1307,8	98,6	-	-	0,2	5,5	85,1	1,5	0,146	0,15	1,225
	32	1314,6	98,2	-	4,6	52,1	29,4	8,5	0,3	0,270	0,31	1,541
	34	1321,5	74,2	-	-	-	0,9	10,0	56,4	0,04	0,07	-
	38	1331,6	90,7	0,1	0,2	0,1	11,2	39,6	12,8	0,10	0,10	-

Na podstawie klasyfikacji przyjętej przez M. Turnau-Morawską skały o wielkości ziarn powyżej 0,1 mm zostały zaliczone do piaskowców.

T a b e l a 24

Procentowa zawartość minerałów ciężkich we frakcji 0,06-0,2 mm w osadach kajpru

Okres	Głębokość w m	Numer próbki	Zawartość minerałów ciężkich w % wag.	Tlenki żelaza	Wodorotlenki żelaza	Ilmenit	Płyt	Cyrykon	Turmalin	Rutyl	Granat	Epidot	Staurolit	Dysten	Sylimanit	Biotyt	Chloryt
Kajper dolny	1301,5	30	0,25	30,5	29,9	14,0	-	3,9	11,7	3,6	1,6	1,0	2,0	0,6	0,3	0,6	0,3
	1307,8	31	0,76	34,9	2,9	4,3	18,9	23,8	3,3	3,6	2,0	1,8	0,8	1,0	-	1,5	1,3
	1321,5	34	0,78	44,5	8,0	23,6	0,7	0,2	1,8	3,9	14,2	0,7	0,5	0,7	-	0,5	0,7
	1331,6	38	1,21	62,5	8,6	6,1	1,7	4,7	1,5	1,2	9,3	1,7	0,9	0,3	-	0,3	1,2
	1332,2	40	0,20	31,6	4,6	11,3	7,0	6,2	3,5	3,0	20,2	10,2	0,8	0,8	-	0,3	0,3

domieszkę ziarn dolomitu o przekroju romboedrycznym. Materiał okrucowy średnicy 0,02-0,22 mm, /średnio 0,06-0,12 mm/ reprezentowany jest głównie przez kwarc, wnikłej ilości przez plagioklasy. Obecne są również blaszki łyszczków, detrytus roślinny, drobne skupienia substancji fosforanowej, pojedyncze, nieregularne skupienia kryptokrystalicznej krzemionki oraz ziarna cyrkonu, ilmenitu, tlenków i wodorotlenków żelaza.

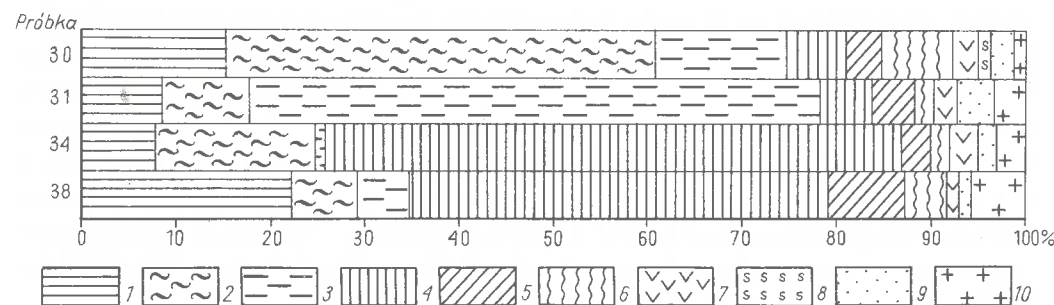


Fig. 30. Diagram procentowej zawartości przezroczystych minerałów ciężkich w osadach kajpru; frakcja 0,006-0,2 mm

1 - cyrkon, 2 - turmalin, 3 - rutyl, 4 - granat, 5 - epidot, 6 - staurolit, 7 - dysten, 8 - sylimanit, 9 - biotyt, 10 - chloryt

Dolomity /głęb. 1332,0 m/ o strukturze drobnoziarnistej, nierównozziarnistej teksturze bezładnej złożone są z ziarn dolomitu o pokroju romboedrycznym.

Sedymentacja kajpru dolnego rozpoczęła się łożowcem, przechodzącym ku górze w piaskowiec drobnoziarnisty a następnie w dolomit. Wyżej leżą mułowce z wkładkami łożowców. Gdy zbiornik sedymentacyjny uległ spłyceniu osadziły się piaskowce miąższości 2,1 m. Z kolejnym pogłębianiem się zbiornika związana jest sedymentacja mułowca z oienką wkładką łożowca i wapienia mułowcowo-piaszczystego. Wyrazem spłycania się zbiornika i większej stabilizacji warunków sedymentacji jest leżąca nad mułowcem seria piaskowców drobnoziarnistych, miejscami średnioziarnistych, o miąższości 18,8 m, zawierająca w spągu wkładkę łożupku mułowcowego, a w wyższych partiach przerosty łożów. Występujące nad serią piaskowców skały ilaste kończą sedymentację kajpru dolnego.

W opisanych osadach kajpru dolnego występuje, miejscami w znacznych ilościach, uwęglony detrytus roślinny oraz nieliczne szczątki

fauny. Spoiwo piaskowców i mułowców zbudowane jest z węglanów /kalcyt, dolomit/ i minerałów ilastych. Minerały ilaste reprezentowane są przez illit, miejscami zawierający domieszki montmorylonitu. Spotykane w osadach skupienia pirytu świadczą o redukcyjnym charakterze środowiska sedymentacji.

Materiał okruchowy w przebadanych osadach kajpru dolnego reprezentowany jest przede wszystkim przez kwarc oraz najbardziej odporne na wietrzenie i transport skalenie: mikroklin i oligoklaz. Wskazują one na to, iż materiał detrytyczny pochodzi z niszczenia średnio kwaśnych skał magmowych. Kwarc występuje głównie w ziarnach bezbarwnych szklistej powierzchni, rzadziej obserwuje się ziarna kwarcu barwy różowej i pomarańczowej. W niektórych ziarnach kwarcu występują wrostki minerałów nieprzezroczystych, turmalinu i łyszczyków. Obecne są ponadto okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych, kwarcowo-mikowych, okruchy krypto-krystalicznych skał krzemionkowych oraz blaszki łyszczyków reprezentowanych przez muskowit, chloryt oraz biotyt, najczęściej schlorytyzowany lub uwodniony.

Materiał detrytyczny składa się z ziarn w różnym stopniu obtoczonych, z przewagą ziarn ostrokrawędzistych. Biorąc pod uwagę stopień obtoczenia ziarn należałoby wnioskować, że materiał okruchowy odbył niezbyt długi transport.

Zespół minerałów ciężkich sugeruje, że materiał okruchowy pochodzi ze skał magmowych i metamorficznych. Stan zachowania tych minerałów pozwala wnioskować, że część z nich pochodzi z osadów resedymetowanych.

Wykształcenie i zmienność litologiczna osadów kajpru wskazuje, iż tworzyły się one w strefie przybrzeżnej niegłębokiego zbiornika śródlądowego.

Anna MALISZEWSKA

RETYK

Osady retyku są reprezentowane przez warstwy niszczące, których poszczególne kompleksy skalne R. Dadlez koreluje z odpowiednimi kompleksami retyku Magnuszewa. Dominują tu zlepnięcia iłowe, znane z kompleksu 2, 3 i 4 Magnuszewa.

Zlepnięcia iłowe są skałami o barwach pstrych, często zielonych, ceglanych i wiśniowych. Skały te wykazują strukturę psefitową, niekiedy tylko reliktoowo-psefitową, teksturę zawsze bezładną. Są one złożone głównie z fragmentów iłów i iłowców dolomitowych piaszczystych

lub mułowcowych oraz margli dolomitowych. Miejscami zlepnięcia te zawierają cienkie wkładki zlepnięć typu brekcji lisowskiej i wtedy są złożone z okruchów szarych wapieni, dolomitów i margli, ponadto z piaskowców ilastych, iłowców oraz syderytów. W obu wymienionych odmianach zlepnięć okruchy skalne tkwią w spoiwie typu masy wypełniającej. Jest ono złożone z pelitu ilastego illitowo-kaolinitowego, mułku kwarcowego oraz drobnych ziarn dolomitu. Pospolite są wodorotlenki żelaza, podkreślające wiśniowe zabarwienie skał.

Piaskowce występują w obrębie profilu retyku podrzędnie w stosunku do zlepnięć. Są to piaskowce szare, drobnoziarniste o strukturze psamitowo-aleurytowej i teksturze bezładnej. W materiale detrytycznym dominuje kwarc o średnicy ziarn 0,02-0,30 mm /przeciętnie 0,08 mm/. Ziarna kwarcu wykazują znikanie światła zwyczajne, faliste, a niekiedy mozaikowe. Podrzędnie notowano ziarna mikroklinu i kwaśnych plagioklazów, odznaczające się znacznym stopniem zwiędzenia. Są one skaolinitowane i schlorytyzowane. W drobnych ilościach występują okruchy kwarcytów i łupków kwarcytowych oraz rogowców. Notowano również kalcytowe fragmenty fauny. Spoiwo piaskowców złożone jest z drobno- lub średnioziarnistego kalcytu, zawiera także piryt. W próbie piaskowca z głębokości 1272,7 m stwierdzono obecność nielicznych oolitów szamozytowych oraz sferolitów syderytowych i chalcedonowych. We frakcji ciężkiej próbki z głębokości 1225,6 m stwierdzono cyrkon, rutyl, turmalin, staurolit, epidot i tytanit.

Margle dolomityczne występują w stropie kompleksu 2 w otworze Magnuszew. Są to skały barwy wiśniowej. Margle wykazują strukturę pelitową lub pelitowo-aleurytową, teksturę bezładną lub kierunkową. Miejscami notowano warstwowanie przekątne.

Margle złożone są z zielonawej miazgi minerałów ilastych, wśród których zidentyfikowano illit i kaolinit oraz z pelitu węglanowego. Miejscami wyróżnia się drobne romboedry dolomitu. W niewielkich ilościach występuje piasek lub mułek kwarcowy. Margle impregnowane są brunatnymi wodorotlenkami żelaza, co decyduje o intensywnym zabarwieniu tych skał. Próbką marglu z głębokości 1237,6 m zawiera 35,7% wag. dolomitu, 3,7% Fe_2O_3 , 53,69% części nierozpuszczalnych.

Iłowce występują w partiach przystropowych kompleksu 4 w otworze Magnuszew. Są to skały barwy zielonawej lub wiśniowej o strukturze pelitowo-psamitowej, teksturze równoległej. Iłowce złożone są głównie z illitu i kaolinitu, podrzędnie występuje w nich kwarc frakcji piaszczystej. Wodorotlenki żelaza występują w postaci skupień.

Wykształcenie osadów warstw nidskich jest niezmiernie charakterystyczne - widoczna jest resedymencja skał kajpru, a miejscami wapienia muszlowego. Wśród zlepieńców dominują partie skał złożonych z iłów, iłowców i margli lecz wkładki typu brekcji lisowskiej są wzbogacone w okruchy wapieni, dolomitów, syderytów i piaskowców. Rozmywanie i resedymencja wiśniowych iłowców i margli kajpru pozwoliła wzbogacić osady warstw nidskich i minerały ilaste w wodorotlenki żelaza. Te ostatnie nadają charakterystyczne piętno opisanym osadom. Wyróżniają się tu nieliczne wkładki szarych piaskowców o spoiwie węglanowym. Sitowe analizy granulometryczne dwóch próbek z głębokości 1272,7 oraz 1225,6 m wykazały dobre wysortowanie materiału detrytycznego. Próbką z głębokości 1272,7 m zawierającą oolity szamozytowe wskazuje na lokalnie redukcyjne warunki sedimentacji. Obecność sferolitów syderytowych dowodzi utrzymywania się warunków red-ox w okresie diagenety. Badania pozostałych próbek skalnych wykazały, że skały tworzyły się w płytkim i dobrze przewietrzanym zbiorniku. W okresie wczesnej diagenety utworzył się dolomit, a następnie krystalizował kalcyt. Skupienia pirytu są zapewne epigenetyczne /tab. 25/.

T a b e l a 25

Wyniki oznaczeń chemicznych w skałach retyku
w % wag.

Typ skały	Numer próbki	Głębokość w m	CaCO ₃	MgCO ₃	Fe ₂ O ₃	Części nierozpuszczalne
Piaskowiec wapienisty	15	1173,8	22,37	0,26	0,39	75,70
Iłowiec	14	1183,9	0,40	0,81	4,03	82,87
Zlepieńiec iłowy	11	1218,2	1,78	3,16	1,97	83,75
Margiel dolomitowy	7	1237,6	18,64	16,40	3,71	53,69
Iłowiec dolomitowy - okruch w zlepieńcu	4	1246,3	16,34	13,91	2,74	56,63
Margiel dolomitowy - okruch w zlepieńcu	3	1251,8	44,79	4,85	1,68	44,05
Piaskowiec wapienisty	1	1272,7	44,68	3,65	1,28	49,39

J U R A

Anna MALISZEWSKA

JURA DOLNA /LIAS/

Osady liasu występujące w obrębie warstw liwieckich, olsztyńskich i ciechocińskich reprezentowane są przez trzy typy skalne: piaskowce, mułowce i iłowce.

Piaskowce są skałami barwy białej, szarej, żółtawej lub brunatnej. W cienkich płytkach obserwuje się strukturę zwięzłą, nierównoziarnistą, teksturę bezładną. Wielkość ziarn kwarcu waha się w granicach 0,03--0,27 mm, przeciętnie wynosi 0,08 mm średnicy. Kwarc jest składnikiem dominującym, stanowi 85-95% materiału detrytycznego. Ziarna kwarcu najczęściej wykazują znikanie światła zwyczajne, lecz notowano także ziarna o znikaniu światła falistym, smużystym i mozaikowym. Kwarc często zawiera drobne wrostki mineralne turmalinu, cyrkonu i rutylu. Ziarna kwarcu obserwowane pod binokulem są najczęściej bezbarwne lub białawe, o powierzchniach błyszczących. Nieco rzadziej notowano kwarc o powierzchniach matowych i chropowatych. W materiale detrytycznym stwierdzono również mikroklin oraz skaolinizowane i schlorityzowane plagioklasy. Z łysoczyków pospolitszy jest muskowił lecz notowano również blaszki biotytu. Wśród okruchów skalnych wyróżniono fragmenty kwarcytów, łupków kwarcytowych, rogowców oraz skrytokrystalicznych skał węglanowych.

Wśród minerałów ciężkich wyróżniono cyrkon, turmalin, staurolit i epidot, których zawartość we frakcji 0,06-0,2 mm piaskowców podano w tabeli 26.

T a b e l a 26

Skład mineralny frakcji ciężkiej piaskowców
w %

Minerały przezroczyste	Próbka 18 głęb. 1151,7 m	Próbka 20 głęb. 1140,5 m	Próbka 21 głęb. 1133,0 m	Próbka 25 głęb. 1105,5 m
cyrkon	53	31	55	65
turmalin	47	62	40	10
staurolit	-	7	5	15
epidot	-	-	-	10

W materiale detrytycznym piaskowców często notuje się zwęglone fragmenty flory oraz skupienia substancji organicznej i żelazistej. Spoiwo opisywanych skał jest najczęściej ilaste, typu stykowego, złożone z illitu i kaolinitu. Sporadycznie notowano piaskowce o spoiwie kalcytowym typu podstawowego. Niekiedy w piaskowcach trafiają się drobne konkrecje syderytowe.

Mułowce liasu różnią się od opisanych wyżej piaskowców jedynie mniejszą średnicą ziarn kwarcu, która przeciętnie waha się w granicach 0,03-0,05 mm. Materiał detrytyczny mułowców i piaskowców odznacza się dobrym wysortowaniem, na co wskazuje tabela 27.

T a b e l a 27

Skład granulometryczny skał okruchowych liasu

Numer próbki	Głębokość w m	Części nierozpuszczalne w %	Zawartość frakcji w % wag.						
			> 0,5	0,5-0,4	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06	< 0,06
27	1100,7	100,0	0,5	0,2	0,4	11,1	6,3	-	81,5
25	1105,5	97,0	0,1	-	0,1	0,2	7,0	1,4	92,2
23	1111,7	96,9	0,1	0,1	0,1	0,1	4,0	0,5	95,1
21	1133,0	99,2	0,6	0,3	0,6	43,0	51,1	0,2	4,2
20	1140,5	98,5	1,0	0,3	0,2	0,3	21,0	2,2	75,0
18	1151,7	99,0	0,1	-	-	0,2	18,0	3,7	78,0
16	1167,8	100,0	0,1	-	0,2	0,7	2,2	0,2	97,6

Iłowce stwierdzono głównie w obrębie warstw liwieckich i ciecho-cińskich. Są to skały barwy szarej lub szarobrunatnej, o strukturze pelitowo-aleurytowej lub pelitowo-psamitowej. Teksturę kierunkową podkreśla równoległe ułożenie minerałów łuszczykowych. Iłowce złożone są głównie z zielonawych łuseczek illitu i kaolinitu. Podrzędnie występuje piasek lub muł kwarcowy, blaszki muskowitu oraz zwęglony detryt flory. Iłowce zawierają również skupienia substancji organicznej i wodorotlenków żelaza. Wyniki pełnych analiz chemicznych iłowców z głębokości 1167,0 m oraz 1151,7 m zawarte są w tabeli 28. Skały te zawierają 23,8-33,2% wag. illitu, 26,9-47,3 % kaolinitu, 15,9-46,4% kwarcu oraz 2,0-3,6% minerałów podrzędnych, jak rutyl, apatyt, piryt i getyt.

T a b e l a 28

Wyniki analizy chemicznej iłowców z głęb. 1167,8 i 1151,7 m w % wag.

Składniki	głęb. 1167,8 m	głęb. 1151,7 m
SiO ₂	69,51	52,71
Al ₂ O ₃	16,77	27,30
TiO ₂	1,12	1,40
Fe ₂ O ₃	0,99	1,66
FeO	1,00	0,37
CaO	0,30	0,97
MgO	0,45	0,29
MnO	0,03	0,01
K ₂ O	1,41	2,05
Na ₂ O	0,94	1,48
CO ₂	0,37	-
S	0,06	0,17
P ₂ O ₅	0,22	0,17
strata prażenia	6,98	11,83
H ₂ O ⁻	1,03	2,05

Na głębokości 1166,7 m w iłowcach stwierdzono cienką wkładkę syderytu ilastego. Jest to skała o strukturze skrytokrystalicznej, teksturze bezładnej, złożona z brunatnego pelitu syderytowego, illitu i kaolinitu. Syderyt zawiera następujące składniki /w % wag./:

SiO ₂	-	20,03	K ₂ O	-	0,77
Al ₂ O ₃	-	8,60	Na ₂ O	-	0,30
TiO ₂	-	0,54	CO ₂	-	23,45
Fe ₂ O ₃	-	0,48	S	-	0,06
FeO	-	38,10	P ₂ O ₅	-	0,05
CaO	-	1,81	strata prażenia	-	27,86
MgO	-	0,83	H ₂ O ⁻	-	0,62
MnO	-	0,15			

czyli 61,9% syderytu, 14,6% illitu, 13% kaolinitu, 8,8% kwarcu oraz 1,7% minerałów podrzędnych.

Jak wykazały badania R. Dadleza skały liasowe zostały osadzone w środowisku lądowym - zapewne w płytkim, silnie zarośniętym jeziorzysku.

Sporadycznie tylko notowano żwirek kwarcowy, większość piaskowców i mułowców odznacza się drobnym ziarnem materiału detrytycznego i jego dobrym wysortowaniem. Skład mineralny piaskowców, zwłaszcza ich frakcji ciężkiej wskazuje na wyłącznie resedymencyjne pochodzenie detrytu. Dno w warunkach sedimentacji typu bagiennego nie było przewietrzane. Odczyn wód zapewne był obojętny. Nieliczne wkładki utworów o spoiwie węglanowym mogą świadczyć o okresowych ingresjach morskich. Wkładka syderytu ilastego z głębokości 1166,9 m jest zapewne syngenetyczna z osadem, natomiast konkretje syderytowe w piaskowcach są epigenetyczne.

JURA ŚRODKOWA

Według K. Dayczak-Calikowskiej występują tu osady batonu górnego oraz keloweju dolnego i górnego. Baton górny wykształcony jest jako piaskowce z wkładkami iłowców i zlepieńców śródformacyjnych, natomiast w keloweju dominują wapienie, a podrzędnie notowano zlepieńce kwarcowe i dolomity.

Piaskowce są skałami drobno- i średnioziarnistymi, barwy szarej lub szarobrunatnej. Są to zawsze skały oligomiktyczne - kwarcowe. Kwarc stanowi 80-85% materiału detrytycznego. Średnica ziarna kwarcu w partiach przyspągowych batonu wynosi przeciętnie 0,2 mm, wyżej - 0,08 mm. W materiale detrytycznym piaskowców stwierdzono także mikroklin, muskowitz, okruchy kwarcytów oraz węglisty detryt flory. Spoiwo typu stykowego złożone jest z kaolinitu i illitu. Skład granulometryczny piaskowców batonu górnego podano w tabeli 29. Na głębokości około 1072 m w opisywanych piaskowcach K. Dayczak-Calikowska stwierdziła wkładkę zlepieńca miąższości 10 cm. Tworzą go otoczaki szarych piaskowców, żwir kwarcowy, konkretje żelaziste i okruchy fauny scementowane ciemnoszarym spoiwem typu masy wypełniającej, złożonej z substancji ilastej, bitumicznej i mułku kwarcowego. Zlepienieć śródformacyjny z głębokości około 1068 m /15 cm miąższości/ złożony jest z okruchów wapieni, piaskowców, żwiru kwarcowego oraz pizolitów i konkretji żelazistych, spojonych drobnokrystalicznym dolomitem.

Około głębokości 1060 m występują wkładki zlepieńców kwarcowych. Są one złożone głównie z kwarcu i detrytu fauny, podrzędnie z okruchów skał kwarcytowych, scementowanych drobnokrystalicznymi węglanami. Średnica ziarn żwiru nie przekracza 4 mm.

Iłowce występujące w postaci licznych, cienkich wkładek w piaskowcach, są skałami barwy brunatnej lub czarnej. Wykazują one strukturę pelitowo-aleurytową lub pelitową, teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem łyszczyków. Iłowce złożone są głównie z illitu, sub-

T a b e l a 29

Skład granulometryczny piaskowców batonu górnego

Numer próbki	Głębokość w m	Części nierozpuszczalne w %	Zawartość frakcji w % wag.						
			> 0,5	0,5-0,4	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06	< 0,06
32	1068,5	98,2	0,2	0,8	2,1	7,5	78,0	1,2	10,2
29	1085,0	98,5	0,2	0,2	0,2	1,6	78,8	3,0	16,0
28	1092,5	99,3	0,3	1,5	20,0	42,0	33,0	0,2	3,0

stancji organioznej i detrytu flory. W tle skalnym tkwią drobne ziarna kwarcu, blaszki hydromuskowitu oraz skupienia wodorotlenków żelaza.

Wapienie są skałami organodetrytycznymi barwy szarej lub jasnobrunatnej. Struktura ich bywa zwięzła lub porowata, tekstura bezładna. Wapienie złożone są z kalcytowych fragmentów skorup małżów i ramienionogów, członów liliowców i kołców jeżowców oraz z kolonii mszywiołowych. Niekiedy fragmenty te impregnowane są brunatnymi wodorotlenkami żelaza lub częściowo zdolomityzowane. Dość liczny jest kwarc, występujący w postaci ziarn ostrokrawędzistych, rzadziej częściowo obtoczonych, średnicy 0,05-2,0 mm. Niekiedy oprócz kwarcu notowano ziarna skałeni. Okruchy fauny i piasek kwarcowy scementowane są drobnymi kryształkami kalcytu i dolomitu. Ziarna węglanów często zawierają drobne wrostki kalcytowe, ilaste lub żelaziste. W spoiwie skalnym notowano również skupienia wodorotlenków żelaza, a niekiedy oolity getytowe.

Na głębokości 1049,5-1016,0 m występuje seria białych i jasnoszarych wapieni, uznanych przez T. Niemczycką za skały jury środkowej, a przez K. Dayczak-Calikowską i przez W. Bielecką /inf. ustna/ za jurę górną. Skały te mikrofakalnie nie różnią się od opisanych wyżej wapieni organodetrytycznych jury środkowej. Złożone są głównie z detrytu fauny, wśród którego rozpoznano fragmenty liliowców, jeżowców, mszywiołów, małżów i brachiopodów. W niewielkich ilościach występuje w nich detryt kwarcowy. Wapienie z głębokości 1049,5-1016,0 m różnią się od wapieni występujących niżej, składem mineralnym związków żelaza. W jurze środkowej /wg K. Dayczak-Calikowskiej/ występują wodorotlenki żelaza, tkwiące w węglanowym spoiwie skalnym i w okruchach fauny, natomiast w opisanej serii wapieni jury górnej /?/ stwierdzono wyłącznie pirt.

Dolomity są skałami barwy szarobrunatnej lub brunatnej, związłymi lub nieco porowatymi. W cienkiej płytce ujawnia się struktura nierównościarnista, tekstura bezładna. Dolomity złożone są z drobno- i średnio-krystalicznych węglanów, wśród których wyróżniają się romboedry dolomitu /tab. 30/. Osobniki węglanów tworzą ziarna średnicy 0,02-0,08 mm, pospolity jest kwarc średnicy 0,08-0,40 mm /przeciętnie 0,2 mm/. Dolomity zawierają niekiedy brunatne oolity żelaziste oraz skupienia rdzawych wodorotlenków żelaza.

Wykształcenie litofacjalne osadów batonu górnego, w postaci piaskowców z warstewkami ilowców, świadczy o sedimentacji monotonnej, a skład materiału detrytycznego oraz rozmiar ziarn wskazują na wyłącznie resedymencyjne jego pochodzenie. Materiał ten złożony był początkowo blisko brzegu zbiornika sedimentacji, następnie linia brzegowa odsunęła się znacznie dalej. Nieliczne wkładki zlepieńców srodformacyjnych wskazują na lokalną denudację wysp znajdujących się w obrębie tego zbiornika morskiego. W batonie są to typowe zlepienie z pizolitami i konkrecjami żelazistymi. W kelowej zwracają uwagę wkładki zlepieńców kwarcowych - zapewne materiał ten pochodzi z denudacji osadów jury dolnej.

Materiał detrytyczny niższej części osadów batonu górnego złożony był w zbiorniku dość głębokim, zarośniętym. Lityfikacja odbywała się nadal w warunkach redukcyjnych - skały te obfitują w piryty. Przestropowe warstwy batonu górnego zostały osadzone płycej, na co wskazuje obecność oolitów. Przyczyną tego spłylenia były niewątpliwie powolne ruchy wznoszące fundament krystaliczny zachodniej części platformy prekambryjskiej, które spowodowały następnie regresję morza kelowej dolnego. Osady kelowej dolnego i górnego tworzyły się bardzo płytko, w wodach przewietrzanych /o czym świadczy utlenienie Fe^{+2} do Fe^{+3} /, w środowisku alkalicznym. O znacznym zasoleniu tych wód świadczy wczesnodiagenetyczna dolomityzacja mułu wapiennego. Seria wapieni dyskusyjnego wieku /jura środkowa? górna?/ zawiera związki żelaza dwuwartościowego, co przemawia za pogłębianiem się zbiornika sedimentacyjnego i diagenetą w warunkach redukcyjnych.

W niniejszym opracowaniu korzystano z opisów litologicznych i podziału stratygraficznego osadów jurajskich R. Dadleza /retyk i lias/ oraz K. Dayczak-Calikowskiej /jura środkowa/.

T a b e l a 30

Skład chemiczny skał węglanowych jury środkowej
i najniższej jury górnej /?/
w % wag.

Wiek	Typ skały	Numer próbki	Głębokość w m	$CaCO_3 + MgCO_3$	Kalcyt	Dolomit	Fe_2O_3	Części nierozpuszczalne
Jura środkowa /?/ górna /?/	wapień dolomityczny	49	1016,6	88,3	76,5	11,8	0,37	6,7
	wapień	48	1020,0	92,5	91,5	1,0	0,21	3,7
		47	1025,0	32,0	89,9	2,2	0,32	4,4
		46	1031,5	34,0	93,8	0,2	0,37	4,0
		45	1035,5	94,7	93,9	0,8	0,90	3,1
	wapień dolomityczno-piaszczysty	44	1035,9	84,0	68,6	15,4	0,70	11,7
	wapień	43	1043,7	94,5	94,3	0,2	0,45	3,1
		42a	1049,3	94,8	84,9	9,9	0,89	4,3
Jura środkowa	wapień	42	1049,5	92,6	91,0	1,6	1,8	2,5
		41	1052,8	94,7	93,2	1,5	0,7	3,1
		40	1053,5	93,5	89,1	4,4	0,7	3,6
		39	1054,5	93,0	92,1	0,9	0,5	4,6
	wapień piaszczysty	38	1057,0	72,4	69,8	2,6	0,7	25,0
	wapień	37	1058,0	94,6	94,4	0,2	0,5	2,8
		36	1060,0	62,7	11,7	51,0	2,0	30,7
		35	1052,3	67,7	13,6	54,1	3,6	25,3
	dolomit piaszczysty	34a	1062,5	54,3	8,3	46,0	1,7	41,3
	wapień piaszczysty	34	1067,2	59,0	57,5	1,5	2,5	35,0
	dolomit piaszczysty	33	1068,0	55,2	8,8	46,4	1,5	44,4

Oznaczenie Fe_2O_3 obejmuje $Fe_{całk.}$

JURA GÓRNA

Dokumentację petrograficzną opracowania oparto na badaniach makro- i mikroskopowych 63 próbek rdzeni i płytek cienkich i 29 oznaczeniach CaCO_3 i MgCO_3 wykonanych przez pracowników w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego. Klasyfikację chemiczną skał węglanowych zastosowano wg K. Smulikowskiego /1954/ zaś nomenklaturę strukturalno- - ksturalną przyjęto wg G. K. Chilingara, J. Bissella i K. H. Wolfa /1967/, G. M. Friedmana /1965/ oraz J. Kutka /1969/.

Na pograniozu keloweju i górnej jury stwierdzono wapienne osady bioklastyczno-piaszczyste, złożone głównie z bioklastów liliowców i mszywiolów, oraz 3 cm wkładkę wapienia intraklastycznego.

Osady górnej jury w rejonie Tłuszcza wykształcone są podobnie jak w sąsiednich otworach. Dolną część stanowią wapienie bioklastyczne, intraklastyczne gąbkowe i gąbkowo-mszywiolowe, zawierające liczne przerosty zdolomityzowane, często także zsylikowane. Ku stropowi przechodzą w kredowate, bioklastyczne osady gąbkowo-koralowcowe z drobniejszymi lub grubszymi przewarstwieniami kolonii koralowców lub gąbkowo-koralowcowych. Górna część górnego oksfordu wykształcona jest w typowej facji astarckiej.

Wapienie oolitowe, pseudooolitowe oraz mikrytowe przeważają nad innymi, wśród których stwierdzono wapienie intraklastyczne - kalkarenity i kalcyrudyty, oraz wapienie i łupki margliste.

Bioklastyczne wapienie marglisto-piaszczyste /głęb. 1016,4 m/ złożone są z oślonów liliowców, kolonii mszywiolów, oraz podrzędnie występujących ułamków skorup brachiopodów. Średnica bioklastów wynosi 0,25-2,60 mm. Bioklasty, poza ułankami skorup brachiopodów, są częściowo przekrystalizowane. Ponadto stwierdzono 15% ziarn kwarcu średnicy 0,04-1,1 mm, pojedyncze ziarna albitu i mikroklinu, ziarna i drobne impregnacje glaukonitowe oraz pirytowe skupienia impregnacyjne. Spoiwo bywa kalcytowe, mikrytowe lub drobnosparytowe. Osady pocięte są przez szwy stylolitowe. W sąsiedztwie szwów występują nagromadzenia dolosparytu oraz pirytu.

Zestawienie analiz węglanów
w % wag.

Stratygrafia		Głębokość w m	Skład chemiczny /mineralny/ węglanów			
			CaCO ₃	MgCO ₃	dolomit	CaCO ₃ + MgCO ₃
Jura górna	Oksford górny	782,2	97,8	0,71	1,5	98,51
		787,0	97,8	0,10	0,2	97,9
		791,0	97,5	0,94	2,1	98,44
		794,0	97,1	0,91	2,0	98,01
		806,25	81,7	0,91	2,0	82,61
		812,0	93,9	0,82	1,8	94,72
		815,0	97,7	0,88	1,9	98,58
		823,7	95,5	1,0	2,2	96,5
		827,0	95,8	0,78	1,7	96,58
		834,0	94,9	0,78	1,7	95,68
		843,0	97,3	0,84	1,8	98,14
		844,5	97,5	1,0	2,2	98,5
		851,0	97,6	0,59	1,3	98,19
		852,5	96,5	0,54	1,2	97,04
		858,0	98,2	0,40	0,9	98,6
		878,4	97,8	0,40	0,9	98,2
	Oksford środkowy	905,0	98,4	0,24	0,5	98,44
		925,0	98,5	0,37	0,8	98,87
		940,0	99,3	0,1	0,2	99,4
		950,0	99,3	0,1	0,2	99,4
		955,0	99,7	0,1	0,2	99,8
		974,0	99,7	0,13	0,3	99,83
		985,0	98,9	0,1	0,8	99,0
		998,0	98,7	0,17	0,4	98,87
	Oksford dolny	1001,0	98,9	0,1	0,2	99,0
		1010,0	98,1	0,51	1,1	98,61
		1013,0	84,0	9,2	20,1	93,2
		1016,2	75,7	16,2	35,4	91,9

Wapienie bioklastyczne, dolomityczne /1016,3-1001,0 m/ złożone są z dolosparytu średnicy 0,04-0,40 mm, bioklastów, członów liliowców oraz szkieletów i igieł gąbek, a ponadto z glaukonitu i pojedynczych ziarn kwarcu średnicy 0,04-1,10 mm. Spoiwo jest dolomitowe, drobnosparytowe. Część bioklastów, szczególnie liliowce, bywa zdolomityzowana i stąd duże średnice - do 0,4 mm osobników dolomitu. W przewarstwieniach dolomitowych obserwuje się relikty bioklastów na tle dolosparytowym. W częściach zsylikowanych, złożonych głównie z chalcedonu mikrosparytowego i mikrytowego, występują relikty kalcytowych bioklastów w zmiennym stopniu skorodowanych i częściowo zastąpionych chalcedonem. W masie chalcedonowej stwierdzono również, występujący miejscami, dolosparyt.

Wapienie dolomityczne, przerosty dolomitów oraz czerty bywają pocięte przez stylolity. Stylolity oraz dolosparyt są co najmniej dwóch generacji /K. Radlicz, 1966/. Młodsza generacja stylolitów przecina bioklasty i dolosparyt, zaś starsza tylko bioklasty. W obrębie młodszych szwów występuje idiotopowy dolomit drobnosparytowy. Stylolity przecinające lub omijające czerty wypełnione są pirytem. W spągu wapieni dolomitycznych stwierdzono 3 cm wkładkę kalcyrudytu. Wapienie dolomityczne zawierają 91,9-98,6% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 20,1-35,4% dolomitu.

Wapienie bioklastyczno-intraklastyczne /1001,0-960,0 m/ odznaczają się zabarwieniem białym lub białoszarym. Są kruche, kredowate miejscami nieco zwięzłe i silnie mażą palce. Często obserwuje się w nich dużą domieszkę materiału bioklastycznego - głównie gąbek i koralowców oraz miejscami małży i brachiopodów. Lokalnie obserwuje się niewyraźne struktury gąbek i koralowców. W całej tej serii występują bardzo liczne czerty jasno- lub ciemnoszare. Miejscami wapienie pocięte są szwami stylolitowymi.

Wapienie złożone są z dobrze obtoczonych intraklastów wapieni mikrytowych i mikrytowo-bioklastycznych, średnicy 0,05-7,0 mm, bioklastów: gąbek, mszywiolów, rzadziej koralowców oraz z członów liliowców, z brachiopodów, małżów i otwornic. Sporadycznie trafiają się pseudoooidy, które czasem mają relikty budowy współśrodkowej. Spoiwo wapieni jest kalcytowe, mikrytowe, drobno- lub średnosparytowe. W bioklastach szkielety gąbek bywają porowe, negatywowe, częściowo tylko wypełnione kalcytosparytem. W częściach zsylikowanych w obrębie czertów tło skalne jest chalcedonowe, mikrytowe lub kwarcowe drobnosparytowe. Zawiera ono relikty kalcytowego spoiwa mikrytowego. Igły gąbek wypełnione są agregatowym kwasem lub włóknistym chalcedonem o budowie promienistej.

W niektórych kanalikach igieł występują pory. Budowa igieł wskazuje, że w pierwszej fazie krzemionka musiała być z nich wyługowana. W porach wykryłizował drobnosparytowy kalcyt. W drugim etapie w czasie tworzenia się czertów nastąpiła wymiana kalcytu - chalcedon. Wytworzenie chalcedonu wg J. F. White'a i J. F. Corwin'a /1961/ wymaga przede wszystkim środowiska alkalicznego i wysokiego ciśnienia, natomiast przejście w kwarc wymaga nisko hydrotermalnych warunków. Autorzy ci nie wykluczają jednak w tym procesie wpływu domieszek różnych jonów. Wg L. S. Birksa i I. H. Schulmana /1950/ przekształcenie krzemionki w kwarc może nastąpić pod wpływem domieszek węglanów Ca, Mg, Sr, Ba, Mn. Przeważająca część intra- i bioklastów jest nierównomiernie impregnowana przez chalcedon i kwarc. Objawia się to występowaniem wewnątrz nich drobnych, kulistych lub jajowatych skupień chalcedonu albo kwarcu. Zewnętrzne partie intra- i bioklastów są silnie skorodowane przez chalcedon, w wewnętrznych zaś kalcyt bywa prawie całkowicie zastąpiony przez chalcedon. Lokalnie wapienie są pocięte szwami stylolitowymi wzbogacnymi w wodorotlenki żelaza.

Wapienie zawierają 98,9-99,8% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 0,2-0,4% dolomitu.

Wapienie biogeniczne - gąbkowo-koralowcowe i koralowcowe /960,0-883,0; 877,0-876,0; 871,0-859,0 m/ złożone są przeważnie z przekryształizowanych lub częściowo wyługowanych szkieletów większych lub mniejszych kolonii gąbkowych, gąbkowo-koralowcowych lub koralowcowych. Często między nimi pojawiają się małże, brachiopody, członki liliowców oraz kolce jeżowców. Wśród kompleksów biogenicznych wapieni występują przewarstwienia wapieni bioklastycznych powstałe z niszczenia osadów biogenicznych. Stwierdzono w nich bioklasty i intraklasty średnicy 0,08-5,0 mm. Spoiwo jest kalcytowe, gruzełkowate, mikrytowe lub drobnosparytowe. W wielu miejscach, szczególnie spągowych występują czerty. Osady biogeniczne i bioklastyczne są białe, kremowe lub szarobiałe, przeważnie porowate. W większości przypadków są kruche i mażą palce.

W płytkach cienkich wapienie biogeniczne odznaczają się drobnosparytową strukturą reliktową, biogeniczną. Szkielety gąbek są wypełnione zupełnie lub częściowo drobnym kalcytosparytem. Relikty koralowców w kalcytosparytowej masie są podkreślane przez ich septy. Lokalnie między koloniami trafiają się pojedyncze, jajowate lub bardziej spłaszczone ooidy średnicy 0,2-0,8 mm. Przeważnie wewnątrz zawierają one przekryształizowane bioklasty.

Wapienie biogeniczne zawierają 98,4-99,8% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 0,2-0,8% dolomitu.

Wapienie mikrytowe /852,8-852,0; 842,0-836,0; 823,5-804,7 i 803,4-800,0 m/ są przeważnie kredowate rzadziej twarde i zwarte. W wielu partiach stwierdzono dobrze lub słabo obtoczone intraklasty wapieni kremowobiałych lub jasnoszarych średnicy do 40 mm. Fauna lub jej okrucy występują na ogół nielicznie. Jedynie na głębokości 837,8-836,0 m obserwuje się jej większe nagromadzenia /ślimaki, krynoidy i koralowce/. Dość licznie również występują pory po wyługowanych skorupach. Na głębokości 852,8-852,0 m znajdują się liczne zwęglone okrucy flory. Miejscami obserwuje się wprysnięcia pirytu oraz szwy mikrostylolitowe i stylolitowe. Miejscami, w częściach stropowych oksfordu, wapienie mikrytowe odznaczają się płytkową oddzielnością. W płytkach cienkich wapienie te wykazują strukturę mikrytową lub mikrytowo-bioklastyczną, teksturę bezładną, zbitą, rzadziej nieco porowatą. W mikrytowej masie wapiennej obserwuje się drobne bioklasty skorup, a niekiedy i gąbek lub koralowców oraz pojedyncze, przeważnie obtoczone, intraklasty wapieni mikrytowych. W próbce z głębokości 838,5 m stwierdzono skorupki otwornie oraz liczne skorupki i ułamki małżoraczków. Nieco wyżej, na głębokości 837,0 m zaobserwowano pojedyncze osobniki kwarcu autogenicznego średnicy 0,02-0,1 mm, odznaczające się dobrze wykształconymi ścianami romboedrow. W próbkach z głębokości 806,0-804,7 m w mikrytowej masie występują nierównomiernie rozsiane ooidy średnicy 0,1-0,2 mm oraz intraklasty wapieni mikrytowych średnicy 0,2-40,0 mm. Ooidy odznaczają się budową współśrodkowo-promienistą i przeważnie są mocno spellytyzowane /K. Radlicz, 1972/. W wielu ooidach obserwuje się wewnętrzne powłoki nieco przyprószone pirytem.

Wapienie mikrytowe zawierają 94,7-98,6% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 1,2-2,1% dolomitu.

Wapienie intraklastyczne, intraklastyczno-pseudoolitowe, kalkarenitowe /854,0-852,8; 852,0-848,0; 845,0-844,1; 836,0-830,0; 826,1-825,05 i 824,0-823,5 m/ należą do osadów kredowatych. Jedynie wapienie z głębokości 845,0-844,1 m są bardziej zbite i twarde. Złożone są z intraklastów wapieni średnicy do 8,0 mm. Obok nich w większych lub mniejszych ilościach występują bioklasty: ślimaków, małżów, liliowców, a czasem i koralowców. W próbce z głębokości 849,5 m występuje 0,15 m wkładka muszlowca wzbogaconego w drobne ślimaki. Wapienie intraklastyczne są drobno-, grubo- lub nierównoziarniste. Obok porów znajdujących się pomiędzy intraklastami wapieni, występują większe pory po wyługowanej faunie. Podobne pory występują też wewnątrz nerineł wysłanych kalcytowymi szczotkami krystalicznymi.

W płytkach cienkich wapienie wykazują strukturę intraklastyczną lub intraklastyczno-pseudoolitową, teksturę bezładną, porowatą lub zbitą. Złożone są z obtoczonych intraklastów wapieni mikrytowych i mikrytowo-bioklastycznych średnicy 0,1-5,0 mm, pseudoooidów średnicy 0,03-0,40 mm, rzadziej i ooidów średnicy 0,2-0,8 mm, ślimaków, otwornic, liliowców i gąbek. Składniki przeważnie ułożone są stykowo, rzadziej luźno. W przypadku ułożenia stykowego lub między elementami wapieni składniki te tworzą pory lub są wypełnione mikrytową masą wapienną, miejscami również marglistą, o zabarwieniu rdzawobrunatnym, zawierającą domieszkę wodorotlenków żelaza. W przypadku ułożenia luźnego tło wapieni stanowi mikrytowa lub drobnosparytowa masa wapienna typu krustyfikacyjnego /głęb. 844,5 m/. Wapienie rudytowe stwierdzono w próbkach z głębokości 874,1-873,4 i 847,7-845,0 m, a ponadto w postaci drobnych wkładek w wapieniach oolitowych lub arenitowych. Wapienie rudytowe wykazują zabarwienie kremowobiałe lub beżowe. Są one dość twarde i zwarte, miejscami porowate. Występują w nich obtoczone intraklasty wapieni przekrystalizowanych o zabarwieniu beżowym lub mikrytowych o zabarwieniu szarym. Średnica intraklastów dochodzi do 65 mm. Z fauny obserwuje się ślimaki, okrucy członów liliowców i małży oraz pojedyncze koralowce. Na głębokości 847,7-845,0 m wapienie są miejscami laminowane.

W płytkach cienkich wapienie z głębokości 874,1-873,4 m złożone są z intraklastów wapieni gąbkowych lub koralowcowo-oolitowych, bioklastów gąbek, małżów i członów liliowców oraz z ooidów i onkoidów. Składniki ułożone są stykowo. Pomiedzy nimi znajdują się pory miejscami wypełnione kalcytem średnosparytowym. Średnica oolitów wynosi 0,18-1,10 mm. Formy ich są kuliste, jajowate lub bardziej spłaszczone. W wielu ooidach obserwuje się okrucy skalcytyzowanej fauny. Ooidy i onkoidy wykazują budowę współśrodkową. Są one silnie spellytyzowane /zmikrytyzowane/. W niektórych z nich budowa współśrodkowa jest prawie zupełnie zatarta. Takie formy stanowią przejścia od ooidów do pseudoooidów. Intraklasty wapieni odznaczają się przeważnie dobrym obtoczeniem. Ich formy są jajowate mikrytowe lub bardziej spłaszczone. Pseudoooidy tworzą kuliste lub jajowate ziarna o teksturze bezładnej. W wielu przypadkach wykazują reliktową budowę współśrodkową. Ooidy stwierdzone w próbce z głębokości 844,5 m wykazują budowę współśrodkowo-promienistą lub współśrodkową. Część z nich jest nierównomiernie przyprószona mikrytem kalcytowym. Miejscami w wypełnieniach interstycji stwierdzono liczne ziarna kwarcu i jasnozielonego glaukonitu. Średnica ziarn kwarcu wynosi 0,02-0,20 mm, zaś glaukonitu 0,06-0,18 mm.

Wapienie intraklastyczne zawierają 95,7-98,5% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 1,3-2,2% dolomitu.

Wapienie oolitowe, onkolitowe i oolitowo-intraklastyczne /883,0-877,0; 876,6-874,1; 873,4-871,0; 859,0-854,0; 848,0-847,7; 844,1-842,0; 830,0-826,1; 825,05-824,0; 800,0-791,75; 788,0-778,5 m/. Wśród wapieni oolitowych i onkolitowych występują osady pizolitowe, nierównoziarniste, grubo-, średnio- lub drobnoziarniste. Wykazują one zabarwienie białe, żółtobiałe, jasnobrunatne, jasnobieżowe lub szarobieżowe. Są one kruche lub twarde i zwięzłe, zbite lub porowate. W większości przypadków małą palce. Wśród fauny występują: członki liliowców, drobne lub duże małże, drobne ślimaki lub większe np. nerinee oraz pojedyncze koralowce. Sporadycznie trafiają się belemnity. Miejscami obserwuje się przerosty kolonii koralowców. W wielu partiach wapieni oolitowych stwierdzono intraklasty wapieni średnicy do 50 mm. Obok ooidów jako głównego składnika wapienie zawierają przeważnie bioklasty: małżów, ślimaków, członków liliowców, gąbek, koralowców oraz otwornice i glony m. in. *Acicularia* oraz intraklasty wapieni mikrytowych, mikrytowo-bioklastycznych oraz biogenicznych. Składniki ułożone są stykowo, rzadziej luźno. Między składnikami znajdują się pory lub wypełnienia kalcyty lub mikro-, drobno- i średniosparzem kalcytowym. Sporadycznie wypełnienia stanowią mikrytowa masa marglisty. Ooidy, onkoidy i pseudoooidy odznaczają się formami kulistymi, jajowatymi, lub bardziej spłaszczonymi, rzadziej nieregularnymi czy wyraźnie zdeformowanymi. W wielu partiach ooidy zawierają wewnątrz bioklasty lub kilka mniejszych ooidów. Na szczególną uwagę zasługuje odcinek wapieni oolitowych z głębokości 879,7-877,0 m, w którym stwierdzono obecność plech glonów *Acicularia*. Plechy te występują w ooidach lub intraklastach wapieni. Ooidy oraz onkoidy odznaczają się budową współśrodkowo-promienistą lub współśrodkową. Złożone są z naprzemianległych powłok krystalicznych i mikrytowych. Przeważnie jednak część powłok krystalicznych jest w nierównomierny sposób przyprószona kalcyty lub pelitem kalcytowym - proces pelityzacji - K. Radlicz, 1972/. Dotyczy to przede wszystkim części zewnętrznych ooidów lub onkoidów oraz części centralnych, o ile nie występują w nich bioklasty. W wielu przypadkach ooidy zostały prawie całkowicie przyprószone kalcyty powodującym częściowe lub całkowite zatarcie budowy współśrodkowej. Wówczas mamy do czynienia z pseudoooidami lub z formą przejściową od ooidów do pseudoooidów /K. Radlicz, 1964, 1972/. W pojedynczych onkoidach stwierdzono w częściach międzypowłokowych ooidy lub drobne bioklasty otwornic oraz serpule i glony. Na głębokości 879,0 m stwierdzono liczne ooidy zdeformo-

wane na skutek wzajemnych zgnieceń. W związku z tym są one miejscami wklęsłe, miejscami wybrzuszone. Podobne deformacje ooidów A. V. Carozzi /1961/ zaliczył do postsedymentacyjnych. Wielkość ooidów jest bardzo zróżnicowana. Najczęściej występują ooidy nierównoziarniste, zaś najrzadziej bardzo drobnoziarniste, równoziarniste, średnicy 0,02-0,10 mm. W skrajnych przypadkach średnice ooidów mogą wahać się w granicach 0,02-6,00 mm. W przypadkach ooidów równo- i gruboziarnistych średnica ich waha się w granicach 0,4-2,2 mm, przy dużej przewadze frakcji 1,1-1,4 mm. Intraklasty wapieni są mikrytowe, mikrytowo-bioklastyczne, biogeniczne oraz oolitowe. Intraklasty wapieni biogenicznych są prawie zupełnie przekryształizowane z lepiej lub gorzej zachowaną budową szkieletów organizmów. Okruchy wapieni oolitowych przeważnie złożone są z ooidów i onkoidów średnicy 0,1-2,5 mm. Formy okruchów są przeważnie nieregularne na skutek wystawiania z nich ooidów. Wskazywać to może, że okruchy te pochodzą z bliskiego sąsiedztwa. Bioklasty w niektórych partiach stanowią większą domieszkę, zaś w innych występują w bardzo niewielkich ilościach. Przeważnie zawierają mikrytowe, pelityczne, często nieregularne, powłoki.

Wapienie oolitowe zawierają 96,6-98,6% CaCO_3 + MgCO_3 , w tym 0,9-2,0% wag. dolomitu.

Wapienie margliste lub łupki margliste występują w postaci wkładek w próbkach z głębokości 807,5-806,0 i 804,7-803,4 m. Wapienie margliste są zwięzłe. Zabarwienie ich jest szarobieżowe, plamiste. Wśród wapieni tych obserwuje się pojedyncze ślizgi. Łupki margliste mają zabarwienie szare. Na powierzchniach łupkowatości obserwuje się ślady ripplemarków.

W płytce cienkiej wapienie margliste ujawniają strukturę mikrytową, teksturę bezładną, zbitą. W mikrytowej, marglistej masie występują pojedyncze bioklasty małżów i otwornice.

Wapienie margliste zawierają 82,6% CaCO_3 i MgCO_3 , w tym 2,0% dolomitu.

Wnioski

Badania petrograficzno-geochemiczne osadów górnej jury we wschodniej i środkowej Polsce wykazały, że na granicy z jurą środkową następuje masowe pojawienie się gąbek, które występują tak w postaci pojedynczych igieł, jak i szkieletów /rusztowaniopodobnych/. Drugim wskaźnikiem granicy jura górna - jura środkowa są serie zdolomityzowane. Rozwój serii dolomitycznych /K. Radlicz 1967, 1972/ oksfordu dolnego na Niżu Polskim oraz przesłedzenie izarytem stopnia dolomityzacji

wykazały, że we wschodniej Polsce istnieją dwa obszary o niskich jego wartościach - poniżej 100 /K. Radlicz, 1967/. Są to: obszar centralny wyniesienia mazursko-suwańskiego oraz pas, który wyznaczono otworami wiertniczymi Wisznice IG 1, Łuków IG 1, Żebrak IG 1 i Żyrzyn IG 1. Pas ten rozdziela dwa obszary wysokich wartości stopnia dolomityczności: środkowopolski i południowo-wschodni. Izarytmy najwyższych wartości stopnia dolomityczności wyznaczono otworami Ostrów Mazowiecka IG 1 i Kock IG 1 /K. Radlicz, 1967/. Punkt, w którym został usytuowany otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1 znajduje się pomiędzy izarytmami 200 i 300 i odpowiada wartości 255 z głębokości 1016,2 m. Dolomityzację dolnooksfordzką określono jako diagenetyczną poprzez reakcję osadów z wodą morską. Procesy dolomityzacji, a niekiedy kalcytyzacji przerywane były sylikacją /K. Radlicz, 1967, 1972/. Zmienność natężenia dolomityzacji diagenetycznej oraz sylikacji zachodzi na danym obszarze w określonym poziomie.

Spągowe osady oksfordu dolnego i środkowego złożone są głównie z diagenetycznie zdolomityzowanych i zsylikowanych, w większym lub mniejszym stopniu, wapieni gąbkowych. Reprezentują one nerytyczną strefę rozwoju dywanowo-barierowych raf gąbkowo-mszywiolowych, a równocześnie strefę przejściową pomiędzy obszarami o zmiennej subsydencji /poniżej 50 a powyżej 100 m/ /K. Radlicz, 1972/. Wyższe części górnego oksfordu reprezentowane są przez porowate, mażące, wapienne osady kredowe: mikrytowe, bioklastyczne, intraklastyczne, oolitowe z grubszymi lub cieńszymi wapieniami koralowcowymi lub gąbkowo-koralowcowymi. Cały kompleks jest bardzo podobny do osadów oksfordu górnego południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich /J. Kutek, 1969/, określonych jako bahamity. Cały kompleks, poza wkładkami marglistymi w górnej części profilu, odznacza się wysoką węglanowością i bardzo niskim udziałem dolomitu. Osady tego rodzaju powstają w obrębie płytyczn podwodnych, ograniczonych strefami pływów oraz strefami dywanowo-barierowych raf gąbkowo-koralowcowych i koralowcowych.

Maria HARAPIŃSKA-DEPCIUCH

K R E D A

KREDA DOLNA

Sedymentacja utworów dolnokredowych, zapoczątkowana w walanżynie górnym, rozpoczęła się osadami piaszczystymi reprezentowanymi przez piaski glaukonitowe. Piaski te na podstawie analiz granulometrycznych

można zaliczyć do drobnoziarnistych, o medianie /Md/ = 0,14 mm, średnio wysortowanych, dla których współczynnik wysortowania wg R. L. Folka /1954/ $S_o = 1,31$ /tab. 32/. Według klasyfikacji G. M. Friedmana /1961/ nieznaczna ujemna różnica pomiędzy medianą /Md/ i średnią arytmetyczną ziarn $\bar{x}$ /tab. 32/ wskazuje na ich charakter przejściowy pomiędzy piaskami morskimi a lądowymi co przemawia za tym, że część materiału z tych piasków pochodzi z resedymtacji przybrzeżnych wydm.

T a b e l a 32

Wyniki analiz granulometrycznych osadów piaszczystych kredy dolnej

Piętro	Głę- bo- kość w m	Zawartość frakcji piaszczystej w % wag.							Md	$\bar{x}$	Md- $\bar{x}$	S_o
		< 0,06	0,06- 0,1	0,1- 0,2	0,2- 0,3	0,3- 0,4	0,4- 0,5	> 0,5				
Barrem - alb środ- kowy	728,4	5,8	5,1	60,8	27,4	0,9	-	-	0,16	0,17	-0,01	1,31
	733,2	14,7	9,3	65,5	10,2	0,3	-	-	0,14	0,14	0,00	1,32
Hoteryw górny	736,2	14,4	9,3	75,2	1,1	-	-	-	0,13	0,13	0,00	1,28
	738,0	7,3	4,9	55,9	30,8	0,8	0,2	0,1	0,17	0,17	0,00	1,32
	748,0	9,2	5,6	84,8	0,4	-	-	-	0,14	0,14	0,00	1,24
Hoteryw dolny	755,0	13,8	6,8	79,2	0,2	-	-	-	0,14	0,13	+0,01	1,26
	766,0	8,3	4,2	85,7	1,4	0,2	0,1	0,1	0,14	0,14	0,00	1,23
Walan- żyn górny	772,5	14,7	6,0	65,4	8,6	3,3	0,7	1,3	0,14	0,15	-0,01	1,31

Licznie występujący w piaskach glaukonit świadczy o powolnym przebiegu transgresji i o zwolnionej sedymentacji w warunkach morza szelfowego. W dalszym etapie sedymentacji warunki panujące w zbiorniku nie ulegają zmianie, gdyż nadal osadzają się piaski glaukonitowe, należące do hoterywu dolnego. Są one również drobnoziarniste o Md = 0,14 mm lecz lepiej wysortowane o $S_o = 1,23$. Na podstawie analizy minerałów ciężkich stwierdzono przewagę minerałów przezroczystych nad nieprzezroczystymi. Wśród minerałów przezroczystych przeważają granat /16,1%/ i cyrkon /15,4%/ nad turmalinem /6,7%/, dystenem /7,1%/ i rutylem 7,5% /tab. 33/. Dobry stopień obtoczenia tych minerałów wskazuje na ich wielokrotną redepozycję.

W hoterywie górnym osadzają się również piaski. Piaski dolnej części tego piętra zawierają znacznie mniej glaukonitu w porównaniu z

piaskami hoterywu dolnego, natomiast występuje w nich dość duża ilość zwęglonego detrytu roślinnego. Są to piaski drobnoziarniste o $Md = 0,14$ mm, dobrze wysortowane, dla których $S_o = 1,24-1,26$. Wśród minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste nad nieprzezroczystymi. Z minerałów przezroczystych w największej ilości występuje granat /15,7% frakcji ciężkiej/. Cyrkon, dysten i turmalin występują w równej ilości 7,0-9,0% /tab. 33/.

T a b e l a 33

Zawartość minerałów ciężkich w osadach piaszczystych kredy dolnej
w % wag.

Piętro	Głębokość w m	Cyrkon	Dysten	Epidot	Granat	Rutyl	Staurolit	Turmalin	Minerały nieprzezroczyste
Barrem - alb środkowy	728,4	7,6	5,5	-	6,6	6,6	5,5	7,1	61,1
	733,2	4,3	5,3	-	7,3	5,0	8,2	6,7	63,2
Hoteryw górny	748,0	7,5	8,8	-	15,7	8,2	7,0	6,7	46,1
	755,0	0,9	6,0	-	7,6	3,9	5,2	7,0	69,4
	758,1	3,3	4,7	1,3	3,7	1,5	3,8	6,5	75,2
Hoteryw dolny	766,0	15,4	7,1	2,2	16,1	7,3	2,4	6,7	42,8

W piaskach górnej części hoterywu górnego pojawia się ponownie, w dużej ilości, glaukonit. Piaski te są drobnoziarniste o $Md = 0,14-0,17$ mm lecz gorzej wysortowane $S_o = 1,28-1,32$. W dolnej części hoterywu górnego w zbiorniku wodnym panowały warunki redukcyjne, za czym przemawia obecność zwęglonego detrytu roślinnego. W górnej części tego piętra środowisko zbiornika zmieniło się na bardziej utleniające. Dobre przewietrzanie, zwolniona sedimentacja oraz znaczna ruchliwość wody dennej sprzyjały wytworzeniu się i akumulacji większej ilości glaukonitu.

W okresie barrem - alb środkowy w dalszym ciągu osadzały się piaski glaukonitowe, należące do drobnoziarnistych o $Md = 0,14-0,16$ mm, średnio wysortowanych, gdyż współczynnik wysortowania $S_o = 1,31-1,32$. Wśród minerałów ciężkich minerały nieprzezroczyste przeważają nad przezroczystymi. Cyrkon, turmalin, granat i dysten występują mniej więcej w tej samej ilości /tab. 33/.

Warunki panujące w zbiorniku sedimentacyjnym były analogiczne do warunków w zbiorniku części górnej hoterywu górnego.

KREDA GÓRNA

Sedymetacja utworów górnokredowych rozpoczęła się piaskami glaukonitowymi albo górnego przechodzącymi, w części stropowej, w margle piaszczyste. Piaski glaukonitowe, według danych z analiz granulometrycznych, należą do drobnoziarnistych o Md w granicach $0,14-0,20$ mm. Są one na ogół dobrze wysortowane o współczynniku wysortowania wg R. L. Folka /1954/ $S_o = 1,21-1,26$, rzadziej średnio wysortowane - $S_o = 1,27-1,38$, sporadycznie źle wysortowane o $S_o = 1,85$ /tab. 34/.

T a b e l a 34

Wyniki analiz granulometrycznych piasków kredy górnej

Głębokość w m	Zawartość poszczególnych frakcji piaszczytych w % wag.							Md	$\bar{x}$	$Md-\bar{x}$	S_o
	< 0,06	0,06- -0,1	0,1- -0,2	0,2- -0,3	0,3- -0,4	0,4- -0,5	> 0,5				
728,7	8,3	2,7	40,6	45,4	2,7	0,1	0,2	0,20	0,19	+0,01	1,37
731,8	13,7	5,0	52,7	27,3	1,0	0,1	0,2	0,16	0,16	0,00	1,38
736,4	5,9	1,9	67,0	0,3	24,7	0,1	0,2	0,16	0,19	-0,03	1,26
743,0	8,8	4,5	85,8	0,7	0,1	0,1	0,1	0,14	0,14	0,00	1,23
753,0	4,9	2,0	89,2	3,5	0,2	0,1	0,2	0,15	0,15	0,00	1,21
758,2	10,4	3,1	84,0	2,1	0,1	0,1	0,2	0,14	0,14	0,00	1,23
760,3	7,8	3,7	86,1	2,0	0,1	0,1	0,2	0,14	0,14	0,00	1,22
762,5	86,8	4,3	61,8	16,1	0,7	0,1	0,2	0,15	0,15	0,00	1,33
765,6	8,9	2,7	78,3	9,7	0,1	0,1	0,2	0,15	0,15	0,00	1,27
769,5	6,1	2,3	68,2	21,1	0,8	0,2	0,3	0,16	0,16	0,00	1,21
776,1	18,3	3,9	28,8	11,8	16,0	7,5	13,7	0,20	0,28	-0,08	1,85

Zerowa lub nieznacznie ujemna różnica pomiędzy Md i $\bar{x}$ według klasyfikacji G. M. Friedmana /1961/ wskazuje na ich charakter przejściowy pomiędzy piaskami morskimi a lądowymi. Przemawia to za tym, że są to piaski przybrzeżne a część materiału pochodzi z nadbrzeżnych wydmy. Drobnoziarnistość tych piasków oraz znaczna, zwłaszcza w początkowym okresie sedimentacji, zawartość glaukonitu dochodząca do 14%, świadczy o powolnym przebiegu transgresji i zwolnionej sedimentacji, wprawdzie przybrzeżnej ale morza otwartego. Występujący w piaskach glaukonit, według trójkąta klasyfikacyjnego K. Smulikowskiego /1954/ mieści się w polu glaukonitów typowych.

Na podstawie zawartości Fe_2O_3 , Al_2O_3 i K_2O /tab. 35/ według L. Gorbunowej /1950/ i A. W. Winchella /1951/ można stwierdzić, że glaukonity te powstały w warunkach szelfowych.

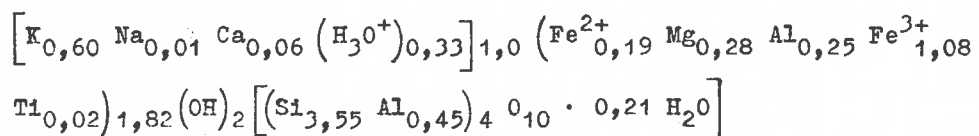
T a b e l a 35

Wyniki analizy chemicznej glaukonitu z piasków kredy górnej z głęb. 762,4 m

Składnik	Zawartość w %	Składnik	Zawartość w %
SiO_2	49,88	CaO	0,95
TiO_2	0,34	Na_2O	0,06
Al_2O_3	8,61	P_2O_5	0,11
Fe_2O_3	19,96	CO_2	-
FeO	3,12	K_2O	6,62
MnO	-	H_2O^+	5,75
MgO	2,64	H_2O^-	2,87
		Suma	100,91

Analizę wykonał A. Chabło z Głównego Laboratorium Chemicznego Instytutu Geologicznego.

Analiza chemiczna przeliczona na wzór strukturalny metodą Sobolewa opisaną w pracy A. A. Nyrkova /1961/.



Na podstawie wykonanej analizy minerałów ciężkich /tab. 36/ w spągu i w środkowej partii omawianych piasków, stwierdzono przewagę minerałów nieprzezroczystych nad przezroczystymi. Wśród minerałów przezroczystych nieznacznie przeważają granat /średnio 7,6%/ i dysten /średnio 7,1%/ nad cyrkonem /średnio 6,0%/ i turmalinem /średnio 4,8%/. W stropie natomiast stosunek ten jest odwrotny - wśród minerałów przezroczystych dominuje cyrkon, którego zawartość wynosi 20,6-31,7% frakcji ciężkiej /średnio 25,5%/, nad granatem o zawartości 6,4-10,5% i pozostałymi minerałami.

Dobry stopień obtoczenia turmalinu, minerałów nieprzezroczystych i części cyrkonu, znaczna zawartość dystenu nieobtroczonego oraz pewna

T a b e l a 36

Zawartość minerałów ciężkich w piaskach kredy górnej w % wag.

Głębokość w m	Cyrkon	Dysten	Granat	Rutyl	Stauro-lit	Turma-lin	Minerały nieprzezroczyste
728,7	31,7	4,3	8,7	8,5	1,7	5,1	40,0
731,8	20,6	8,6	6,4	9,6	2,0	4,8	48,0
736,4	24,2	3,3	10,5	9,5	3,0	3,2	46,3
743,0	11,6	4,9	7,0	5,2	3,8	7,0	60,5
751,0	3,9	11,9	8,9	4,1	2,8	7,2	61,2
753,0	2,4	4,1	6,8	5,4	2,7	5,9	72,7
758,2	2,7	11,0	7,0	5,1	2,5	4,6	66,3
760,3	4,1	10,8	11,3	8,6	4,1	5,5	55,6
762,5	8,8	5,2	10,0	8,2	7,2	2,9	57,7
765,6	10,8	4,8	5,3	5,0	2,5	2,8	68,8
769,5	4,0	4,2	3,1	3,1	4,3	2,5	78,8

ilość cyrkonu źle obtoczonego, mogłaby wskazywać na dwa źródła pochodzenia minerałów ciężkich. Pierwsze to wielokrotna resedymantacja, przypuszczalnie z obszaru Gór Świętokrzyskich i z północnego zachodu. Drugie to również resedymantacja, gdyż w okresie albu górnego nie było w tym rejonie odkrytych maszywów krystalicznych ale resedymantacja ta nie była już wielokrotna. /M. Harapińska-Depciuch, w druku/. Przypuszczalnie źródłem tej części minerałów był rejon wyniesienia Sławatycz, na którym w triasie skały krystaliczne wychodziły na powierzchnię. Zwiększona zawartość cyrkonu w minerałach ciężkich pod koniec albu górnego, świadczyłaby o dominacji transportu właśnie z tego kierunku.

Margle piaszczyste stanowiące strop albu górnego poza kryptokrystaliczną substancją węglanowo-ilastą, stanowiącą tło skalne, zawierają kwarc i glaukonit oraz rzadziej występujące skalenie reprezentowane przez plagioklasy. W małych ilościach występują również konkretacje fosforytowe.

W dalszym etapie sedymantacji - w cenomanie, osadzają się wapienie organodetrytyczne, przechodzące w wapienie pelityczne. Wapienie organodetrytyczne zawierają liczne okruchy włókien inoceramów oraz zmienne zawartości kwarcu i glaukonitu. Zawartość CaCO_3 waha się w granicach

89,0-96,6%. Pod koniec cenomanu następuje pogłębienie zbiornika i osadzają się w nim wapienie pelityczne, stanowiące osady morza głębszego. W spągu tej serii występują wapienie pelityczne o zawartości CaCO_3 98,2%, zaś w stropie wapienie margliste o zawartości CaCO_3 88,0%.

W cenomanie w początkowym okresie sedymentacji, zbiornik morski był płytki, ale przy dość znacznym odsunięciu linii brzegowej co spowodowało prawie całkowite ograniczenie dopływu piaszczystego materiału terygenicznego. W wyniku małej jego głębokości, nie przekraczającej poziomu falowania, przerabiany był materiał miejscowy /włókna inoceramów/, z którego powstają okruchowe osady wapienne. Pod koniec cenomanu nastąpiło pogłębienie zbiornika, sedymentują wapienie pelityczne, które w stropie przechodzą w pelityczne wapienie margliste. Można to tłumaczyć nieznacznym spłynieniem zbiornika co zwiększyło możliwość doprowadzenia z lądu najdrobniejszego materiału terygenicznego jakim jest substancja ilasta.

W dalszym etapie sedymentacji - w turonie osadzają się wapienie organogeniczne, wapienie pelityczne oraz kreda pisząca, stanowiąca cienką wkładkę wśród wapieni pelitycznych.

Wapienie organogeniczne, występujące w spągu i stropie turonu zbudowane są głównie z kalcytowych okruchów otwornic oraz występujących w mniejszej ilości, pokruszonych włókien inoceramów. Tło skalne stanowi kryptokrystaliczna substancja węglanowa i ilasta. Zawartość CaCO_3 w tych wapieniach waha się w granicach 97,0-98,8%.

Wapienie pelityczne występujące pomiędzy wapieniami organogenicznymi, w obrazie mikroskopowym podobne są do wapieni cenomańskich. Wykazują jedynie nieznaczne różnice w zawartości CaCO_3 , która jest wyższa w wapieniach turonu. Kreda pisząca występuje jako kilkumetrowa warstwa wśród wapieni pelitycznych. Składa się - w głównej mierze, z kryptokrystalicznej, słabo przeświecającej substancji węglanowej, stanowiącej tło skalne, w którym występują niekiedy dość liczne, kalcytowe skorupki otwornic oraz, w nieznacznej ilości, ziarna kwarcu średnicy 0,02-0,08 mm. Dość liczny jest piryt rozsiany w formie pelitycznych ziarn. W proszkowych preparatach kredy piszącej pod dużym powiększeniem zauważa się drobne /2-20 μ /, kalcytowe, owalne, wewnątrz puste skorupki kokkolitów, stanowiące główny składnik skały. Kreda ta zawiera 98% CaCO_3 .

W turonie, w początkowym okresie sedymentacji, zbiornik morski był stosunkowo głęboki, o czym świadczy osadzanie się wapieni organogenicznych. W dalszym etapie nastąpiło pogłębienie zbiornika - tworzą się wapienie pelityczne, które należą do osadów najbardziej głębokomorskich

spośród występujących w turonie. W tym czasie okresowe i krótkotrwałe spłylenia powodują osadzanie się wśród wapieni pelitycznych kredy piszącej. Tworzy się ona w zbiorniku płytszym przy daleko odsuniętej linii brzegowej, a więc w warunkach ograniczających, praktycznie całkowicie, dopływ materiału terygenicznego. Na wapieniach pelitycznych osadzają się ponownie wapienie organogeniczne, co świadczy o nieznacznym spłynieniu zbiornika pod koniec turonu.

Podobne warunki panują również w początkowym okresie koniak. W jego spągu leżą wapienie organogeniczne, przechodzące w wyniku nieznacznego pogłębienia w wapienie pelityczne. Stanowią one część środkową i strop omawianego piętra. Pod względem charakteru petrograficznego osady te nie odbiegają od utworów turonu, natomiast wyraźna różnica zaznacza się w zawartości CaCO_3 , która w wapieniach koniak jest znacznie niższa. Dla wapieni organogenicznych wynosi ona 89,6% zaś dla wapieni pelitycznych 91,0-91,5%. Podwyższona marglistość wapieni koniak przemawia za spłynieniem zbiornika morskiego co spowodowało większy dopływ materiału ilastego z lądu.

W santonie w początkowym okresie sedymentacji warunki zbiornika morskiego nie ulegają zmianie; podobnie jak pod koniec koniak, osadzają się wapienie pelityczne. W końcu santonu nastąpiło spłylenie zbiornika, przy nieznacznym przybliżeniu się linii brzegowej, tak że dopływ materiału terygenicznego został ograniczony do nieco zwiększonych ilości substancji ilastej. Dlatego w osadach tych, w stosunku do osadów koniak, wzrasta zawartość substancji ilastej, powodując silniejszą marglistość zarówno wapieni pelitycznych /dla których zawartość CaCO_3 waha się w granicach 86,0-93,0%/ , jak i kredy piszącej /o zawartości CaCO_3 90,0-95,0%/.

W kampanie i mastrychole warunki panujące w zbiorniku nie ulegają zmianie. W dalszym ciągu sedymentuje kreda pisząca. W kampanie wśród kredy piszącej stwierdzono cienką wkładkę bentonitu. W mastrychole oprócz kredy piszącej występuje warstwa wapieni kredowych. Kreda pisząca z obu pięter w obrazie mikroskopowym jest analogiczna do kredy starszych ogniw. Kreda pisząca kampanu zawiera 91,2-96,2% CaCO_3 , zaś kreda mastrychtu jest wyraźnie marglista. Zawartość CaCO_3 wynosi tu około 85,0%.

Bentonity występujące na głębokości 506,1-506,3 m, jako 20 cm wkładka wśród kredy piszącej kampanu, należą do utworów po raz pierwszy znalezionych w osadach kredy górnej na Niżu Polskim. Szczegółowe, petrograficzno-chemiczne opracowanie bentonitów opublikowane jest oddzielnie /M. Harapińska-Depciuch, 1967/. Są to bentonity barwy ciemno-

szarej, z rdzawymi skupieniami wodorotlenków żelaza, słabo związane, w wodzie silnie i gwałtownie pęczniejące i rozsypujące się na tkustą w dotyku zawieszinę. W cienkich płytkach skały z warstewek spągowych wykazują strukturę krystallo-blastyczno-aleurytowo-psamitową, a z warstewki stropowej strukturę aleurytową, teksturę słabo kierunkową. W warstewkach stropowych główną masę stanowi drobnokuseczkowy montmorylonit, w warstewkach spągowych natomiast, oprócz tła montmorylonitowego, występują również pojedyncze, ostrokrawędziste krystaloblasty kwarcu oraz skaleni. Wśród skaleni wyróżniono oligoklaz o zawartości 20-25% An, andezyn o zawartości 38-45% An oraz anortoklaz, względnie sanidyn sodowy, o kącie $2V\alpha \approx 45^\circ$. Ponadto występuje szkliwo wulkaniczne o współczynnikach niższych od balsamu kanadyjskiego, w którym niejednokrotnie zauważa się w różnym stopniu zaawansowaną montmorylonizację. Liczne są okruchy felzytowego ciasta skalnego barwy oliwkowoszarej. W okruchach tych zachodzi również proces montmorylonizacji. Z łyszczyków obecne są muskowit i biotyt, ten ostatni na ogół silnie rozłożony.

W małej ilości stwierdzono obecność hornblendy występującej w formie idiomorficznych słupków, ze słabo zaznaczoną kłupliwością, dodatnim wydłużeniem i o pleochroizmie: ϵ - bardzo ciemnozielonooliwkowy i zielonooliwkowy. Na podstawie kąta $2\gamma = 10^\circ$ przyjęto, że jest to oksyhornblenda.

Minerały ciężkie reprezentowane są przez granaty, cyrkon i rutyl. W nieznacznej ilości stwierdzono obecność dość dobrze obtoczonego kwarcu oraz trawiastozielonego glaukonitu - minerałów pochodzących z re-sedymtacji.

Na podstawie przeprowadzonych badań petrograficznych i chemicznych można jednoznacznie stwierdzić, że jest to wkładka bentonitowa pochodzenia tufogenicznego. Materiałem pierwotnym były przypuszczalnie popioły wulkaniczne opadające bezpośrednio do zbiornika sedymentacyjnego. Źródłem tych popiołów był przypuszczalnie wulkanizm karpacki, jakkolwiek nie można wykluczyć również źródeł bliższych. Na podstawie analiz chemicznych, które wykazały zawartość żelaza 4,52% wag. i magnezu 3,79% wag. oraz na podstawie badań frakcji krystaloklastycznej, w skład której obok skaleni alkalicznych wchodzi oligoklaz i andezyn, można wnioskować, że skałami macierzystymi dla popiołów wulkanicznych były skały zbliżone do dacytów.

Wapień kredowy występujący w spągowej i środkowej części masytrychtu, w cienkich płytkach wykazuje duże podobieństwo do kredy pi-

szącej, z tą różnicą, że zawiera znacznie więcej kalcytowych skorupek otwornic. W preparatach proszkowych, pod dużym powiększeniem, stwierdza się głównie - poza drobnymi ziarnami kalcytu, skorupki kokkolitów z tym, że na ogół są one znacznie gorzej zachowane niż w kredzie piszącej.

Na podstawie tych danych można stwierdzić, że wapienie kredowe są skałami przejściowymi pomiędzy kredą piszącą a wapieniami organogenicznymi.

Adam DĄBROWSKI

WYNIKI BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

ANOMALIA MAGNETYCZNA TŁUSZCZA

W 1953 r. grupa magnetyczna Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych wykonała na zlecenie Instytutu Geologicznego regionalne badania magnetyczne, które objęły m. in. rejon Tłuszcza. W wyniku tych badań prowadzonych pod kierunkiem S. Ostrowskiego stwierdzono dodatnią anomalię magnetyczną o izometrycznym układzie izolinii składowej Z.

W 1955 r. grupa magnetyczna Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych kierowana przez A. Creckiego, również na zlecenie Instytutu Geologicznego przeprowadziła zdjęcie magnetyczne wspomnianej anomalii. Pomiaru składowej Z wykonano na punktach rozproszonych i profilach, zaś pomiary składowej H - tylko na profilach.

Autor sprawozdania z tych badań dokonał wstępnej oceny głębokości występowania stropu ciała zaburzającego. Autor niniejszego opracowania w 1958 r. dokonał wspólnie z K. Karaczunem, ponownej interpretacji wyników pomiarów składowej Z, porównując krzywe uzyskane z pomiarów z krzywymi teoretycznymi i przyjmując jako model ciała zaburzającego pionową warstwę o nieskończonej rozciągłości.

W trakcie wykonywania pod kierunkiem H. Tarnowskiego i Z. Makojnika w 1959 r. badań refleksyjnych i refrakcyjnych na profilu Łomża-Tłuszcz środek jednego z sondowań refrakcyjnych pokrył się z maksimum anomalii Tłuszcz. Sondowaniem tym stwierdzono na głębokości 2600 m horyzont refrakcyjny o prędkości granicznej 6000 m/s, który autorzy sprawozdania z tych badań przypisali stropowi podłoża krystalicznego.

Rozpoczęte w 1960 r. wiercenie oporowe Tłuszcz IG 1, które z jednej strony miało stanowić reper dla badań sejsmicznych, a z drugiej strony stwierdzić charakter geologiczny ciała zaburzającego, powodują

cego anomalię magnetyczną Tłuszcz, stwierdziło na głębokości od 2498 do 2954 m łupki krystaliczne. Tak więc okazało się, że istotnie wspomniany horyzont refrakcyjny odpowiada stropowi podłoża krystalicznego, natomiast głębokości stropu ciała zaburzającego, powodującego anomalię magnetyczną Tłuszcz, określone w wyniku interpretacji pomiarów magnetycznych są niezgodne z wynikami wiercenia - prawdopodobnie na skutek przyjęcia złych modeli geometrycznych.

W związku z powyższym autor niniejszego opracowania przeprowadził w 1963 r. ponowną interpretację wyników pomiarów składowej Z, przyjmując jako modele ciał zaburzających, ciała o kolistym przekroju poziomym, co sugeruje izometryczny kształt izonomal składowej Z.

Dla poszczególnych modeli - zakładając różne wartości podatności magnetycznej χ uzyskano następujące wartości:

1/ spłaszczone elipsoida pozioma $a = b > c$ /a, b, c - osie elipsoidy/, głębokość występowania środka elipsoidy $h = 3500$ m, ogniskowa elipsoidy $q = 2800$ m

χ	c /m/	a	H /m/
100 000 $\cdot 10^{-6}$	1500	2800	3350
10 000 $\cdot 10^{-6}$	1270	3100	2230
1000 $\cdot 10^{-6}$	4400	5200	-900

2/ tarcza pozioma /kolisty walec pionowy o bardzo małej wysokości/ promień tarczy = 2000 m, głębokość występowania stropu $H = 2000$ m

3/ biegun punktowy /kołowy walec pionowy o $r \ll l$ /r - promień, l - długość/, głębokość występowania stropu $H = 3000$ m

χ	r /m/
100 000 $\cdot 10^{-6}$	610
10 000 $\cdot 10^{-6}$	1910
1000 $\cdot 10^{-6}$	6050

4/ walec pionowy

χ	r /m/	H /m/
9000 $\cdot 10^{-6}$	2500	2500
10 000 $\cdot 10^{-6}$	1500	3000

W 1963 r. zespół pod kierunkiem K. Mizerackiej określił parametry magnetyczne utworów stwierdzonych w wierceniu Tłuszcz IG 1.

W wyniku tych badań okazało się, że zarówno utwory osadowe, jak i łupki krystaliczne charakteryzują się małą podatnością magnetyczną. Dla skał osadowych nie przekracza ona $100 \cdot 10^{-6}$, natomiast łupki krystaliczne charakteryzują się wartościami od 0 do $4050 \cdot 10^{-6}$ /średnio $200 \cdot 10^{-6}$ /.

T a b e l a 37

Średnie wartości porowatości efektywnych i gęstości

Głębokość w m	Formacja	Średnia porowatość efektywna w %	Średnia gęstość w g/m ³	
0- 85,0	Czwartorzęd	25	2,30	
85,0- 208,6	Trzeciorzęd	15	2,09	
208,6- 335,0	Kreda górna	mastrycht górny	42	2,01
335,0- 378,0		mastrycht dolny	43	1,97
378,0- 475,0		kampan górny	38	2,10
475,0- 525,8		kampan dolny	44	2,10
525,8- 595,4		santon	33	2,15
595,4- 622,0		koniak	31	2,29
622,0- 695,9		turon	29	2,27
695,9- 723,5		cenoman	23	2,38
723,5- 728,0		alb	23	2,45
728,0- 778,0		Kreda dolna	43	2,11
778,0-1016,4	Jura górna - oksford	26	2,27	
1016,4-1054,4	Jura kelowej	21	2,48	
1054,4-1097,0	środkowa baton-wezul ?	27	2,21	
1097,0-1121,2	Jura dolna	lias górny	12	2,26
1121,2-1156,5		lias środkowy ?	28	2,20
1156,5-1171,1		lias dolny	12	2,25
1171,1-1289,0		retyk	10	2,28
1289,0-1333,5	Trias	kajper	27	2,24
1333,5-1340,0		wapień muszlowy górny	12	2,42
1340,0-1346,2		wapień muszlowy środk.	8	2,44
1346,2-1366,2		wapień muszlowy dolny	7	2,56
1366,2-1393,0		pstry piaskowiec górny	9	2,40
1393,0-1584,4	Perm -	pstry piaskowiec dolny	12	2,38
1584,4-1668,2		cechsztyn	18	2,45
1668,2-1844,0	Sylur	ludlow	5	2,49
1844,0-1929,0		wenlok	2	2,51
1929,0-1963,8		landower	1	2,50
1963,8-1965,8	Ordowik	aszgil ?	5	2,75
1965,8-1974,0		karadok	3	2,61
1974,0-1984,5		landeil	6	2,76
1984,5-1990,7		lanwirn ?	10	2,81
1990,7-2125,3	Kambr	środkowy	15	2,41
2125,3-2497,6		dolny	8	2,50
2497,6-2953,8	Proterozoik dolny /nie przebity/	-	2,70	

Opierając się na tych danych autor niniejszego opracowania przypuszczał, iż przyczyna anomalii magnetycznej Tłuszcz znajduje się poniżej dna odwiertu, tj. poniżej 2954 m a więc, że mamy tu do czynienia z płaską elipsoidą obrotową bądź walcem pionowym.

Ś R E D N I E W A R T O Ś C I P O R O W A T O Ś C I E F E K T Y W N E J I G Ę S T O Ś C I

Zespół PPG kierowany przez K. Drzewińskiego w 1963 r. określił ciężary objętościowe i porowatości efektywne utworów geologicznych stwierdzonych wierceniem Tłuszcz IG 1. Porowatość efektywną mierzono przy pomocy porozymetru ciśnieniowego, natomiast ciężar objętościowy określono na drodze ważenia w wodzie zaparafinowanych suchych próbek. Z każdego metra rdzenia pobierano cztery próbki. Dla jednej z nich mierzono porowatość efektywną, zaś dla wszystkich czterech ciężar objętościowy.

Autor niniejszego rozdziału policzył średnie wartości ciężarów objętościowych skał suchych i porowatości efektywnej dla poszczególnych formacji geologicznych przebitych wierceniem Tłuszcz IG 1. Następnie przyjmując, że gęstość jest w przybliżeniu równa sumie ciężaru objętościowego próbki suchej i jej porowatości efektywnej określił średnie gęstości tych formacji. W przypadku utworów ilastych, ze względu na ich rozprężenie po wysuszeniu, przyjmowano połowę wartości porowatości efektywnej.

Z tabeli 37 wynika, że granice kontrastów gęstościowych, oddzielające od siebie większe kompleksy geologiczne wyraźnie różniące się wartościami średnich gęstości, ważne dla interpretacji wyników badań grawimetrycznych, odpowiadają następującym granicom geologicznym: strop trzeciorzędu, strop kredy, strop kampanu, strop koniaku, strop wapienia muszlowego, strop cechsztynu, strop kambru, strop prote-rozoiku.

Wyraźnie większymi gęstościami różnią się od sąsiednich kompleksów, utwory albu, kelowej, dolnego wapienia muszlowego oraz ordowiku. Znacznie mniejsze gęstości niż kompleksy sąsiednie mają utwory kredy dolnej.

WYNIKI BADAŃ GEOCHEMICZNYCH BITUMINÓW

Jan CALIKOWSKI

W P R O W A D Z E N I E

W części dokumentacyjnej, dotyczącej badań geochemicznych substancji organicznej w tym bituminów, oraz badań wskaźnikowych środowiska skalnego utworów starszego paleozoiku udostępnionych otworem wiertniczym Tłuszcz IG 1, zostały przedstawione, wraz z krótkim omówieniem wyniki badań geochemicznych, dotyczące węglowodorów /B. Gonddek/, niewęglowodorowej części bituminów /K. Szpanier/ oraz metaloporfirynowych kompleksów niklu i wanadu /J. M. Nowak/. Załączono również wyniki standardowych badań geochemicznych wykonanych zgodnie z metodyką przyjętą w Instytucie Geologicznym. Zestawiono je w postaci graficznej /fig. 31/ oraz w ujęciu tabelarycznym /tab. 38, 39/.

Całość przedstawionych wyników badań dla otworu wiertniczego Tłuszcz IG 1, łącznie z wynikami badań serii udostępnionych wierceniami wykonanymi na obszarze Podlasia przez Instytut Geologiczny i Górnictwo Naftowe, stanowiła podstawę dla syntetycznego opracowania wniosków, dotyczących ropo- i gazonośności tego obszaru. Opracowanie to wykonano w Instytucie Geologicznym w 1970 r. W syntetycznym opracowaniu obszaru Podlasia podane są wnioski wynikające z badań geochemicznych. Dotyczą one genezy i procesów migracji w perspektywicznych utworach przedsylurskich oraz roli tych utworów /łącznie z sylurem/ w procesie powstawania ropy naftowej. Część wniosków, które można było wysnuć na podstawie materiału z wiercenia Tłuszcz IG 1, a które dotyczą podanych zagadnień, znajdzie czytelnik w poszczególnych rozdziałach autorskich z tym, że w syntetycznym opracowaniu są one znacznie rozszerzone i rozpatrzone w ujęciu regionalnym. Przedstawiona dokumentacja jest zarazem materiałem odzwierciedlającym zakres stosowanych metod badawczych w Instytucie Geologicznym w latach 1968-1970.

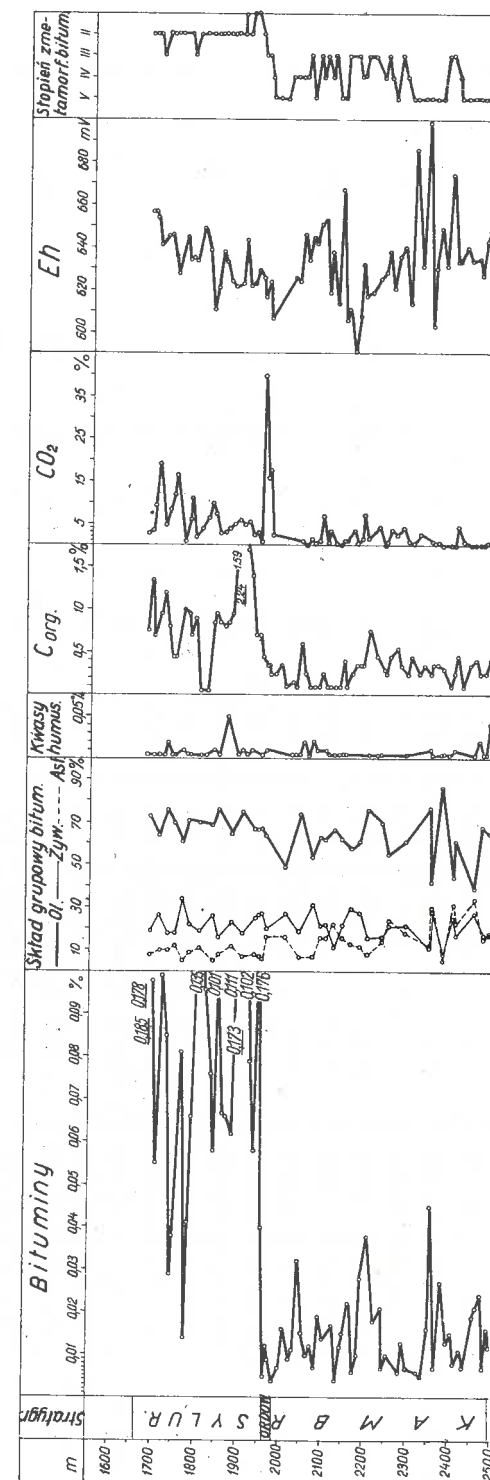


Fig. 31. Profil geochemiczny starszego paleozoiku

Zestawienie wyników badań geochemicznych starszego paleozoiku

Straty- grafia	Głębokość w m	Bitu- miny	Kwasy humusowe	C _{org}	CO ₂	Eh w mV	Skład grupowy bituminów			Stopień zmeta- morfizo- wania
							w %			
							oleje	żywnice	asfalteny	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sylur	1687,2	0,178	0,005	0,77	2,9	657	-	-	-	II
	1693,2	0,185	śl.	1,35	3,5	657	73	19	8	II
	1700,0	0,098	0,005	0,71	9,6	654	-	-	-	II
	1712,5	0,055	0,005	0,95	19,2	641	64	26	10	III
	1727,6	0,099	0,005	1,18	5,3	645	-	-	-	II
	1733,5	0,085	0,02	0,80	8,4	646	76	18	10	II
	1745,7	0,029	0,005	0,47	12,1	636	-	-	-	II
	1751,5	0,038	0,005	0,47	16,3	628	70	18	12	II
	1768,0	0,081	0,01	0,88	1,0	645	61	34	5	
	1778,0	0,014	0,005	0,95	6,1	634	-	-	-	II
	1786,0	0,041	0,005	0,70	10,8	635	71	22	7	III
	1796,1	0,066	śl.	0,88	1,8	634	-	-	-	II
	1808,2	0,135	0,005	1,06	3,7	649	70	19	11	II
	1825,7	0,096	0,005	0,95	6,6	639	-	-	-	II
	1837,8	0,076	śl.	0,83	9,8	611	69	26	5	II
	1843,8	0,058	0,01	0,94	7,6	621	-	-	-	II
	1855,5	0,101	0,005	0,83	2,9	638	76	16	8	II
	1867,5	0,067	śl.	0,82	2,9	633	-	-	-	II
	1872,8	0,066	0,05	0,83	4,2	624	-	-	-	II
	1887,8	0,062	śl.	0,94	5,2	622	65	23	12	II
	1898,3	0,111	0,005	1,59	5,8	623	-	-	-	II - I

Sylur	1910,0	0,173	0,01	2,24	5,3	643	75	18	7	II
	1921,2	0,102	0,005	1,70	5,5	622	-	-	-	I
	1931,0	0,079	0,01	1,41	2,4	623	-	-	-	I
	1942,3	0,058	śl.	0,71	3,2	629	67	25	8	II
	1948,2	0,116	śl.	0,71	1,3	626	67	26	7	III
	1956,2	0,040	0,005	0,47	40,1	617	67	27	6	III
Ordowik	1964,0	0,005	śl.	0,35	16,0	624	-	-	-	IV
	1967,6	0,012	0,01	0,35	17,4	607	64	20	16	V
Kambr	1974,2	0,009	-	0,23	2,4	-	-	-	-	-
	1985,7	0,004	n.w.	0,23	-	-	-	-	-	V
	1998,3	0,007	-	0,35	-	-	-	-	-	V
	2008,3	0,016	-	0,12	-	-	49	29	26	IV
	2024,2	0,009	0,005	0,14	-	626	-	-	-	IV
	2034,0	0,011	0,005	0,12	-	624	-	-	-	IV
	2046,0	0,032	0,005	0,59	1,1	646	74	19	7	IV
	2055,2	0,015	0,02	0,24	0,0	634	-	-	-	III
	2064,4	0,010	0,005	0,12	1,6	645	-	-	-	V
	2072,5	0,012	0,02	0,12	0,3	642	54	31	15	III
	2086,8	0,007	0,01	0,12	0,8	651	-	-	-	IV
	2096,1	0,019	n.w.	0,26	6,8	653	63	21	16	III
	2104,0	0,014	0,01	0,12	0,3	619	62	22	16	IV
	2112,1	-	0,005	0,12	3,7	638	-	-	-	III
	2124,4	0,017	0,005	0,12	0,3	614	67	11	22	V
	2134,1	0,004	0,005	0,12	0,0	667	-	-	-	V
	2146,3	0,012	0,005	0,41	1,3	606	62	22	16	III

T a b e l a 38 /c.d./

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	2152,2 2163,8 2175,2 2187,2 2192,0 2204,2 2226,1 2239,0 2245,0 2257,2 2269,2 2281,8 2292,6 2302,8 2325,2 2332,5 2348,0 2354,2 2364,6 2378,6 2397,2 2404,2 2412,2 2425,0 2440,4 2452,7 2467,3 2474,6 2480,6 2489,8 2495,0	0,015 0,022 0,006 0,010 0,028 0,038 0,018 0,021 0,007 0,010 - 0,006 0,013 0,007 0,006 0,005 0,016 0,045 0,007 0,027 0,013 0,015 0,008 0,011 0,007 0,019 0,021 0,024 0,007 0,016 0,012	0,005 śl. śl. śl. śl. 0,005 0,005 0,005 śl. śl. śl. śl. 0,005 śl. śl. n.w. 0,01 0,005 0,005 0,005 0,005 0,01 śl. śl. śl. 0,005 0,02 0,005 0,04 śl.	0,12 0,23 0,35 0,35 0,35 0,73 0,47 0,29 0,23 0,47 0,53 0,35 0,23 0,47 0,23 0,35 0,23 0,35 0,35 0,29 0,02 0,23 0,47 0,12 0,35 0,42 0,23 0,23 0,23 0,42 0,41	1,1 3,7 0,3 1,3 7,0 1,3 4,7 0,0 0,3 3,4 2,6 4,0 1,1 0,3 2,6 - 0,8 0,5 0,3 0,0 0,0 0,0 5,6 1,1 0,0 0,0 0,0 0,0 0,5 0,8 1,8	611 591 608 632 617 619 625 628 638 621 636 640 614 686 631 699 603 630 649 631 674 633 633 640 634 635 627 643 648 614 631	- 58 - 61 - 76 - 70 - 55 - - 61 - - - 77 42 - 87 - 44 61 - - 39 - 68 - 65 -	- 29 - 27 - 16 - 16 - 21 - - 21 - - - 11 28 - 8 - 25 17 - - 27 - 17 - 17 -	- 13 - 12 - 8 - 14 - 24 - - 18 - - - 12 30 - 5 - 31 22 - - 34 - 15 - 18 -	- III IV IV III III IV III IV V III IV V V V V V - V III III IV V V V V V V V V V

Kambr

- 284 -

T a b e l a 39
Średnie i graniczne wartości niektórych wskaźników geochemicznych starszego paleozoiku

Stratygrafia	Głębokość w m	Zawartość w %			Eh w mV	Skład grupowy bituminów w %		Stożenie morfologiczne	Średni % reprezentacyjny dla składu grupowego bituminów	Zawartość węglowodorów w %		Współczynnik migracji	Zawartość węglowodorów w % w skale	
		war-tosć miny	Corg	CO ₂		oleje	asfaltyny			war-tosć min.	śred.		w %	kg/m ³
Sylur	1667,5-196,8	min.	0,014	0,47	536	-	-	II	oleje	71 min.	57,0	0,028	0,013	-
		śred.	0,085	0,97	634	61	5 12	/III, IV/	żywie	20 śred.	59,5	0,044	0,040	1,8
		maks.	0,185	2,24	657	-	-	-	asfaltyny	9 maks.	61,0	0,095	0,073	-
Ordowik	1963,8-1990,7	min.	0,004	0,23	607	-	-	-	oleje	64 min.	-	-	-	-
		śred.	0,007	0,29	615	64	20 16	V/IV/	żywie	20 śred.	70,0	0,008	0,003	0,1
		maks.	0,012	0,35	624	-	-	-	asfaltyny	16 maks.	-	-	-	-
Kambr	1990,7-2497,6	min.	0,005	0,12	591	-	-	V	oleje	62 min.	53,0	0,004	0,002	-
		śred.	0,015	0,36	629	39	8 31	/III, IV/	żywie	19 śred.	64,0	0,017	0,004	0,1
		maks.	0,038	0,73	674	-	-	-	asfaltyny	19 maks.	73,0	0,036	0,008	-

Zestawia K. Tokarska

Barbara GONDEK

CHARAKTERYSTYKA WĘGLOWODORÓW

Kambr. W utworach kambru występują małe ilości zarówno całkowitej substancji organicznej, jak też bituminów /fig. 32/. Bituminy wykazują w całej niemal serii duże podobieństwo w budowie chemicznej, przy czym charakterystyczna jest tu obecność, bliżej niezidentyfikowanych, ale według danych spektrometrii w IR jednakowych związków tlenowych. Nie jest wykluczone, że mają one związek z pojawiającymi się w kambrze kwasami humusowymi. Zdecydowana większość badanych bituminów /szczególnie w seriach występujących poniżej 2350,0 m/ jest mało zmetamorfizowana lub silnie, wtórnie utleniona i zawiera niewielkie ilości węglowodorów. Warto tu wspomnieć, że nawet w tych próbkach, w których wzrasta ilość węglowodorów i poziom zmetamorfizowania, zaznacza się wyraźnie obecność tych samych, charakterystycznych dla całego kambru, związków tlenowych. Można to prześledzić na załączonych, typowych dla kambru, wykresach absorpcji bituminów o różnym stopniu zmetamorfizowania /fig. 33a,b,c/. Charakterystykę węglowodorów z utworów kambru podano w tabeli 40.

T a b e l a 40

Ilościowa i jakościowa charakterystyka węglowodorów występujących w utworach kambru

Głębokość m	Skład węglowodorów		Zawartość węglowodorów w %		Współczynnik migracji
	nasycone	aromatyczne	w bituminach	w skale	
2008,3-2046,0	67	33	32	0,005	0,036
2072,5-2086,8	73	27	28	0,003	0,025
2096,1-2112,1	68	32	32	0,006	0,032
2163,8-2226,1	64	36	24	0,006	0,018
2239,0	68	32	39	0,008	0,029
2257,2	53	47	16	0,002	0,004
2302,8-2325,2	72	28	33	0,002	0,006
2404,2-2425,0	60	40	20	0,002	0,007
2440,4-2467,3	55	45	17	0,003	0,009
2480,6	56	44	34	0,003	0,011
2489,8-2495,0	64	36	25	0,004	0,010

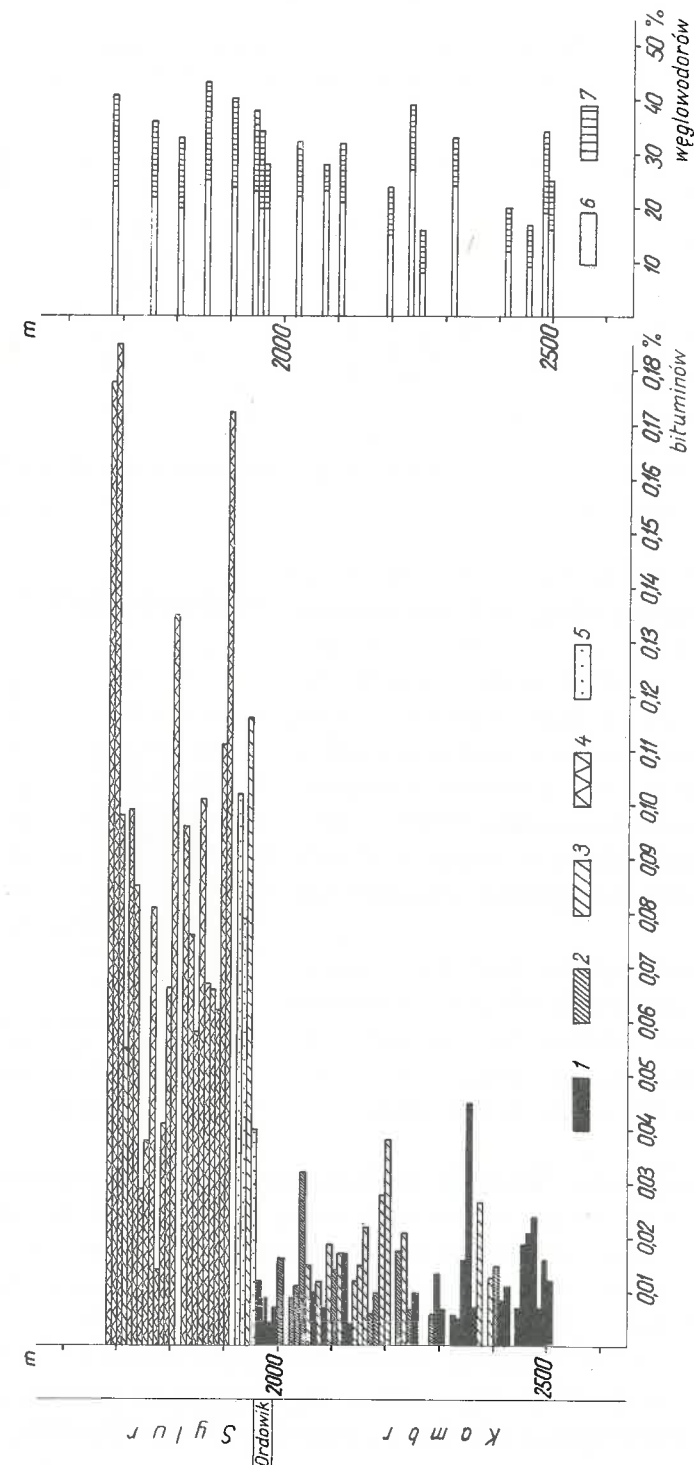


Fig. 32. Stopień zmetamorfizowania bituminów i występujące w nich węglowodory
1 - niski, 2 - średni, 3 - wysoki, 4 - mikropora, 5 - ropa naftowa, 6 - węglowodory nasycone, 7 - węglowodory aromatyczne

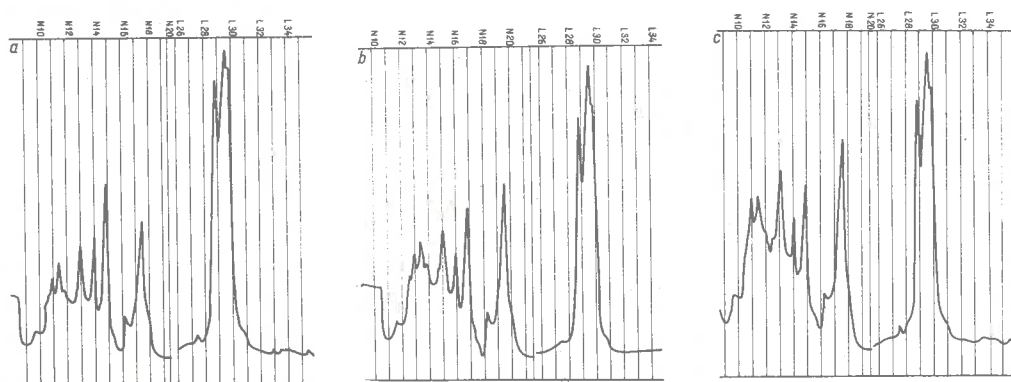


Fig. 33. Krzywe absorpcji ekstraktu bitumicznego w podczerwieni Kambr, głębokość: a - 2378,6, b - 2354,5, c - 2104,0 m

Ordowik. Bituminy ordowiku wykazują znaczne podobieństwo /fig. 34/ do bituminów kambru. Są nisko zmetamorfizowane, zawierają również omówione wyżej związki tlenowe oraz małe ilości węglowodorów /28%. Pewna różnica zaznacza się dopiero w składzie węglowodorów. W ordowiku wyraźnie dominują węglowodory nasycone /70%. Zarówno ilość węglowodorów w skale /0,003%, jak też współczynnik migracji /0,008/ są bardzo małe.

Sylur. Utwory syluru zawierają znacznie wyższą od przeciętnej ilość bituminów oraz niezbyt dużo substancji organicznej całkowitej. Można tu, z uwagi na rodzaj bituminów, wydzielić dwie serie skał.

1. Seria węglanowa, tworząca spągowe warstwy syluru zawiera wysoko zmetamorfizowane bituminy, wykazujące pewną analogię w wykresach absorpcji w IR /fig. 35a/ do bituminów ordowiku i kambru /w zakresie pasm absorpcji typowych dla związków tlenowych/. W węglowodorach występują związki nasycone i aromatyczne w bardzo zbliżonych ilościach. Badania w podczerwieni wykazały obecność długich łańcuchów parafinowych w węglowodorach nasyconych /fig. 35b/, co odróżnia te próbki zarówno od bituminów ordowiku i kambru, jak też od nadległych warstw

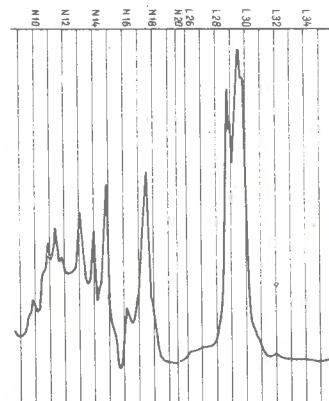


Fig. 34. Krzywa absorpcji ekstraktu bitumicznego w podczerwieni Ordowik, głęb. 1967,6 m

syluru. Odrębną budowę mają także węglowodory aromatyczne tej serii /fig. 36a/.

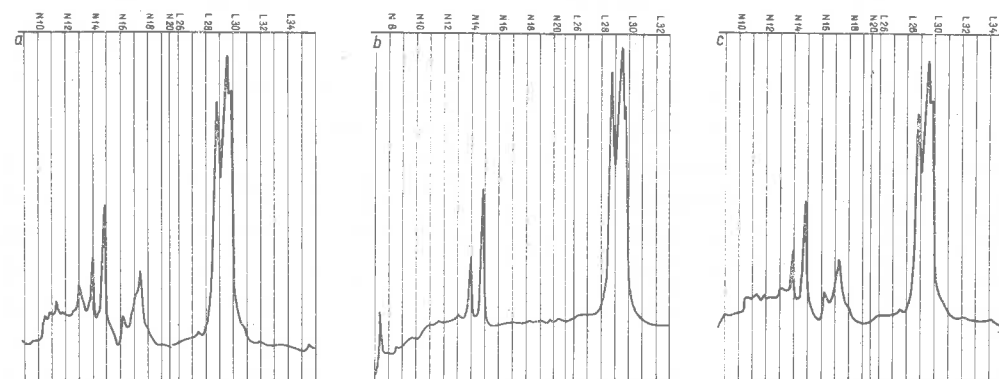


Fig. 35. Krzywe absorpcji ekstraktu bitumicznego w podczerwieni Sylur, głębokość: a - 1948,2, b - 1956,2, c - 1687,2 m

2. Seria łupków około 350-metrowa, zawierająca duże ilości bituminów o charakterze mikroropy, a nawet ropy naftowej, których budowa jest identyczna w całej miąższości serii /fig. 36b, c/. W bituminach tych występuje stosunkowo mała, jak na tak wysoki poziom zmetamorfizowania, ilość węglowodorów, w których do 40% stanowią aromaty. Węglowodory aromatyczne są bardzo charakterystyczne dla bituminów syluru, gdyż w całej serii mają one identyczną budowę i rozmieszczenie podstawników alifatycznych /fig. 36c/.

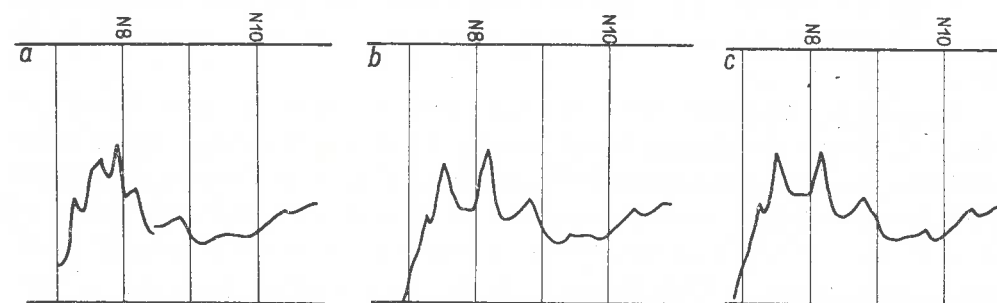


Fig. 36. Krzywe absorpcji węglowodorów aromatycznych w podczerwieni Sylur, głębokość: a - 1956,2, b - 1808,2, c - 1687,2 m

Duża ilość bituminów, ich wysoki poziom przemian, mała zawartość w bituminach węglowodorów i znaczna ilość aromatów /fig. 36b/ przy pod-

wyższych współczynnikach migracji /tab. 41/ wskazywać mogą na to, że skały syluru w wierceniu Tłuszcz generowały lub generują dotychczas ropę naftową.

T a b e l a 41

Ilościowa i jakościowa charakterystyka węglowodorów występujących w utworach syluru

Głębokość m	Skład węglowodorów		Zawartość węglowodorów w %		Współczynnik migracji
	nasycone	aromatyczne	w bituminach	w skałe	
1687,2	59	41	41	0,073	0,095
1751,5	61	39	36	0,014	0,030
1808,2	60	40	33	0,045	0,041
1855,5	57	43	43	0,043	0,052
1910,0	61	39	40	0,069	0,031
1942,3	61	39	38	0,022	0,031
1956,2	58	42	34	0,013	0,028

Krystyna SZPANIER

CHARAKTERYSTYKA NIEWĘGLOWODOROWYCH SKŁADNIKÓW BITUMINÓW

W otworze Tłuszcz IG 1 zbadano w podozerwieni związki niewęglodorowe bituminów w wybranych próbkach z utworów kambru, ordowiku i syluru.

Związki niewęglodorowe bituminów kambru badano na głębokości od 1998,3 do 2495,0 m. Wyniki badań absorpcji wykazują daleko idące podobieństwo, /niemal identyczność/ wydzielonych frakcji, zarówno związków niewęglodorowych z frakcji olejów, jak i żywic i asfaltenów /fig. 37/. Widoczna jest również na wykresach charakterystyczna więź między żywicami i asfaltenami z tych utworów. Występujące zmiany związane są jedynie ze wzrostem ilości połączeń parafinowych w strukturze żywic w stosunku do asfaltenów.

W budowie omawianych substancji, tzn. związków niewęglodorowych bituminów kambru, bierze udział również duża ilość struktur aromatycznych. Te i poprzednio wymienione właściwości wskazują, zarówno na

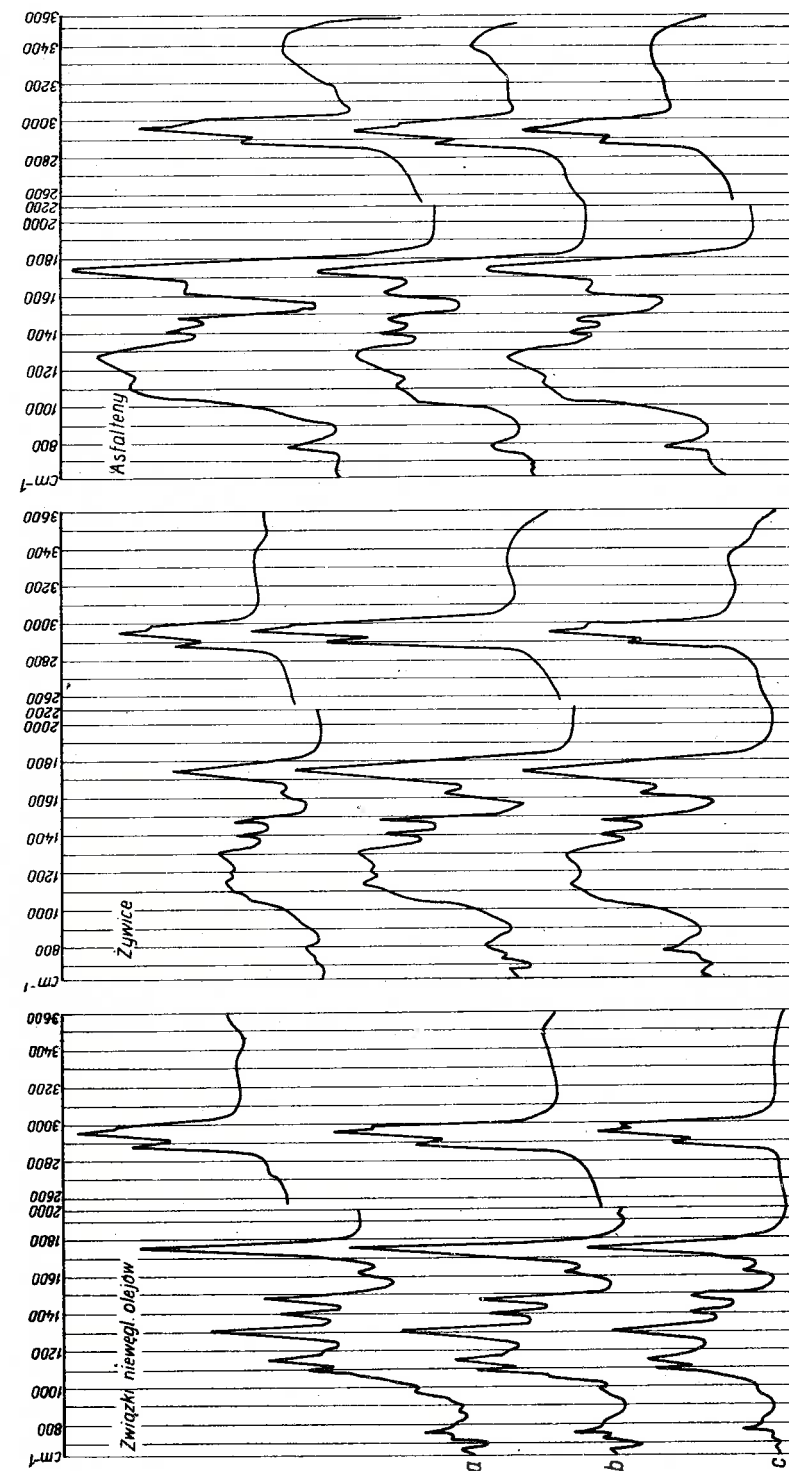


Fig. 37. Krzywe absorpcji frakcji związków niewęglodorowych bituminów w podozerwieni Kambr, głębokość: a - 2072,5, b - 2425,0, c - 2495,0 m

syngenetyczność żywic i asfaltenów z utworami kambru, jak i na podobny przebieg zachodzących w nich procesów metamorfizmu. Trochę odmienne koleje przemian substancji bituminoznej widać na wykresach absorpcji asfaltenów z głębokości 2008,3-2086,8 m, na których absorpcja typowa dla struktur aromatycznych jest podwyższona. Absorpcja charakterystyczna dla związków tlenowych wzrasta niewspółmiernie do pozostałych próbek, co wskazuje na istnienie w tych warstwach procesów utleniających /fig. 38/. Wykresy dla frakcji związków niewęglowodorowych olejów z wszystkich próbek utworów kambru ujawniają istnienie w nich specyficznych struktur tlenowych, charakteryzujących się dużą absorpcją w pasmach 1050-1150 cm^{-1} i pasmie około 1300 cm^{-1} .

Znamienne jest bardzo duże podobieństwo wykresów absorpcji żywic i asfaltenów bituminów kambru omawianego wiercenia, do wykresów absorpcji tych związków z utworów kambru w wierceniu Okuniew IG 1. Ponadto w związkach olejowych z kambru w obu wierceniach pojawia się szczególna, bardzo duża absorpcja dla struktur tlenowych w tym samym pasmie tj. 1050-1300 cm^{-1} , nieco tylko odmiennego rodzaju /fig. 37/.

Z utworów ordowiku zbadano niewęglowodorową część bituminów tylko dla próbki wapienia z głębokości 1967,6 m, w której podobieństwo pomiędzy żywicami i asfaltenami jest tak duże, że należy zakładać identyczność ich struktury i brak jakichkolwiek procesów w kierunku zmetamorfizowania tej substancji. Ponieważ związki niewęglowodorowe olejów są identyczne z frakcją bituminów kambru, zatem wyniki badań absorpcji świadczyłyby o migracji bituminów z niżej położonych serii utworów kambryjskich /fig. 39a, b/.

W części niewęglowodorowej bituminów utworów syluru występuje wysoka absorpcja dla struktur aromatycznych /raczej pierścieni skondensowanych/ i dla grup metylenowych. Równocześnie zaznacza się wyraźniej jej podwyższenie dla nasyconych układów pierścieniowych /fig. 39b/.

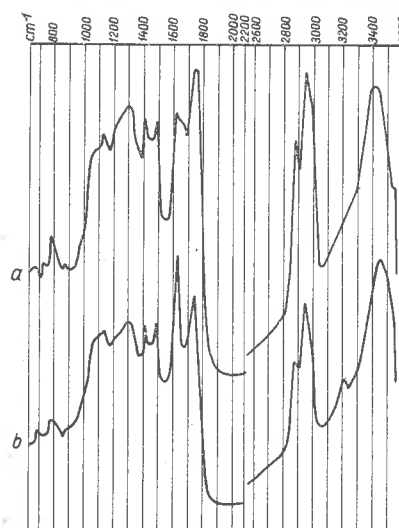


Fig. 38. Krzywe absorpcji asfaltenów w podozerwieni Kambr, głębokość: a - 2008,3, b - 2086,8 m

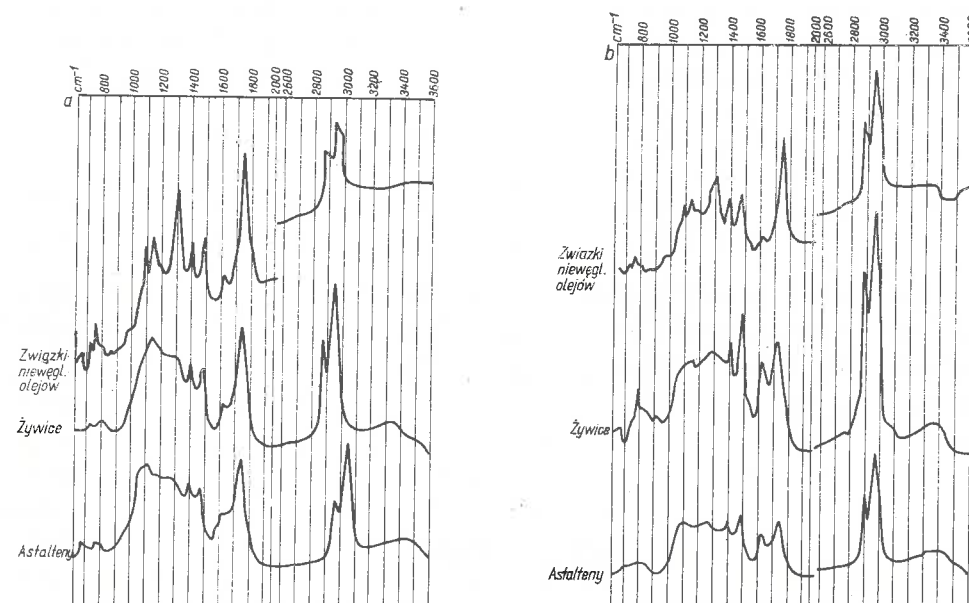


Fig. 39. Krzywe absorpcji frakcji związków niewęglowodorowych bituminów w podozerwieni

a - ordowik, głębokość 1967,6, b - sylur, głębokość 1956,2 m

Obserwuje się ponadto wyjątkowe zjawisko dla tego rodzaju substancji, a mianowicie w asfaltenach absorpcja dla grup - CH_2 znacznie przewyższa absorpcję, spowodowaną przez grupy strukturalne - CH_3 . Wykresy absorpcji dla żywic i asfaltenów są podobne w całym przekroju tego okresu, z wyjątkiem utworów spągowych syluru, dla których absorpcja struktur cyklicznych, a właściwie aromatów, jest znacznie podwyższona w stosunku do utworów nadległych. Równocześnie i dla struktur parafinowych, zarówno w asfaltenach, jak i żywicach absorpcja jest bardzo duża.

Pewne różnice w budowie strukturalnej badanych frakcji bituminów obserwuje się także dla próbki z głębokości 1910,0 m. Zmiany strukturalne sygnalizuje mniejsza absorpcja dla układów policyklicznych nasyconych, a nieznacznie większa dla struktur aromatycznych. Wydaje się, że ta substancja była w mniejszym stopniu uwodorniona. Jak się okazało, w próbce skały z tej głębokości jest w ogóle parokrotnie więcej substancji organicznej i bituminów niżeli w próbkach sąsiednich.

Duża absorpcja związana z obecnością większej ilości struktur aromatycznych we frakcjach niewęglowodorowych omawianych bituminów, przy równoczesnej podwyższonej absorpcji dla struktur naftenowych i parafi-

nowych, świadczy wyraźnie o istnieniu w nich procesów uwodornienia, a zatem o prawdopodobnym trwaniu procesów metamorfizmu w substancji organicznej utworów syluru.

Jadwiga Martyna NOWAK

ZWIĄZKI PORFIRYNOWE NIKLU I WANADU W UTWORACH PALEOZOIKU

Badania nad występowaniem związków porfirynowych w ropach naftowych oraz w rozproszonej substancji bitumicznej skał, wchodzi w skład kompleksowych badań geochemicznych prowadzonych w aspekcie poszukiwania ropy naftowej. Istotne znaczenie jakie związki porfirynowe posiadają dla problematyki genezy i migracji ropy naftowej sprawia, że połączenia te stanowią ważny wskaźnik przy wytyczaniu perspektyw ropo- nośności. Porfirynowa charakterystyka bituminów i rop naftowych, obok sugestii dotyczących pokrewieństwa genetycznego badanych substancji, dostarcza bowiem szeregu informacji na temat wczesnych warunków środowiskowych panujących w osadach, syn- i epigenetyczności zawartej w skale substancji bitumicznej oraz macierzystości skał.

Przeprowadzone, dla wiercenia Tłuszcz IG-1, badania nad występowaniem związków porfirynowych objęły bituminy kambru, ordowiku i syluru /fig. 40/. Notowane zróżnicowanie w porfirynowej charakterystyce bituminów skonfrontowane zostało z zespołem innych badań geochemicznych, co pozwoliło ocenić bituminy różnowiekowych utworów pod kątem ich genetycznego związku z osadami. Dostarczyło ono także przesłanek o warunkach sedymentacji oraz zmianach, jakie w charakterze tego środowiska mogły wystąpić w okresach późniejszych.

Korelacje jakie zostały uwzględnione przy interpretacji wyników, obejmują analizę zróżnicowania związków porfirynowych na tle: 1/ całkowitej zawartości węgla organicznego w skale / C_{org} /; 2/ zawartości substancji bitumicznej oraz stopnia jej zmetamorfizowania /określanego według klasyfikacji stosowanej przez B. Gondek/; 3/ oksydacyjno-redukcyjnych warunków środowiska skalnego / E_h /; 4/ litologicznego wykształcenia osadów.

Oznaczanie związków porfirynowych przeprowadzono metodą spektrofotometryczną na podstawie analizy absorpcyjnych widm acetonowych ekstraktów skał /w zakresie widzialnym oraz bliskiego UV/.

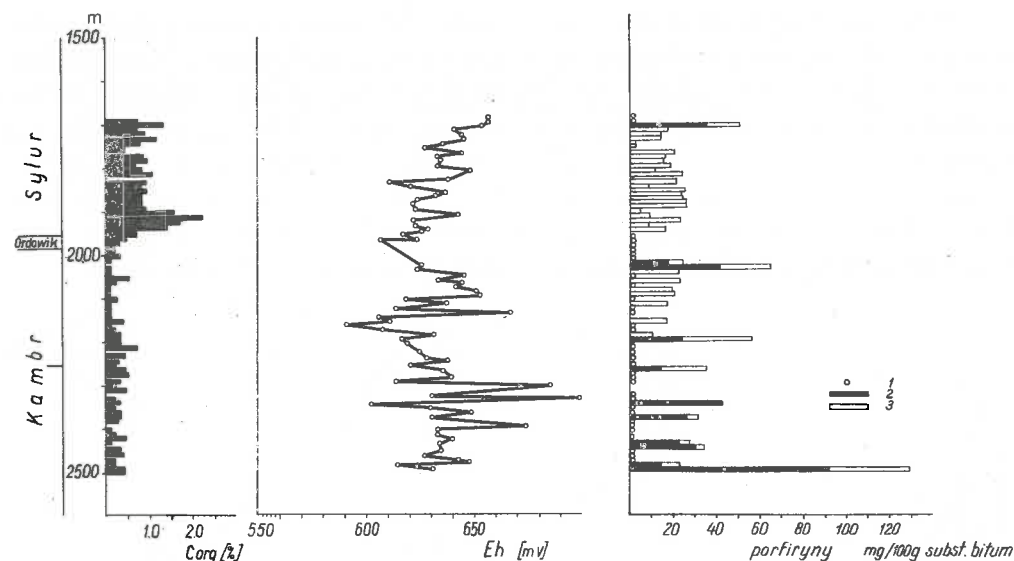


Fig. 40. Profil metalo-porfirynowych związków niklu i wanadu
1 - brak związków porfirynowych, 2 - niklowe kompleksy porfirynowe,
3 - wanadylowe kompleksy porfirynowe

Kambr. W obrębie utworów kambru wyróżniono serię naprzemianległych osadów mułowcowo-piaszczystych /2226,1-2495,0 m/ o niskiej zawartości słabo zmetamorfizowanych bituminów, które z reguły nie ujawniają obecności związków porfirynowych. Odosobnione przypadki występowania śladowych ilości porfiryn, w skład których wchodzi kompleksy niklowe i wanadylowe /fig. 41a/, notuje się w warstwach mułowców, łupków ilastych lub mułowców piaszczystych, o zdecydowanie redukcyjnym charakterze środowiska skalnego. Zależność między obecnością porfiryn a typem litologicznym odzwierciedla wzmożoną koncentrację substancji organicznej w osadach pelitowych, a także dogodne warunki jakie osady te stwarzają zazwyczaj dla przeobrażeń tej substancji i zachowania związków porfirynowych.

Omówiona charakterystyka pozwala przyjąć, że bituminy wydzielonej serii osadów mają charakter syngenetyczny i podlegały okresowo wpływom czynników utleniających. Wtórne procesy utleniania obniżyły poziom zmetamorfizowania bituminów. Spowodowały także zniszczenie związków porfirynowych, zachowując je częściowo tylko wtedy, gdy pierwotnie występowały one w podwyższonej koncentracji, a środowisko skalne tworzyło dodatkowe zabezpieczenie dla ich zachowania.

Odmienną charakterystykę porfiryńową wykazują bituminy serii piaszczystych z głębokości 1998,3-2204,2 m. Obserwuje się tutaj występowanie bituminów wyżej zmetamorfizowanych, które w większości przypadków ujawniają obecność wanadylowych kompleksów porfiryńowych /fig. 41b/. Koncentracja związków porfiryńowych pozostaje jednak na poziomie wartości śladowych. Większa częstotliwość występowania związków porfiryńowych oraz odmienny ich charakter pokrywają się z podwyższonym stopniem zmetamorfizowania substancji bitumicznej.

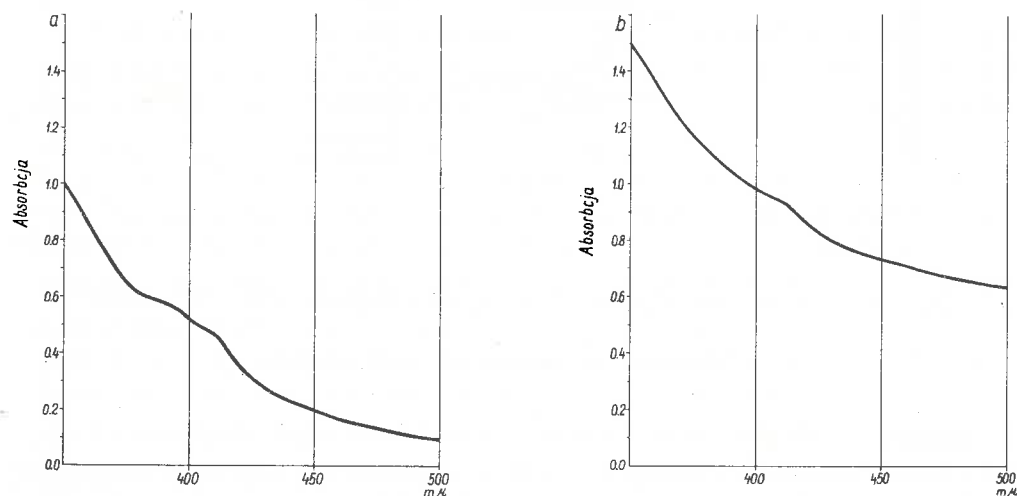


Fig. 41. Absorpcja w ultrafiolecie acetonowego ekstraktu bitumicznego /w CHCl_3 /
Kambr, głębokość: a - 2495,0, b - 2064,4 m

Obserwowane współzależności, łącznie z notowanym współcześnie redukcyjnym charakterem środowiska skalnego, pozwalają sądzić, że omawiane warstwy znajdowały się okresowo w strefie wpływu czynników utleniających. Niekorzystne warunki środowiska należy odnieść do wczesnego okresu powstawania osadów.

Ordowik. Bituminy utworów ordowiku charakteryzuje nieobecność związków porfiryńowych, co łączy się z niską zawartością substancji bitumicznej w skale oraz niskim poziomem jej zmetamorfizowania. Dość znaczna zawartość substancji organicznej jaka cechuje te utwory pozwala sądzić, że niekorzystne dla przemian substancji organicznej warunki środowiska występowały we wczesnym okresie sedymentacji.

Sylur. W utworach syluru notuje się duże ilości wysoko zmetamorfizowanych bituminów o bardzo jednolitej charakterystyce porfiryńowej.

Dla całej serii osadów ilastych obserwuje się występowanie śladowych ilości porfiryń wanadylowych /fig. 42/. Wyjątek stanowi mikroropa występująca w spągowej warstwie mułowcowo-dolomitycznej. Nie ujawnia ona obecności związków porfiryńowych.

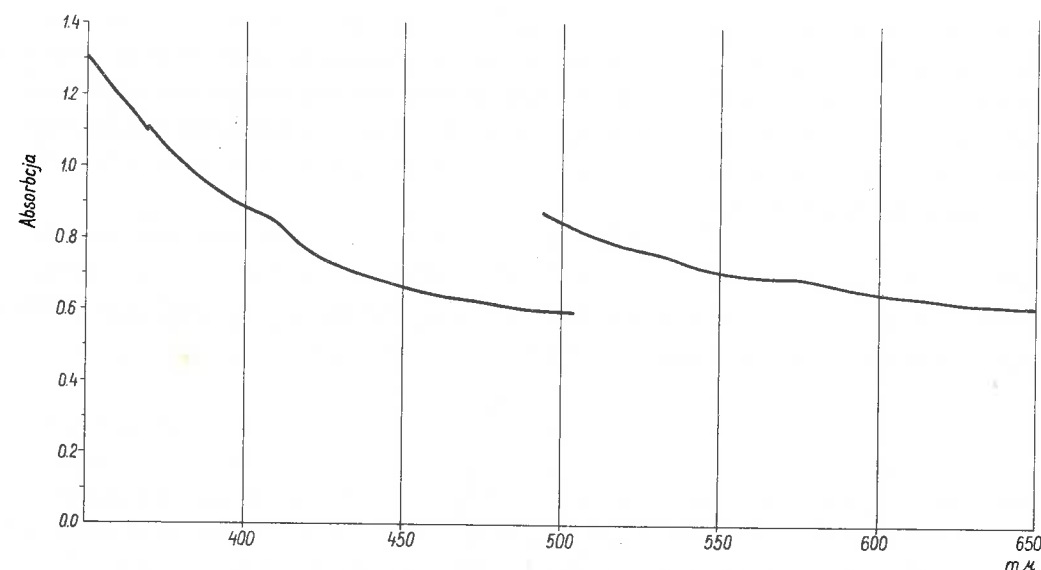


Fig. 42. Absorpcja w ultrafiolecie acetonowego ekstraktu bitumicznego /w CHCl_3 /
Sylur, głębokość 1825,7 m

Omówiona charakterystyka porfiryńowa bituminów syluru, w powiązaniu z podwyższoną zawartością C_{org} w skale oraz z wysoko zmetamorfizowanym charakterem substancji bitumicznej, nasuwa pewne trudności interpretacyjne. Niska koncentracja związków porfiryńowych nie daje bowiem pozytywnej przesłanki dla uznania omawianych serii za macierzyste skały ropy naftowej. Brak potwierdzenia w porfiryńowej charakterystyce bituminów, macierzystości utworów syluru nie wyklucza jednak tej możliwości.

Zespół ogólnych badań geochemicznych oraz wnioski B. Gondęk, oparte na szczegółowych badaniach węglowodorowych składników substancji bitumicznej wskazują na syngenetyczny z osadami charakter bituminów syluru oraz na duże prawdopodobieństwo generowania przez te serie ropy naftowej.

Niska zawartość związków porfiryńowych w substancji bitumicznej skał jest najprawdopodobniej rezultatem wpływu niekorzystnych dla zachowania

Niska zawartość związków porfiryńowych w substancji bitumicznej skał jest najprawdopodobniej rezultatem wpływu niekorzystnych dla zachowania tych połączeń warunków utleniających, jakim przejściowo mogła podlegać nagromadzona w osadach substancja organiczna. Warunki te należy odnieść do wczesnego okresu historii osadów, poprzedzającego fazę ich konsolidacji.

Należy zaznaczyć, że odnotowane w przypadku wiercenia Tłuszcz IG 1 przejściowe warunki utleniające, jakie wystąpiły w osadach syluru miały charakter lokalny, ponieważ na obszarze obniżenia podlaskiego w utworach tego piętra notuje się na ogół wysoką koncentrację związków porfiryńowych, która potwierdza macierzystość osadów syluru, wskazując zarazem na trwałe utrzymywanie się w osadach warunków redukcyjnych /J. M. Nowak 1969/.

Macierzystość utworów syluru na obszarze obniżenia podlaskiego została również stwierdzona w innych, kompleksowych badaniach geochemicznych prowadzonych pod kierunkiem J. Calikowskiego i B. Gondek /1972/.

Stanisław DEPOWSKI

WYNIKI BADAŃ POZIOMÓW SKAŁ ZBIORNIKOWYCH PALEOZOIKU I MEZOZOIKU

W S T Ę P

Badania na przypływ wytypowanych materiałów geologicznych i geofizycznych oraz poziomów skał zbiornikowych paleozoiku i mezozoiku, przeprowadzonych w otworze Tłuszcz IG 1, wykonano w celu uzyskania danych o występowaniu węglowodorów. W tym przypadku należało stwierdzić obecność bezpośrednich przejawów występowania ropy lub gazu oraz, przez poznanie charakteru i stopnia mineralizacji wód podziemnych, uzyskać pośrednie dane o możliwości występowania złóż węglowodorów.

Poziomy skał zbiornikowych do badań wytypowali S. Depowski i J. Królicka. Dwa aneksy do badań opracował dodatkowo S. Depowski. Badania nadzorowali B. Areń i S. Depowski.

Analizy chemiczne wód podziemnych zostały wykonane w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego przez H. Jasińską i W. Zielińską oraz w Laboratorium Balneotechnicznym i Mikrobiologicznym w Warszawie, należącym do Przedsiębiorstwa Państwowego Obsługa Techniczna Uzdrowisk. Analizy chemiczne gazów wykonali M. Sztukowski w Instytucie Geologicznym oraz A. Kulczycka i A. Czarniecka w Laboratorium Przedsiębiorstwa Państwowego Poszukiwania Naftowe w Krakowie.

Wiercenie otworu rozpoczęto 8.XII.1960 r., ukończono 10.II.1963 r. na głębokości 2953,8 m.

Otwór miał następującą konstrukcję: rury średnicy 13 3/8" do głębokości 232,0 m cementowane, rury $\varnothing$ 9 5/8" do głębokości 1692,0 m cementowane, rury średnicy 6 5/8" do głębokości 2270,1 m cementowane. Przed przystąpieniem do badań zlikwidowano z powodu awarii skończony odcinek otworu od spodu /2953,8 m/ do głębokości 2713,0 m. Likwidacja ta polegała na zacementowaniu wspomnianego odcinka otworu.

Wyniki analiz chemicznych
według Głównego Laboratorium

Poziom wodonośny głębokość w m* /przedział perfo- racji rur okła- dzinowych/	Ciężar właściwy G/cm ³	pH	Sucha pozosta- łość mg/l	Oznaczenia		
				Jed- nost- ki	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Kambr dolny, piaskowce	1,1355	7	188000	mg/l	28600	1470
2278-2270 m				mwal	1427	121,1
Kambr dolny, piaskowce	1,1077	7	146100	mg/l	21900	1960
2237-2232 m, 2219-2216 m				mwal	1090,8	161
Kambr dolny, piaskowce	1,0903	7	123900	mg/l	18000	1700
2174-2172 m, 2158-2156 m, 2152-2150 m, 2146-2144 m				mwal	897,2	137,6
Ordowik, dolomity i wapienie	1,0739	7	101000	mg/l	13700	297
1980-1976 m 1965-1962 m				mwal	683,6	24,4
Sylur - ludlow, iłowce laminowane z oienkimi wkład- kami wapieni	1,0603	7	81600	mg/l	7000	1870
1740-1692 m				mwal	347,8	153,4
Trias - kajper, piaskowce	1,0208	6	43100	mg/l	3360	1300
1315-1300 m				mwal	167,6	105,7
Jura, baton - wezul ? piaskowce	1,0019	8,1	2062,25	mg/l	2084	7,78
1098-1088 m				mwal	1,04	0,64
Jura - oksford, wapienie	1,0011	7	836	mg/l	22	13
				mwal	1,1	1,3

Głębokość podawana według pomiarów geofizycznych, tj. od stożu wiert

wód podziemnych
Instytutu Geologicznego

T a b e l a 42

chemiczne								Uwagi
Fe ³⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Br ⁻	J ⁻	
117	37700	1300	120500	327	110	1280	0,0	J ⁻ - 2,53 wg ana- lizy wykonanej w laboratoriach Zdrowia i Op. Społ. Solanka pachnia- ła silnie węglo- wodorami i była zgazowana
6,7	1638	327,4	3400	6,8	1,8	16,0	-	
108	29750	1120	89000	636	67	945	3	
58	1293,5	28,6	2508	13,2	1,1	11,8	-	
49	23500	900	73350	835	55	774	2	
2,6	1021,8	22,5	2068	17,4	0,9	9,7	-	
50	20500	670	59600	930	128	591	2	
2,7	891,3	17,1	1680	19,4	2,1	7,4	-	
śląd	20000	365	48700	1980	104	267	4	Zapach siarko- wodoru
	869,6	9,3	1375	41,2	1,7	3,3	0,03	
5	10500	180	26500	1100	0,0	135	0,0	
0,3	456,5	4,6	746	22,8	-	1,7	-	
/Fe ²⁺ / ślady	660	19,00	674,00	119,60	549,16	1,55	0,32	NH ₄ = 5,00 mg/l Mn ²⁺ = ślady, Al ²⁺ = ślady Analiza wykonana w laboratorium Min. Zdrowia i Opieki Społecznej
	28,70	0,49	19,15	2,49	9,00	0,02	0,03	
śląd	280	16	231	79	388	1	0,0	Twardość węglanowa 17,50 tw. Twardość ogólna 17,50 tw.
	12,2	0,4	6,5	1,6	6,3	-	-	

niczego - 3 m od powierzchni ziemi.

PRZEBIEG I WYNIKI BADAŃ

3.VII.1963 r. z nieoruruwanej części otworu /2713,0-2270,0 m/ uzyskano samowypływ silnie zmineralizowanej i zgazowanej solanki, w ilości około 840 l/godz. Poziomem zbiornikowym dla wody były, według analizy materiałów geologicznych, piaskowce kambru dolnego, które można uznać za jedyne skały zbiornikowe wód podziemnych na badanym odcinku otworu. Występują one na głębokości 2487,2-2269,0 m. W pierwszym dniu samowypływu, ciśnienie na głowicy, po zamknięciu zasuwy wynosiło $3,5 \text{ kg/cm}^2$.

Na głębokości 827,0-842,0 m gaz uchodzący z solanki, po zapaleniu palił się nad nią 1-2 minuty niebieskawożółtym, wysokim na kilkadziesiąt centymetrów płomieniem. Zlikwidowano następnie dolną część otworu przez zacementowanie odcinka 2713,0-2278,0 m i zbadano przypływ z otwartego odcinka otworu na głębokości 2278,0-2270,0 m, tj. stropowej części piaskowców kambru dolnego. Uzyskano przypływ jeszcze silniej zgazowanej solanki, przy pobraniu której gaz palił się 2-3 minuty. Solankę pobrano, podobnie jak poprzednio, z głębszej części otworu, aby uniknąć sztucznego wzbogacenia jej w gaz. Ponieważ przy mineralizacji około 200 g/l , ciśnieniu $200-250 \text{ kg/cm}^2$ i temperaturze $40-60^\circ\text{C}$ rozpuszczalność gazu ziemnego wynosi w przybliżeniu $1-1,5 \text{ m}^3$ solanki /H. Long, G. Chierici, 1957/ zatem część gazu była prawdopodobnie w stanie wolnym.

Solankę tę poddano odgazowaniu, w celu zbadania składu procentowego rozpuszczonego w niej gazu. Analizę wykonał M. Sztukowski za pomocą aparatu "Chrom I". Skład gazu był następujący: CH_4 - 88,42, C_2H_6 - 2,77, C_3H_8 - 1,66, i. C_4H_{10} - 2,94, n. C_4H_{10} - 1,46, i. C_5H_{12} - 2,75%. Zdaniem M. Sztukowskiego gaz mógł zawierać więcej metanu, a nieco mniej cięższych węglowodorów, gdyż podczas odgazowywania solanki lżejsze składniki mogły się częściowo ulotnić. Azotu i gazów szlachetnych M. Sztukowski nie oznaczył. Analiza gazu została wykonana także w Pracowni Fizyko-Chemicznej Poszukiwań Naftowych w Krakowie, przez A. Kulozycką i A. Czarnecką. Do tej analizy gaz pobrano odgazowując solankę z czerpniętą łyżką wiertniczą ze spodu otworu. Analiza wykazała, że gaz miał skład następujący: CH_4 - 85,28, C_2H_6 - 4,42, C_3H_8 - 0,28, i. n. C_4H_{10} - 0,09, H_2 - 9,93%. Gaz charakteryzował korzystny skład chemiczny. Nie zawierał on żadnych składników utrudniających jego użytkowanie w przemyśle chemicznym i gospodarce komunalnej.

Z nieoruruwanej części otworu poniżej 6 5/8" pobrano dwie próbki wody do analizy. Próbkę pobrana z głębokości 25 m wykazała, że była to woda typu chlorkowo-sodowo-wapniowego o mineralizacji /sucha pozostałość/ 68 g/l , a woda pobrana tego samego dnia z głębokości 2324,0 m

należała również do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego, ale o mineralizacji $96,8 \text{ g/l}$. Obie analizy wykonała H. Jasińska w Głównym Laboratorium Instytutu Geologicznego. Powyższe próbki nie mogą być uznane za miarodajne, gdyż były zanieczyszczone wodą słodką z piaskowców dolnego kambru, wypełniającą otwór przed przystąpieniem do badania przypływu. W tabeli 42 podana jest natomiast analiza wody z poziomu 2270,0-2278,0m, której mineralizacja wynosi 188 g/l . Jest to również woda typu chlorkowo-sodowo-wapniowego i można ją uznać za reprezentatywną dla piaskowców kambru dolnego, od głębokości 2487,2 do 2269,0 m. Typ i stopień mineralizacji wody podziemnej powinien być podobny w całym omawianym poziomie, gdyż występowały tam tylko cienkie wkładki mułowców i iłowców. Badana była również przydatność wody z poziomów piaskowcowych, z głębokości 2487,2-2270,0 m dla celów leczniczych.

Na odcinku 2713,0-2487,2 m nie występowały zresztą skały zbiornikowe, gdyż od 2713,0 do 2497,6 m przewiercano łupki metamorficzne dolnego proterozoiku a od 2497,6 do 2487,2 m ciemnoszare iłowce kambru dolnego.

Otwór był usytuowany w odległości około 1 km od Jadowa i około 300 m na południe od drogi Jadów - Białystok, a więc jego odległość od znanej miejscowości letniskowo-wypoczynkowej Urle, w prostej linii wynosiła około 3 km. W związku z tym analizę wody wykonano w Laboratorium Balneotechnicznym i Mikrobiologicznym w Warszawie, podlegającemu Przedsiębiorstwu Państwowemu Obsługa Techniczna Uzdrowisk.

Próbkę wody do analizy pobrano dnia 6.VIII.1963 r., łyżką wiertniczą z głębokości 80 m, od wierzchu zarurowania przy czym woda przelewała się w tym czasie przez wierzch zarurowania. Wydajność na przelew wynosiła 14 l/min , nadciśnienie $3,5 \text{ kg/cm}^2$. Podczas nieprzerwanego łyżkowania wody z otworu, poziom wody w rurach zdołano obniżyć tylko do 160 m. Wyniki tej analizy i obserwacji według A. Jarockiej przedstawiają się następująco:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda wypływająca z otworu lekko mętna, spieniona od zawartości gazu /węglowodory, gaz palny/, pobrana łyżką mętna od subtelnej zawiesiny pochodzącej z urobku oraz spieniona od zawartości gazu; wydzielający się z wody bezpośrednio wylanej z łyżki gaz zapala się od płomienia zapalniczki. Woda pobrana do naczyń jest mętna. Po 48 godzinach stania w naczyniach zamkniętych na ich dnie powstaje 1-metrowa gruba warstwa osadu żelazistego.

Zapach: po wydobyciu brak szczególnego zapachu, poza lekkim zapachem węglowodorowym, częściowo pochodzącym z olejów smarowych z urządzeń wiertniczych.

Smak: bardzo słony, gorzkawy - piekący.

Badania fizyczne i fizykochemiczne

Temperatura wody mierzona na wypływie: 22°C.

Ciężar właściwy wody - 1,091 G/cm³ /pomiar aerometrem bezpośrednio po pobraniu wody/.

PH - 5,5. Odczyn wobec lakmusu i fenolftaleiny kwaśny, wobec metyloranzu - alkaliczny. Pozostałości po odparowaniu i wysuszeniu w temperaturze 105°C i 180°C nie można oznaczyć, ze względu na silną higroskopijność osadu. Spektrograficzna analiza jakościowa wykazała obecność śladowych ilości: B, Li, Si, V, Al, Cu, Pb, Ti, Sr.

Analiza szczegółowa

Kationy	miligramy	milivale	% milivale
K ⁺	725	18,54	0,84
Na ⁺	24000	1043,61	47,54
NH ₄ ⁺	36,04	2,00	0,09
Ca ²⁺	18324,58	914,40	41,65
Mg ²⁺	2042,88	168,00	7,65
Ba ²⁺	nie stwierdzono	-	-
Sr ²⁺	nie oznaczono	-	-
Fe ²⁺	1352,04	48,42	2,21
Mn ²⁺	10,16	0,37	0,02
razem		2195,34	100,00
Aniony			
Cl ⁻	77349,45	2181,50	99,17
Br ⁻	679,32	8,50	0,39
J ⁻	413,97	8,62	0,39
HCO ₃ ⁻	61,02	1,00	0,05
razem		2199,64	100,00

Kwasu metakrzemowego H₂SiO₃ nie oznaczono.

Suma składników stałych: 124996,99 mg/l.

Charakterystyka: woda 12,5% chlorkowo-sodowo-wapniowa, jodkowo-bromkowo-magnezowa, silnie żelazista.

Według orzeczenia A. Jarockiej woda zawiera 124997 mg/l składników stałych. Wśród anionów przeważa bezwzględnie jon chlorkowy Cl⁻ - 99,17% milivali, wśród kationów przeważają jony: sodowy Na⁺ - 47,54% i wapniowy Ca²⁺ - 41,65% milivali. Zawartość wapnia jest bardzo duża - 18,3 g/l. Woda zawiera ponadto 2,53 mg/l jodków i 674,32 mg/l bromków. Stosunek milivali J:Br przedstawia się jak 1:425. Stosunek ten w miligramach wynosi 1:270. W wodzie zwraca uwagę bardzo wysoka zawartość żelaza - 1352 mg/l oraz manganu - 10,16 mg/l. Te dwa składniki w dużej części pochodzą prawdopodobnie z orurowania, bowiem woda mając podwyższoną temperaturę i odczyn kwaśny - pH 5,5 łatwo rozpuszcza rury /żelazo i składniki towarzyszące/. W momencie pobierania próbek wody żelazo znajdowało się w roztworze. Następnego dnia duża część żelaza wytrąciła się z wody w postaci wodorotlenku żelazowego i osadziła na dnie naczyń. Pewna ilość pozostała zawieszona w wodzie, część natomiast pozostała w formie rozpuszczonej, jako Fe²⁺. Bezpośrednio do celów balneologicznych woda ta nie nadaje się, ewentualnie można by ją użyć po rozcieńczeniu do stężenia około 3%.

Ministerstwo Zdrowia i Opieki Społecznej nie zdecydowało się ostatecznie na przejęcie otworu z omówioną wodą, gdyż w perspektywie były możliwości uzyskania wód o odpowiedniejszej mineralizacji w permie i ewentualnie triasie.

Zlikwidowano więc otwór do głębokości 2331,9 m przez wypełnienie gęstą płuczką ilowo-cementową i wykonanie korka cementowego, którego wierzch po związaniu cementu stwierdzono na głębokości 2331,9 m. W tej sytuacji zbadano przypływ solanki z nieorurowanego odcinka otworu 2270,1-2331,9 m. W zasadzie solanka dawała się łyżkować tylko do głębokości 920,0-950,0 m. O wielkości przypływu może świadczyć fakt, że np. 23.VII.1963 r. złyżkowano w ciągu 16 godz. z głębokości 800,0-920,0 m około 24,5 m³ solanki, 24.VII.1963 r. około 14 m³ solanki z głębokości 800,0-950,0 m, a 25.VII.1963 r. z głębokości 550,0-920,0 m około 12 m³ solanki. Dla dokładniejszego zbadania przypływu gazu otwór zacementowano do głębokości 2278,0 m, a więc piaskowce odsłonięte były tylko od tej głębokości do 2270,1 m. Następnie złyżkowano płuczkę do głębokości 2200,0 m. 10.VIII.1963 r. łyżkowano już solankę z głębokości 2170,0 m. Sczerpano około 11500 l solanki o temperaturze 45°C, przy czym poziom solanki nie można było obniżyć.

W następnych dniach prowadzono dalsze badania:

11.VII.1963 r. - złyżkowano 5400 l solanki z głębokości 1900,0-2100,0 m,
12.VIII.1963 r. - złyżkowano 16400 l solanki z głębokości 1350,0-1690,0 m,

- 13.VIII.1963 r. - od godz. 8³⁰ do 12³⁰ poziom solanki w otworze podniósł się od głębokości 1478,0 do 1394,0 m, godz. 16³⁰ poziom 1302 m, godz. 20²⁰ poziom 1237,0 m,
14.VIII.1963 r. - godz. 8⁰⁰ poziom 1035,0 m, godz. 16⁰⁰ poziom 910,0 m, godz. 24⁰⁰ poziom 821,0 m,
15.VIII.1963 r. - godz. 8⁰⁰ poziom 728,0 m, pobrano solankę do analizy.

Solance towarzyszył gaz. Przypływu gazu bez solanki nie uzyskano jednak nawet ze stropowej części badanego poziomu płaskowego. W związku z tym założono korek mechaniczny do głębokości 2247,2 m i korek cementowy na odcinku 2247,2-2242,0 m. Łyżkowanie płuczki wiertniczej do głębokości 2242,0 m nie wykazało przypływu solanki, a więc korek był szczelny. Przed perforacją następnego poziomu wypełniono otwór wodą słodką. Rury 6 5/8" perforowano w dn. 20-21.VII.1963 r. od głębokości 2237,0 do 2232,0 i od 2219,0 do 2216,0 m. Z perforacji tej uzyskano przypływ solanki, której poziom nie dał się obniżyć łyżkowaniem poniżej 1352,0 m, pomimo szczypania np. 25.VIII.1963 r. około 24 000 l. W następnych dniach przeprowadzono obserwację ustalenia się poziomu solanki w otworze: 26.VIII.1963 r. poziom 186 m, 27.VIII.1963 r. - 87 m, 28.VIII.1963 r. - 87 m. Solankę do analizy pobrano z głębokości 2100,0 m i 2200,0 m. Miała ona nieco mniejszą mineralizację niż w poprzednio badanym poziomie, bo 146,100 g/l /tab. 41/. Można ją określić jako należącą do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego. Przejawów gazu nie zaobserwowano.

W rurach 6 5/8" założono następnie korek mechaniczny do głębokości 2182,9 m i cementowy od 2182,9 do 2179,0 m. Szczelność korka zbadano próbą ciśnieniową. Dnia 31.VIII.1963 r. perforowano rury 6 5/8" na odcinkach 2174,0-2172,0, 2158,0-2156,0, 2152,0-2150,0 i 2146,0-2144,0 m. Po perforacji nastąpił przypływ solanki o mineralizacji 123,900 g/l. Poziom jej ustalił się w głębokości 110 m. Po 16 godzinach obserwacji poziom ten nie uległ zmianie. Analiza /tab. 42/ chemiczna solanki pozwala zaliczyć ją do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego. O wielkości przypływu może świadczyć fakt, że 2.IX.1963 r. złyżkowano około 46 000 l solanki z głębokości 110,0 m, przy czym poziom się nie obniżył.

W celu należytego przebadania poziomów ordowiku założono korek mechaniczny na głębokości 1487,0 m i korek cementowy od głębokości 1987,0 do 1983,0 m. Szczelność korka zbadano próbą ciśnieniową. Dolomity i wapienie ordowiku perforowano od głębokości 1980,0 do 1976,0 m i od 1965,0 do 1962,0 m. Po perforacji nastąpił przypływ solanki o mineralizacji 101,000 g/l /tab. 42/. Przy łyżkowaniu solanki z głębokości 150,0-200,0 m 8.IV.1963 r. złyżkowano jej około 50 500 l. Solanka była bardzo brudna.

Następnie dodatkowo zacementowano rury 6 5/8" przy użyciu 32 ton cementu, który wtłoczono pod ciśnieniem końcowym 100 kg/cm² na głowicy. Pomiar temperatury elektrotermometrem wykazał, że cement poza rurami doszedł do głębokości 1080,0 m powierzchni ziemi. Strop korka cementowego w rurach stwierdzono na głębokości 1816,0 m. Szczelność korka cementowego potwierdził brak przypływu po złyżkowaniu płuczki 1-lowej do 1780,0 m. Po zapełnieniu otworu wodą perforowano co drugi metr rury 6 5/8" w stropowej części syluru od 1740,0 do 1692,0 m.

Po złyżkowaniu wody do głębokości 1451,0 m zauważono 20.IX.1966 r. przypływ solanki o zapachu siarkowodoru, przy czym poziom solanki podniósł się od godz. 14³⁰ do godz. 24⁰⁰ z głębokości 1451,0 do 585,0 m, pomimo złyżkowania około 7000 l. W następnych dniach solankę częściowo szczypano celem uzyskania miarodajnej próby do badań, a od dn. 24 do 28.IX.1963 r. prowadzono obserwację poziomu solanki w otworze. Poziom ten był ustabilizowany na głębokości 40,0 m i nie uległ zmianie w okresie obserwacji. Próbę do analizy pobrano łyżką wiertniczą z dna otworu 28.IX.1963 r. Wyniki analizy są podane w tabeli 41. Solankę można zaliczyć do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego.

Przypływ wody, mierzony przez podnoszenie się zwierciadła wody w otworze, po uprzednim szczypaniu jej do głębokości 1451,0 m przedstawiał się następująco:

1451,0-1255,0 m	-	1,95 l/s
1255,0-1108,0 m	-	0,73 l/s
1108,0- 908,0 m	-	0,50 l/s
908,0- 795,0 m	-	0,28 l/s
795,0- 585,0 m	-	0,26 l/s
585,0- 182,0 m	-	0,24 l/s
182,0- 131,0 m	-	0,13 l/s
131,0- 119,0 m	-	0,045 l/s
50,0- 40,0 m	-	0,018 l/s

Opisana poprzednio zmineralizowana woda została szczegółowo przebadana również w Laboratorium Balneotechnicznym i Mikrobiologicznym P.P. Obsługa Techniczna Uzdrowisk. Wyniki tych badań wykonanych pod kierunkiem A. Jarockiej przedstawiają się następująco:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda bezpośrednio po pobraniu mętna, po kilkunastu dniowym stanie w balonie woda klarowna, na dnie balonu brunatny osad żelazisty.

Zapach: słaby siarkowodorowy, który po kilku dniach przechowywania wody w naczyniu zanika.

Smak: słono-gorzki, piekący.

Badania fizykochemiczne

Temperatura wody mierzona w wiadrze bezpośrednio po wylaniu z łyżki, przy temperaturze otoczenia $8,3^{\circ}\text{C}$: $23,5^{\circ}\text{C}$.

Ciężar właściwy wody: $1,06 \text{ G/cm}^3$ /pomiar aerometrem przy otworze/.

PH - w chwili pobrania: około 6 /mierzone papierkiem uniwersalnym/: pH - z wody pobranej z balonu: 5,6 /pehametr typ 5A/, po około dwutygodniowym okresie przechowywania wody w naczyniu.

Analiza szczegółowa

W litrze wody stwierdzono:

Katony	miligramy	milivale	% milivali
Na^+	21500	934,90	64,03
K^+	300	7,67	0,53
Mg^{2+}	1752,04	144,08	9,87
Ca^{2+}	7374,72	368,00	25,20
Sr^{2+}	195,00	4,45	0,30
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	28,30	1,01	0,07
razem		1460,11	100,00
Aniony			
Cl^-	50278	1418,00	97,19
Br^-	42,36	0,53	0,04
J^-	6,33	0,05	0,00
SO_4^{2-}	1898	39,53	2,71
HCO_3^-	53,39	0,87	0,06
razem		1458,98	100,00

Suma składników stałych: 83428,83 mg/l.

Składniki niezdyssocjowane: siarkowodor H_2S I pomiar - 8,9 mg/l, II pomiar - 10,6 mg/l. Poza wymienionymi pierwiastkami jakościowa analiza spektrograficzna wykazała obecność: Al, B, Cu, Li /w ilościach śladowych/.

Charakterystyka: 8,3% woda chlorkowo-sodowo-wapniowa, jodkowo-bromkowa, żelazisto-siarczkowa.

Według orzeczenia A. Jarockiej woda z otworu Tłuszcz IG 1 z poziomu 1740-1692 m zawiera 83,4 g/l składników stałych. Wśród anionów

przeważa jon chlorkowy Cl^- - 97,19% milivali. Wśród kationów przeważa jon sodowy Na^+ - 64,03%, jon wapniowy Ca^{2+} - 25,20% milivali. Ponadto woda zawiera 28,3 mg/l żelaza, 42,36 mg/l bromków i 6,33 mg/l jodków oraz 8,9-10,6 mg/l siarkowodoru. Na tej podstawie wodę tę należy określić jako 8,3% wodę chlorkowo-sodowo-wapniową, jodkowo-brunkowo-żelazisto-siarczkową.

Woda ta ze względu na mineralizację nie nadawała się do bezpośredniego zastosowania w lecznictwie. W związku z tym autor opracowania, po porozumieniu ze służbą geologiczną Ministerstwa Zdrowia i Opieki Społecznej, postanowił rury $6 \frac{5}{8}$ " deperforować w interwale 1692,0-1592,0 m, licząc na uzyskanie dużego przypływu wody o mniejszej mineralizacji z wapieni i dolomitów cechsztynu. Przed perforacją wykonano w otworze /od 45,0 do 1810,0 m/ pomiar temperatury elektrotermometrem. Pomiar wykonano po przestoju, obejmującym okres 29.IX-4.X.1963 r., co umożliwiło przybliżone zorientowanie się w wielkości stopnia geotermicznego, a przede wszystkim określenie temperatury w badanym poziomie. Kolejną czynnością było dołączenie rur $6 \frac{5}{8}$ ", które po perforacjach wykonanych w głębokościach 1080,0-1079,0, 1078,0-1077,0 i 1076,0-1075,0 m zacementowano do powierzchni ziemi. Po tym udanym zabiegu perforowano 15.XI.1963 r. rury $6 \frac{5}{8}$ " od 1668,0 do 1590,0 m. Następnie po naprawie urządzenia 21.XI.1963 r. z głębokości 0,0-160,0 m złyżkowano około 18 400 l wody słodkiej, zapełniającej otwór podczas perforacji. Już 22.XI.1963 r. w otworze stwierdzono przypływ solanki, przy czym w ciągu 16 godz. od 60 do 160 m złyżkowano około 40 000 l.

Dalsze badania przypływu przedstawiały się następująco:

23.XI.1963 r. - złyżkowano około 45 000 l z głębokości 160,0 m, poziom solanki nie obniży się,

24.XI.1963 r. - złyżkowano około 19 800 l od 40,0 do 160,0 m, niżej solanka nie daje się złyżkować,

25.XI.1963 r. - złyżkowano około 15 000 l solanki.

Próbkę solanki do analizy pobrano 25.XI.1963 r. Szczegółowa analiza została wykonana w Laboratorium Balneologicznym i Mikrobiologicznym pod kierunkiem A. Jarockiej. Wyniki analizy były następujące:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda bezpośrednia po pobraniu mętna, po kilku-dniowym staniu w butelkach klarowna, na dnie butelek brunatny osad o charakterze żelazistym.

Zapach: w czasie pobierania próbki słaby zapach siarkowodoru, który po kilku dniach przechowywania w zamkniętym naczyniu zanika.

Smak: słono-gorzki.

Badania fizyczne i fizykochemiczne

Temperatura wody w chwili pobierania: 13°C.

Temperatura otoczenia: 5,7°C.

Ciężar właściwy: 1,0586 G/cm³

PH wody w chwili pobierania: 5,5 /mierzone uniwersalnym papierkiem wskaźnikowym/. PH 10% obj. roztworu - po 4-miesięcznym przechowywaniu w laboratorium 5,9 /pehametr typ 5A/.

Analiza szczegółowa

W 1 litrze wody mineralnej stwierdzono:

Kationy	miligramy	milivale	% milivali
Li ⁺	nie stwierdzono	-	-
Na ⁺	21250	924,03	65,80
K ⁺	230	5,88	0,42
NH ₄ ⁺	125	6,93	0,49
Ca ²⁺	6412,8	320,00	22,79
Sr ²⁺	150	3,42	0,25
Mg ²⁺	1751,04	144,00	10,25
Ba ²⁺	nie stwierdzono	-	-
Fe ²⁺	0,15	0,01	0,00
Mn ²⁺	0,3	0,01	0,00
razem		1404,28	100,00
Aniony			
Cl ⁻	43398,81	1365,00	97,61
Br ⁻	337,5	4,22	0,30
J ⁻	6,86	0,05	0,00
SO ₄ ²⁻	1320	27,48	1,96
HCO ₃ ⁻	106,78	1,75	0,13
razem		1398,50	100,00

Składniki niezdyssocjowane: siarkowodor H₂S - 3,75 mg/l, kwas metaborowy HBO₂ - ślady.

Suma składników stałych: 80092,99 mg/l.

Charakterystyka: 8% woda chlorkowo-sodowo-wapniowa, jodkowo-bromkowo-strontowa.

Według orzeczenia A. Jarockiej woda z otworu Tłuszcz IG 1 - poziom wodonośny 1740,0-1592,0 m zawiera 80 g/l składników stałych. Wśród anionów przeważa zdecydowanie jon chlorkowy Cl⁻ - 97,61% milivali,

wśród kationów przeważają jony: sodowy Na⁺ - 65,80%, wapniowy Ca²⁺ - 22,74% milivali. Woda zawiera 6,86 mg/l jodu, 337,5 mg/l bromu oraz 150 mg/l strontu. Na tej podstawie wodę tę należy określić jako 8% wodę chlorkowo-sodowo-wapniowo-jodkowo-bromkowo-strontową.

Ministerstwo Zdrowia i Opieki Społecznej nie zdecydowało się ostatecznie na przyjęcie otworu z omówioną wodą mineralną. Wobec tego po zlikwidowaniu otworu do 1404,0 m przez wykonanie korka cementowego przystąpiono do badania poziomów wodonośnych triasu i jury. Po zbadaniu z pozytywnym wynikiem szczelności korka cementowego 22.XII.1965 r. perforowano poziom piaskowców kajpru /1315,0-1300,0 m/ strzelano co drugi metr po 10 strzałów, w sumie oddano 80 strzałów/. Po perforacji nastąpił przypływ wody słonej o mineralizacji 43,100 g/l /tab. 41/. Obserwację przypływu przeprowadzono w okresie 26.XII.1963 r. - 1.I. 1964 r.

26.XII.1963 r. - złyżkowano około 24 000 l wody, od 4,0 do 230,0 m,
 27.XII.1963 r. - złyżkowano około 22 000 l wody, od 4,0 do 400,0 m,
 28.XII.1963 r. - złyżkowano około 12 000 l solanki, od 4,0 do 215,0 m po sozerpaniu wody do głębokości 120,0 m obserwowano poziom przez 1 godzinę; poziom wody podniósł się o 70 m,
 30.XII.1963 r. - złyżkowano około 12 000 l wody, od 14,0 do 130,0 m,
 31.XII.1963 r. - złyżkowano około 8000 l wody, od 10,0 do 150,0 m. Szybkość podnoszenia się poziomu wody w otworze była obserwowana jeszcze 1.I.1964 r., gdy po złyżkowaniu wody od głębokości 14 m do 150 m stwierdzono, że w ciągu 1 godziny poziom wody podniósł się do głębokości 95,0 m.

Analiza tej wody została również wykonana w Laboratorium Balneotechnicznym i Mikrobiologicznym w Warszawie, przy czym próbę wody do analizy pobrano 31.XII.1963 r. z głębokości 1200 m.

Według A. Jarockiej wyniki analizy były następujące:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda bezbarwna, przezroczysta, na dnie i ścianach butelki brunatny osad o charakterze żelazistym.

Zapach: bez zapachu.

Smak: słony.

Badania fizyczne i fizykochemiczne

Temperatura wody w chwili pobierania: 20°C.

Ciężar właściwy: 1,0343 G/cm³.

Odczyn pH 10% obj. roztworu: 6,55 /pehametr typ 5A/.

Analiza szczegółowa

W 1 litrze wody mineralnej stwierdzono:

Kationy	miligramy	milivale	% milivali
Li ⁺	nie stwierdzono	-	-
Na ⁺	1200	521,81	63,86
K ⁺	110	2,81	0,34
NH ₄ ⁺	37,5	2,08	0,26
Ca ²⁺	3668,0	183,03	22,40
Sr ²⁺	180,0	4,11	0,50
Mg ²⁺	1256,0	103,29	12,64
Ba ²⁺	nie stwierdzono	-	-
Fe ²⁺	0,1	0,00	/w roztworze z nad osadu/
Mn ²⁺	0,95	0,03	0,00
razem		817,16	100,00
Aniony			
Cl ⁻	28094,71	792,36	96,95
Br ⁻	210,00	2,63	0,32
J ⁻	1,79	0,01	0,00
SO ₄ ²⁻	1040,0	21,65	2,65
HCO ₃ ⁻	38,15	0,63	0,08
razem		817,28	100,00

Składniki niezdysocjowane: kwas metaborowy HBO₂ - ślady.

Suma składników stałych: 46637,20 mg/l.

Charakterystyka: 4,66% woda chlorkowo-sodowo-wapniowa - jodkowo-bromkowo-strontowa.

Według orzeczenia A. Jarockiej: woda z otworu Tłuszcz IG 1, z horyzontu wodonośnego 1300,0-1315,0 m zawiera 46,64 g/l składników stałych. Wśród anionów przeważa zdecydowanie jon chlorkowy Cl⁻ - 96,95% milivali. Wśród kationów jon sodowy Na⁺ - 63,86% milivali i jon wapniowy Ca²⁺ - 22,40% milivali. Woda ponadto zawiera 1,79 mg/l jonu jodkowego, 210 mg/l jonu bromkowego oraz 180 mg/l jonu strontowego. Na tej podstawie wodę tę należy określić jako 4,6% wodę chlorkowo-sodowo-wapniowo-jodkowo-bromkowo-strontową.

Poziom z wodą tą również nie został przejęty przez Ministerstwo Zdrowia i Opieki Społecznej, wobec czego na głębokości 1105,0 m założono korek mechaniczny i wykonano korek cementowy od głębokości 1105,0 do 1110,0 m. Próba ciśnieniowa wykazała szczelność korków izolujących

zbadany poziom. Następnym poziom 1098,0-1088,0 m perforowano 7.I.1964 r. Były to piaskowce jury środkowej /baton, wezul?/, z których uzyskano przypływ wody słabo słonawej, bardzo zanieczyszczonej piaskiem i mułkiem. Przypływu nie można było w związku z tym należycie przebadać. Poziom wody miał tendencję do ustalania się w głębokości około 30 m.

Szczegółową analizę wody pobranej 10.I.1964 r. z głębokości 930,0 m wykonano również w Laboratorium Balneotechnicznym i Mikrobiologicznym w Warszawie. Wyniki analizy były według A. Jarockiej następujące:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda opalizująca, na dnie butelek osad żelazisty i ilowy.

Zapach: bez szczególnego zapachu.

Smak: bez szczególnego smaku.

Badania fizyczne i fizykochemiczne

Temperatura wody w chwili pobierania: 18°C.

Odczyn pH: 8,1 /pehametr typ 5A/.

Ciężar właściwy: 1,0019 g/cm³.

Analiza szczegółowa

W 1 litrze wody stwierdzono:

Kationy.	miligramy	milivale	% milivali
Na ⁺	660,00	28,70	92,14
K ⁺	19,00	0,49	1,57
Ca ²⁺	20,84	1,04	3,34
Mg ²⁺	7,78	0,64	2,05
NH ₄ ⁺	5,00	0,28	0,90
Mn ²⁺	ślady	-	-
Fe ²⁺	ślady	-	-
Al ²⁺	ślady	-	-
razem		31,15	100,00
Aniony			
Cl ⁻	679,00	19,15	62,40
Br ⁻	1,55	0,02	0,07
J ⁻	0,32	0,03	0,10
SO ₄ ²⁻	119,60	2,49	8,11
HCO ₃ ⁻	549,16	9,00	29,32
razem		30,64	100,00

Suma składników stałych: 2062,25 mg/l.

Charakterystyka: 0,2% woda chlorkowo-wodorowęglanowo-sodowa.

Według orzeczenia A. Jarockiej woda z otworu Tłuszcz IG 1 w Zawiszyńskie pobrana 10.I.1964 r. z głębokości /poziom wodonośny/ 1088,0-1098,0 m zawiera 2,06 g/l składników stałych. Wśród anionów przeważają jony: chlorkowy Cl^- - 62,4% i wodorowęglanowy HCO_3^- - 29,32% milivali. Wśród kationów zdecydowanie przeważa jon sodowy Na^+ - 92,14% milivali. Na tej podstawie wodę tę należy określić jako 0,2% wodę chlorkowo-wodorowęglanowo-sodową.

Zbadany poziom zlikwidowany został przez założenie korka mechanicznego na głębokości 849,0 m i korka cementowego od głębokości 849,0 do 847,0 m. Po zbadaniu ciśnienia szczelności tych korków 13.I.1964 r. perforowano wapienie oksfordu. Po perforacji uzyskano samowypływ wody.

Wyniki analizy wykonanej w Laboratorium Balneo i Mikrobiologicznym w Warszawie według A. Jarockiej były następujące:

Badania organoleptyczne

Wygląd zewnętrzny: woda bezbarwna, przezroczysta, na dnie butelki niewielki osad o charakterze żelazistym.

Zapach: bez szeregółowego zapachu.

Smak: bez szczególnego smaku.

Badania fizyczne i fizykochemiczne

Temperatura wody w chwili pobierania: 15°C.

Odczyn pH: 8,2 /pehametr typ 5A/.

Ciężar właściwy: 1,0192 G/cm³.

Analiza szczegółowa

W 1 litrze wody stwierdzono:

Kationy	miligramy	milivale	% milivali
Na^+	290	12,61	81,67
K^+	14,5	0,37	2,40
Li^+	nie stwierdzono	-	-
NH_4^+	4,25	0,24	1,56
Ca^{2+}	22,44	1,12	7,25
Sr^{2+}	ślady	-	-
Mg^{2+}	13,13	1,08	6,99

Ba^{2+}	0,5	0,02	0,13
Al^{3+}	ślady	-	-
Mn^{2+}	ślady	-	-
razem		15,44	100,00
Aniony			
Cl^-	264,5	7,46	46,89
Br^-	1,57	0,02	0,13
J^-	0,42	0,00	-
SO_4^{2-}	86,4	1,80	11,31
HCO_3^-	404,24	6,63	41,67
razem		15,91	100,00

Składniki niezdyssocjowane: kwas metakrzemowy H_2SiO_3 - 14,95 mg/l, kwas metaborowy HBO_2 : ślady.

Suma składników stałych: 1116,9 mg/l

Charakterystyka: 0,1% woda mineralna chlorkowo-wodorowo-węglanowo-sodowa.

Według orzeczenia A. Jarockiej woda z otworu Tłuszcz IG 1 pobrana z utworów oksfordu zawiera 1,11 g/l składników stałych. Wśród anionów przeważają jony: chlorkowy Cl^- - 62,40% milivali i wodorowęglanowy HCO_3^- - 29,3% milivali. Wśród kationów przeważa zdecydowanie jon sodowy Na^+ - 92,14% milivali. Na tej podstawie wodę tę należy określić jako 0,1% wodę chlorkowo-wodorowęglanowo-sodową.

Ministerstwo Zdrowia i Opieki Społecznej nie zdecydowało się ostatecznie na przyjęcie otworu Tłuszcz IG 1.

Likwidację otworu rozpoczęto 21.I.1964 r. a ukończono 24.I.1964 r. Polegała ona na założeniu korka mechanicznego na głębokości 820,0 m, wykonaniu korka cementowego w rurach 6 5/8" od 820,0 do 768,0 m, wypełnieniu otworu gęstą płuczką ilową od 768,0 do 20,0 m i zrobieniu korka cementowego od 20,0 do 0,0 m. Na powierzchni ziemi likwidację przeprowadzono zgodnie z obowiązującymi przepisami górniczymi.

W N I O S K I

Otwór wiertniczy Tłuszcz IG 1 miał podstawowe znaczenie dla określenia perspektyw ropo- i gazonośności północno-zachodniej części obniżenia podlaskiego. Najważniejszym rezultatem było napotkanie w kambrze objawów występowania gazu ziemnego, nie zawierającego żadnych szkodliwych składników, które mogłyby utrudniać jego użytkowanie w przemyśle chemicznym i gospodarce komunalnej. Skład chemiczny tego gazu umożliwia ocenę perspektyw ropo- i gazonośności dzięki za-

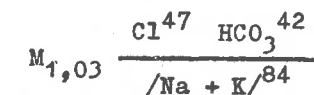
wartości cięższych węglowodorów /S. Depowski, 1962/. Stwierdzenie w kambrze obniżenia podlaskiego objawów ropy i gazu również w otworze Żebrak IG 1 /S. Depowski, J. Królicka, 1964/ oraz objawów ropy w ordowiku i gazu w kambrze obniżenia brzeskiego /P. W. Ancupow i in., 1965/ będącego w zasadzie wschodnią częścią obniżenia podlaskiego, a także objawów występowania węglowodorów w sylurze przewierconym w otworze Tłuszcz IG 1 /S. Depowski, J. Królicka, 1964/, pozwala uważać utwory kambru, ordowiku i syluru obniżenia podlaskiego za jeden z obszarów dla odkrycia ropy i gazu w Polsce. Podkreślić przy tym należy, że w utworach permu i mezozoiku podlaskiego nie stwierdzono dotychczas bezpośrednio obecności węglowodorów. Fakt ten zdaje się świadczyć o dobrym uszczelnieniu perspektywicznych poziomów skał zbiornikowych kambru, ordowiku i syluru ilastymi, na ogół, utworami syluru.

W poziomach skał zbiornikowych kambru, ordowiku i syluru występowały silnie zmineralizowane wody, a właściwie solanki /mineralizacja powyżej 50 g/l/ typu chlorkowo-sodowo-wapniowego wg klasyfikacji Sullina /G. N. Kamiński i in., 1956/. Występowanie solanek tego typu świadczy /K. A. Bars i in., 1961; S. Depowski, J. Królicka, B. Łaszcz, 1965/ o istnieniu korzystnych warunków dla zachowania się złóż węglowodorów. Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że we wszystkich solankach dolnopaleozoicznych było powyżej 1 mg/l jodu i powyżej 100 mg/l bromu. Takie zawartości tych elementów biofilnych uważa się za pozytywny, hydrochemiczny wskaźnik poszukiwawczy złóż ropy i gazu /G. N. Kamiński i in., 1956/. Cechsztyń został przebadany wraz ze stropową częścią syluru, przy czym wyniki badań hydrochemicznych świadczą pozytywnie o prawdopodobieństwie występowania tu złóż węglowodorów. Obecność siarkowodoru /tab. 42/ dowodzi poza tym istnienia środowiska redukcyjnego, które uważane jest za korzystne dla występowania złóż węglowodorów /G. N. Kamiński i in., 1956/. Z piaskowców kajpru uzyskano przypływ wody słonej o znacznie już mniejszej mineralizacji /tab. 42/, ale jeszcze należących do typu chlorkowo-sodowo-wapniowego. Zarówno typ wody, jak i obecność znacznych ilości jodu i bromu dowodzą, że w zasadzie jeszcze kajper lub dobrze uszczelniony utworami ilastymi retyk, jest perspektywiczny w rejonie Tłuszcza, choć oczywiście w znacznie mniejszym stopniu aniżeli cechsztyń, który dodatkowo uszczelniają ilaste na ogół, osady piaskowca pstrego. Utwory jury środkowej, a zwłaszcza jury górnej autor uważa za nieperspektywiczne w rejonie Tłuszcza dla występowania złóż węglowodorów, gdyż stwierdzono w nich obecność wód o bardzo słabej mineralizacji /2,06225 g/l i

0,836 g/l/, przy czym rodzaj mineralizacji wskazuje, że są to wody charakterystyczne dla strefy względnie swobodnej wymiany wód podziemnych /K. A. Bars i in., 1961/.

Należy podkreślić, że badania poszczególnych poziomów skał zbiornikowych kambru, ordowiku i syluru dzięki uzyskaniu dużych przypływów wód potwierdziły praktycznie wyniki badań laboratoryjnych porowatości wykonane w Instytucie Geologicznym /K. Sztukowska, 1965/. Z oznaczeń wynika, że piaskowce kambru mają porowatości dochodzące do kilkunastu %, przy maksymalnej wartości 22,5% /głęb. 2292,6 m/. W Instytucie Geologicznym badano również bituminy występujące w skałach kambru, ordowiku i syluru. W świetle wyników tych badań skały ilaste dolnego paleozoiku, a zwłaszcza syluru, mogą być uważane za macierzyste dla węglowodorów. Biorąc pod uwagę również wyniki badań laboratoryjnych własności zbiornikowych skał i bituminów można stwierdzić, że teza o możliwości występowania złóż węglowodorów w kambrze obniżenia podlaskiego jest niewątpliwie słuszna, a dla rozpoczęcia prac poszukiwawczych w tym regionie niezbędne jest jedynie wykrycie w dolnym paleozoiku struktur lokalnych, mogących być "pułapkami" dla ropy i gazu.

W zbadanych warstwach wodonośnych najmniejszą mineralizację mają wody z utworów jurajskich. Woda uzyskana z wapieni oksfordu miała suchą pozostałość 836 mg/l, a wśród anionów dominował jon wodorowęglanowy. Skład chemiczny tej wody zapisany według powszechnie stosowanego sposobu Kurlowa przedstawia się następująco:



Woda o takiej mineralizacji i składzie chemicznym nie nadaje się do celów leczniczych.

Wszystkie wody występujące na większych głębokościach mają wyższą mineralizację. Badania w otworze Tłuszcz nie dostarczyły wiadomości o składzie chemicznym wód w utworach kredy i kenozoiku.

MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA WODY DO CELÓW LECZNICZYCH

W zależności od ogólnej mineralizacji i składu chemicznego wody podziemne mogą być użytkowane do kuracji pitnej lub do kąpieli. Orzeczenie w sprawie leczniczych własności wód może być wydane tylko przez Instytut Balneoklimatyczny w Poznaniu i dopiero wtedy można mówić o leczniczych wodach podziemnych. Wody mineralne z otworu Tłuszcz poddane były analizom fizyczno-chemicznym w przedsiębiorstwie "Obsługa Techniczna Uzdrawisk", ale formalnie wody te nie zostały uznane za lecznicze.

W trakcie wykonywanych badań terenowych Zjednoczenie "Uzdrawiska Polskie" wykazywało zainteresowanie otworem i rozważano możliwość przejęcia go w celu zapoczątkowania eksploatacji wód do celów balneologicznych. Ostatecznie z zamiarów tych zrezygnowano. Nie oznacza to jednak, iż nie nawiercono takich wód, które mogą mieć znaczenie lecznicze. Znaczenie takie mogą mieć wody w utworach jury, triasu, syluru i ordowiku, a nawet kambru. Przy ocenie możliwości wykorzystania wód należy jednak uwzględniać również wydajność wody z pojedynczego otworu, głębokość do zwierciadła wody oraz głębokość ujęcia, co w dużym stopniu określa opłacalność eksploatacji wody. Sprawy te ogólnie zostaną scharakteryzowane dalej. Przy omawianiu tych zagadnień uwzględnia się tylko opróbowane horyzonty wodne, tj. przeprowadza się interpretację materiału faktycznego. Ze względu na charakter niniejszej publikacji nie prze-

Zenobiusz PŁOCHNIEWSKI

OCENA MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA WÓD PODZIEMNYCH ZBADANYCH W OTWORZE TŁUSZCZ

W S T Ę P

Badania hydrogeologiczne w otworze Tłuszcz IG 1 wykonywano głównie w celu ustalenia możliwości występowania złóż węglowodorów. Badania te były traktowane jako metoda pomocnicza w poszukiwaniu ropy i gazu. Ten aspekt badań hydrogeologicznych omówiony jest w rozdziale poprzednim.

Przeprowadzone badania wykroczyły jednak poza zakres prac wykonywanych w tego typu otworach. Część badań zmierzała do ustalenia przydatności wód do celów balneologicznych. Otwór ten, aczkolwiek nie został przejęty do eksploatacji przez Zjednoczenie "Uzdrawiska Polskie", to jednak dostarczył wielu cennych informacji o możliwości wykorzystania wód podziemnych.

Wody podziemne mogą być wykorzystywane do następujących celów:

- 1/ do celów pitnych, gospodarczych i przemysłowych, 2/ do celów leczniczych, 3/ do wydobywania substancji chemicznych /pierwiałki, sole/, 4/ jako źródło energii cieplnej.

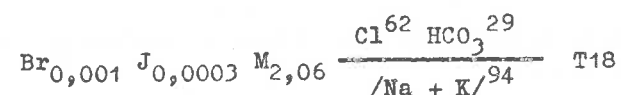
Wykorzystanie wód do tych celów jest możliwe tylko wtedy, gdy ilość i skład fizyczno-chemiczny wody odpowiada ściśle określonym wymaganiom.

MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA WÓD DO CELÓW PITNYCH, GOSPODARCZYCH I PRZEMYSŁOWYCH

Jakość wody przeznaczona do tych celów musi odpowiadać ściśle określonym normom. Wszystkie zbadane w otworze wody charakteryzują się suchą pozostałością większą niż 0,5 g/l, przeto nie mogą być wykorzystywane jako wody pitne i gospodarcze.

prowadza się tutaj szerszych porównań z sąsiednimi otworami, nie dokonuje się obliczeń /np. przypuszczalnych wydajności wody/ i nie przenosi się uzyskanych wyników na nieopróbowane części profilu.

Pierwszy od powierzchni terenu poziom wodonośny zawierający typowe wody mineralne, tj. o ogólnej mineralizacji ponad 1 g/l, stanowią utwory jury środkowej. Są to piaskowce, miejscami piaski, które w otworze Tłuszcz IG 1 zostały zbadane na głębokości 1088-1098 m. Uzyskano z nich wodę o następującym składzie chemicznym:

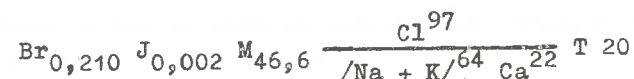


Przypływu tej wody nie udało się ustalić, a zwierciadło wody ustabilizowało się na głębokości około 30 m poniżej powierzchni terenu. Woda ta nie ma wartości jako surowiec do kąpieli leczniczych. Można badać jej walory jako surowca do kuracji pitnej. W takim przypadku wydajność wody może być mała. Trzeba jednak podkreślić, że w innych regionach kraju wody takie można uzyskać z mniejszych głębokości.

Biorąc pod uwagę wszystkie wymienione aspekty trzeba więc stwierdzić, że wody mineralne z utworów jury nie mają praktycznego znaczenia, a ściślej mówiąc, ich wykorzystanie byłoby ograniczone i zbyt drogie.

Spośród utworów triasu do badań hydrogeologicznych wytypowano piaskowce na głębokości 1300-1315 m, należące do kajpru. Pozostałych utworów triasu nie można zaliczyć do dobrych skał zbiornikowych. Pstry piaskowiec, który na dużych obszarach Polski jest dobrym poziomem wodonośnym, w tym rejonie reprezentowany jest głównie przez ilowce.

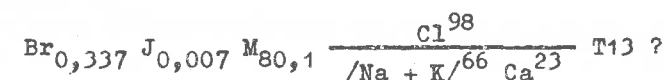
Woda z utworów kajpru ustabilizowała się na głębokości 4 m poniżej powierzchni terenu. Badania ilości wód przeprowadzone zostały tylko metodą łyżkowania. Wyniki te nie są całkowicie jednoznaczne i nie wystarczają do sformułowania wniosków o możliwości uzyskania wód, w ilościach posiadających znaczenie praktyczne. Ogólnie można uznać, że wyniki te /24 m³ wody przy obniżeniu zwierciadła od 4 do 230 m/ upoważniają do tego, aby nie przekreślać możliwości poszukiwania wód leczniczych w utworach kajpru. Dokładne rozeznanie zasobów tych wód można osiągnąć tylko na podstawie próbnego pompowania z otworu zafiltrowanego typowym filtrem studziennym. Woda z utworów kajpru miała następujący skład chemiczny:



Wody o takim składzie chemicznym nadają się do celów leczniczych. Najczęściej wykorzystywane są jako wody kąpielowe. Temperatura tych wód jest stosunkowo niska, zaś głębokość ich występowania jest dość typowa dla niżowych obszarów Polski.

Hydrogeologiczna ocena całego profilu utworów triasu nie wskazuje raczej na możliwości znalezienia większych ilości wód mineralnych, ale spośród zbadanych w tym otworze wód mają one najbardziej korzystny skład chemiczny.

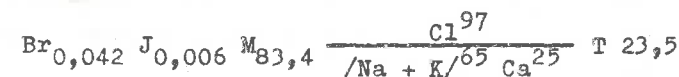
Utwory cechsztynu w otworze Tłuszcz IG 1 nie mają dużej miąższości, ale ich wykształcenie litologiczne /wapienie i dolomity/ jest korzystne dla gromadzenia się wód. Badania przeprowadzone zostały na głębokości 1590-1668 m. Stwierdzono znaczne dopływy wody: przy obniżeniu poziomu od 40 do 160 m wydobywano łyżką 20-40 m³ wody, przy czym mimo dalszego łyżkowania poziom solanki nie ulegał obniżeniu. Skład chemiczny tych wód jest następujący:



W wodzie tej stwierdzono siarkowodór w ilości 3,75 mg/l. Temperatura wody pobieranej do analizy wynosiła 13°C, ale wynik ten jest raczej zaniżony.

Woda o podanym składzie chemicznym może być stosowana do kąpieli leczniczych w basenach i wannach. Mineralizacja wody jest wysoka, a więc jej wykorzystanie może wymagać mieszania solanki z wodą słodką. Gdyby bardziej precyzyjne badania potwierdziły pogląd o znacznych zasobach wody w tym poziomie, to może on mieć znaczenie praktyczne dla lecznictwa uzdrowiskowego.

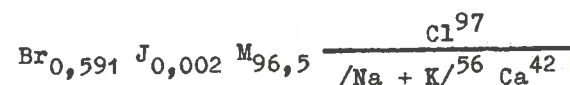
Z utworów syluru uzyskano wody o składzie podobnym do wód z utworów cechsztynu. Z perforowanego odcinka wapieni na głębokości 1692-1740 m uzyskano dopływ wody, której zwierciadło ustabilizowało się na głębokości 40 m poniżej powierzchni terenu. W zależności od głębokości do zwierciadła wody, dopływ wody zmieniał się od 0,018 do 1,95 l/sek. Woda miała następujący skład chemiczny:



Ponadto woda ta zawierała siarkowodór w ilości 8,9-10,6 mg/l. Woda o podanym składzie może mieć znaczenie balneologiczne. Trzeba też pod-

kreślić, że w utworach syluru występują prawdopodobnie inne warstwy wodonośne.

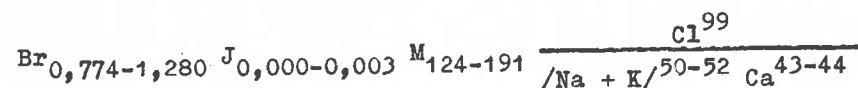
Dolomity i wapienie ordowiku badane były na głębokości 1962-1965 m i 1976-1980 m. Po perforowaniu rur wydobyto ponad 50 m³ solanki, której skład był następujący:



Wydajność wody nie została ustalona, ale ze względu na dużą głębokość otworu i konieczność rozcieńczenia solanki, jej znaczenie dla lecznictwa jest bardzo ograniczone.

Bardzo korzystne warunki zbiornikowe stwierdzono w utworach kambru. Są to piaskowce, z których woda wypływa samoczynnie. Badania porowatości terenowe i laboratoryjne wskazują na istnienie takich zasobów wód, które mogą stanowić podstawę zaopatrzenia uzdrowiska. Z drugiej jednak strony istnieją bardzo niekorzystne okoliczności dla eksploatacji tych wód: duża głębokość ich występowania /ponad 2000 m/, oraz wysoka mineralizacja wody, co wymaga rozcieńczenia i podgrzewania solanki.

Mineralizacja wody w utworach kambru wzrasta wraz z głębokością, ale udział poszczególnych jonów pozostaje ten sam. Wody badane były w 3 strefach głębokościowych: 2144-2174, 2216-2237 i 2270-2278 m. Skład chemiczny tych wód można zapisać wspólnym wzorem Kurłowa:



WODY JAKO SUROWIEC DO PRODUKCJI SUBSTANCJI CHEMICZNYCH

Na temat możliwości wydobywania z wód podziemnych substancji chemicznych istnieje dość bogata literatura. W Polsce nie zostały dotychczas ustalone kryteria, jakim powinny odpowiadać takie wody. Podając niżej ogólną charakterystykę tego zagadnienia w odniesieniu do wód z otworu Tłuszcz IG 1, posługuję się kryteriami podanymi w literaturze.

Z wód podziemnych produkuje się najczęściej następujące pierwiastki: J, Br, Mg, K i Li. Produkcja soli kuchennej uznana jest za nieopłacalną.

Jod w wodach z otworu Tłuszcz IG 1 występuje w bardzo małych ilościach /od ilości śladowych do 4 mg/l/. Nigdzie na świecie nie produkuje się jodu przy tak małej zawartości w wodzie.

Najmniejsze ilości powinny wynosić 18 mg/l. W niektórych rejonach Polski zawartość tego pierwiastka przekracza 100 mg/l. Woda z otworu Tłuszcz IG 1 nie ma więc żadnego znaczenia praktycznego.

Eksploatację bromu z wód podziemnych uznaje się za opłacalną przy zawartościach tego pierwiastka ponad 250 mg/l. W otworze Tłuszcz IG 1 wyższe zawartości bromu stwierdzono w wodach z utworów syluru, ordowiku i kambru. W najlepszym poziomie zbiornikowym, tj. kambrze, ilość bromu wynosiła nawet 1280 mg/l. Dla sformułowania pozytywnej opinii o możliwości produkowania bromu z tych wód trzeba jeszcze ustalić zasoby tych wód, opracować technologię produkcji /dla każdego złoża trzeba zbadać obecność substancji przeszkadzających w procesie technologicznym - do substancji tych należy ropa naftowa/ i dokonać kalkulacji ekonomicznej /duża głębokość otworu/.

Dla magnezu nie ma ściśle ustalonej granicznej zawartości przy jakiej opłacalna jest jego produkcja z wód podziemnych. Można orientacyjnie przyjąć, że zawartość ta wynosi 2000 mg/l /Z. Płochniewski, H. Ważny, 1971/. Wody z otworu Tłuszcz IG 1 nie zawierają tak dużych ilości magnezu, a na obszarze Polski znane są wody, w których pierwiastek ten znacznie przekracza podaną granicę.

Potas może być produkowany z wód podziemnych, jeśli występuje w ilości ponad 350 mg/l /F. I. Krawczyński, 1966/. W utworach syluru, ordowiku i kambru w otworze Tłuszcz IG 1 wody zawierają większe ilości potasu. Największe stwierdzone zawartości tego pierwiastka wynoszą 1300 mg/l. W celu ustalenia możliwości produkcji potasu z omawianych wód potrzebne są dalsze badania, których zakres zbliżony jest do badań wymienionych dla bromu.

WODY JAKO ŹRÓDŁO ENERGII CIEPLNEJ

Wykorzystanie wód podziemnych jako źródła energii cieplnej jest możliwe tylko wtedy, gdy wody mają wysoką temperaturę, wykazują dużą wydajność i nie są zbyt zmineralizowane. Wody z otworu Tłuszcz IG 1 nie odpowiadają tym warunkom i nie mogą być wykorzystywane do ogrzewania nawet małych obiektów. Temperatura tych wód jest nawet zbyt niska dla potrzeb balneologii.

W N I O S K I

1. Badania hydrogeologiczne w otworze Tłuszcz IG 1 pozwoliły rozpoznać mineralizację i skład chemiczny wód mineralnych w najważniejszej

szych poziomach wodonośnych. Ze względów technicznych badania wydajności wody nie mogły być wykonane w takim zakresie, aby stanowiły podstawę do ustalenia zasobów wody.

2. Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że strefa wód słodkich nie obejmuje utworów jury i starszych.

3. Mineralizacja wody wzrasta wraz z głębokością. Nie stwierdzono istnienia inwersji hydrochemicznej.

4. W otworze stwierdzono występowanie wód mineralnych o znaczeniu leczniczym. Pełna ocena możliwości wykorzystania tych wód wymaga dodatkowych badań /wydajności wody/. Skład chemiczny tych wód jest interesujący, ale głębokość ich występowania i warunki termiczne, a w niektórych poziomach również wydajność, są mniej korzystne niż w innych rejonach Polski.

5. W utworach syluru, ordowiku i kambru występują wody, z których można byłoby produkować brom i potas. Sformułowanie bardziej wiążących opinii w tej sprawie wymaga dalszych badań.

Borys AREŃ

PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ

Rezultaty badań nad materiałami geologicznymi uzyskanymi z wiercenia Tłuszcz w pełni potwierdziły słuszność projektu tego otworu. W wyniku wykonanych wszechstronnych badań stwierdzono między innymi:

1. Występowanie węglowodorów głównie w postaci gazowej, w izolowanych ilowcem piaskowcach kambru. Perspektywiczność piaskowców i mułowców kambru dolnego może obejmować odpowiednie serie osadów w dół profilu aż do podłoża krystalicznego. Kambrzyjskie serie zbiornikowe mogą być w poziomie wzajemnie izolowane, stanowiąc soczewki lub bloki oddzielone dyslokacjami.

2. Pełne 100%-owe rdzeniowanie otworu pozwoliło uzyskać charakterystyczny profil litologiczno-stratygraficzny pokrywy osadowej paleozoiku i mezozoiku obniżenia podlaskiego. Otwór Tłuszcz jest pierwszym tego rodzaju profilem.

3. Brak utworów dewonu i karbonu rzucił nowe światło na budowę geologiczną północno-wschodniej Polski.

4. Wyniki wiercenia Tłuszcz dostarczyły także materiałów do ustalenia bezpośrednich korelacji horyzontów sejsmicznych zarówno refleksyjnych, jak i refrakcyjnych aż do stropu podłoża krystalicznego włącznie.

5. Trafna lokalizacja otworu Tłuszcz i przewiercenie dużej miąższości łupków metamorficznych podłoża krystalicznego przyczyniły się do wyjaśnienia nieprawidłowości w głębokościowej interpretacji anomalii magnetycznej. Parametry magnetyczne uzyskane z rdzenia krystaliniku również okazały się inne, niż zakładano w interpretacji wykonanych poprzednio pomiarów magnetycznych. Założono, że ciało zaburzające nie występuje tuż przy powierzchni krystaliniku, a znajduje się na dużej głębokości lub na peryferiach anomalii.

LITERATURA

- АНЦУПОВ П. В., БУДНИКОВ Н. П., СКВОРЦОВА Д. Н., ТРАВНИЦКАЯ Н. Ф., 1965 - Перспективы нефтегазоносности Белорусской ССР. Геол. нефти и газа. Москва.
- AREŃ B., 1964 - Geologia węglężna wschodniej Polski na przekroju Fasty - Tyszowce. Kwart. geol. t. 8, nr 1. Warszawa.
- AREŃ B., DEPOWSKI S., 1965 - Przejawy gazu w eokambrze obniżenia podlaskiego. Kwart. geol. t. 9, nr 1. Warszawa.
- ATLAS Geologiczny Polski, 1964 - Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Jura. z. 9. Inst. Geol. Warszawa.
- BÁRDOSY G., LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1964 - Petrographic Study of Silurian Sediments of Wertheastern Poland. Rep. XXII Intern. Geol. Congress, Calcutta, India.
- BARTH T. F. W., 1952 - Theoretical petrology. New York. - London.
- БАРС К. А., БОРЩЕВСКИЙ Г. А., БРОД И. О., ОВЧИННИКОВ А. М., 1961 - О генетической связи нефтегазоносных бассейнов с вмещающих их бассейнами подземных вод. Геол. нефти и газа. Москва.
- BEDNARCZYK W., 1969 - Ordowik z wierceń Dobrze 1 i Sokołów Podlaski 1 /zachodnia część obniżenia podlaskiego/. Acta geol. pol., v. 19, nr 4. Warszawa.
- BIELECKA W., 1960 - Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego malmu okolic Chrzanowa. Pr. Inst. Geol. t. 31. Warszawa.
- BIELECKA W., 1965 - Kelowej północno-zachodniej Polski na tle powiązań mikrofauny z facją. Kwart. geol. t. 9, nr 2. Warszawa.
- BIELECKA W., 1972 - Mikrofauna osadów oksfordu w profilu Międzychód. W: Profile głębokich otworów wiertniczych. Inst. Geol. z. 2. Sulechów IG 1, Zbąszynek IG 1, Międzychód IG 1. Warszawa.
- BIELECKA W., POŻARYSKI W., 1954 - Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego malmu w Polsce środkowej. Pr. Inst. Geol. t. 12. Warszawa.
- BIELECKA W., STYK O., 1966 - Mikrofauna malmu południowej części synekliny perybałtyckiej. Kwart. geol. t. 10, nr 2. Warszawa.
- BIELECKA W., STYK O., 1967 - Microfaunal Biofacies of the Callovian and Oxfordian in the Polish Lowland. Biul. Inst. Geol. nr 211. Warszawa.
- BIELECKA W., STYK O., 1968 - Analiza zespołów mikrofauny oksfordu i kimerydu Polski niżowej w zależności od różnic facjalnych. Kwart. geol. t. 12, nr 2. Warszawa.
- BIRKS L. S., SCHULMAN I. H., 1950 - The Effect of Various Impurities on the Crystallization of Amorphous Silicic Acid. Amer. Min. 35. Washington.
- BUDOWA geologiczna Polski, 1968 - t. I, Stratygrafia. cz. 1. Prekambr i paleozoik. Wyd. Geol. Warszawa.
- BUDOWA geologiczna Polski, 1973 - t. I, Stratygrafia. cz. 2. Mezozoik. Wyd. Geol. Warszawa.
- CAROZZI A. V., 1961 - Distorted Oolites and Pseudoolites. Journ. Sed. Petr. v. 31, nr 2. Menasha, Illinois.
- CHILINGAR G. V., BISSELL H. J., WOLF K. H., 1967 - Diagenesis of Carbonate Rocks. In: Diagenesis in sediments. G. Larsen and G.V. Chilingar /Edit/. Developments in Sedimentology. 8 Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959 - Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol. t. 28. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1960 - Biostratygrafia i zasięg form przewodnich górnej kredy w Polsce /na podstawie nowych materiałów wiertniczych/. Kwart. geol. t. 4, nr 2. Warszawa.
- COOMBS D. S., 1954 - The Nature and Alteration of some Triassic Sediments from Southland. Roy. Soc. New Zealand Trans., v. 82, nr 1. New Zealand.
- DADLEZ R., 1967 - Jura dolna. W: Dokumentacja wynikowa głębokiego wiercenia Łochów IG 1 pod red. K. Lendzion. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., 1969 - Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. Pr. Inst. Geol. t. 57. Warszawa.
- DADLEZ R., 1971 - Retyk i lias na wschodnim Mazowszu. Kwart. geol. t. 15, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R., DEMBOWSKA J., 1965 - Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. Pr. Inst. Geol. t. 40. Warszawa.

- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1965 - Uwagi w sprawie stratygrafii osadów środkowej jury między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Prz. geol. nr 2. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1967 - Analiza paleogeograficzna zlepieńców górnobatońskich i transgresja keloweju na Niżu Polskim. Prz. geol. nr 5. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., 1972 - Jura środkowa. W: Dokumentacja wynikowa głębokiego wiercenia Łochów IG 2 pod red. A. Wierzbowskiego. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., KOPIK J., /w druku/ - Budowa geologiczna Polski. t. I. Stratygrafia cz. 2. Mezozoik. Wyd. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., 1964 - Interpretacja anomalii magnetycznej Tłuszcza. Kwart. geol. t. 8, nr 2. Warszawa.
- DEER W. A., HOWIE R. A., INSSMAN I., 1963 - Rock - Forming Minerals vol. 2. London.
- DEMBOWSKA J., 1962 - Rozwój malmu południowej części synekliny perybałtyckiej w świetle nowych wierceń. Prz. geol. nr 4-5. Warszawa.
- DEMBOWSKA J., 1972 - Jura górna w otworze Międzychód IG 1 - wyniki badań stratygraficznych i uwagi porównawcze. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol. z. 2. Sulechów IG 1, Zbąszynek IG 1, Międzychód IG 1. Warszawa.
- DEPOWSKI S., 1962 - Znaczenie bezpośrednich śladów ropy naftowej i gazu ziemnego dla oceny perspektyw ropo- i gazonośności obszarów poszukiwawczych. Wiad. naft. R. 8, nr 10 /84/. Krosno.
- DEPOWSKI S., KRÓLICKA J., 1964 - Ślady ropy naftowej i gazu ziemnego na Niżu Polskim oraz ich znaczenie dla poszukiwań naftowych. Kwart. geol. t. 8, nr 1. Warszawa.
- DEPOWSKI S., KRÓLICKA J., ŁASZCZ B., 1965 - Występowanie węglowodorów na Niżu Polskim w świetle wyników badań hydrochemicznych. Kwart. geol. t. 9, nr 1. Warszawa.
- ELLES G. L., WOOD E. M. R., 1908-1914 - A Monograph of British Graptolites. Palaeontogr. Soc. Part. I-X. London.
- FOLK R. L., 1954 - The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary Rock Nomenclature. Journ. Geol. T. 62.
- FRIEDMAN G. M., 1961 - Distinction between dune Beach and River Sands from their Textural Characteristics. Jour. Sed. Petr. v. 31, nr 4. Menasha, Wisconsin.
- FRIEDMAN G. M., 1965 - Terminology of Crystallization Textures and Facies in Sedimentary Rocks. Jour. Sed. Petr. vol. 35, No 3. Menasha, Illinois.

- FYFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1958 - Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Amer., Mem. 73, Baltimore.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1972 - The Albion, Cenomanian and Turonian Foraminifera of Poland and their Stratigraphic Importance. Acta Paleont. v. 17, nr 1. Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., WITWICKA E., 1960 - Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego albu i górnej kredy w Polsce, bez Karpat. Kwart. geol. t. 4, nr 4. Warszawa.
- GEOLOGY of Poland, 1970 - v. 1. Stratigraphy. Part 1. Pre-Cambrian and Paleozoic. Silurian. Publishing House. Wyd. Geol. Warsaw.
- GONDEK B., 1971 - Stopień zmetamorfizowania bituminów śladowych jako wskaźnik w poszukiwaniach ropy naftowej - Kwart. geol. t. 15, nr 2. Warszawa.
- GORBACZEW R., 1969 - Element Distribution between Biotite and Ca-amphibole in Some Igneous and Pseudo-igneous Plutonic Rocks. N. Jahrb. Miner. Abh. B. 111. H. 3, Stuttgart.
- ГОРЕУНОВА Л. И., 1950 - Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Труды Инст. Геол. Наук выд. АН СССР, вып. II4, № 10.
- GREEN I., 1959 - Geochemical Table of the Elements. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 70. no. 9. New York.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1967 - Utwory tufogeniczne kredy górnej Niżu Polskiego w otworze wiertniczym Tłuszcz. Kwart. geol. t. 11 nr 3. Warszawa.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., /w druku/ - Petrografia osadów kredy górnej w północno-wschodniej części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol. nr 261. Warszawa.
- JUSKOWIAKOWA M., 1969 - Granaty podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol. nr 225. Warszawa.
- KAMIENSKI G. N., KLIMENTOW P. P., OWCZINNIKOW A. M., 1956 - Hydrogeologia złóż surowców mineralnych. Wyd. Geol. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1960 - Ślimaki astartu i kimerydu północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol. t. 32. Warszawa.
- KARCZEWSKI L., 1965 - Fauna i stratygrafia malmu okolic Radomska. Biul. Inst. Geol. nr 192. Warszawa.
- КРАВЧИНСКИЙ Ф. И., 1966 - Гидрогеология СССР, том I, Промышленные воды. Недра. Москва.
- KRASSOWSKA A., 1972 - Kreda. W: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol. z. 4. Magnuszew IG 1. Warszawa.

- KUTEK J., 1969 - Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. 2. Acta geol. pol. v. 19, nr 2. Warszawa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1964 - Bentonity sylurskie na Niżu Polskim. Kwart. geol. t. 8, nr 2. Warszawa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1967 - Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polskim. Biul. Inst. Geol. nr 197. Warszawa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1971 - Bentonity polskie ordowiku i syluru. Spraw. pos. Kom. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie, XIV/1 za 1970. Kraków.
- ЛАНГЕР-КУЗЬНЯРОВА А., ЛАЗАРЕНКО Е. К., ФЕНОШИНА У. И., 1962 - К минералогии ордовикского глауконита Тлуца. Минер. Сб. Львовское Геол. Общ. № 17. Львов.
- LENDZION K., 1972 - Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. Biul. Inst. Geol. nr 233. Warszawa.
- LONG G., CHIERICI G., 1957 - Solubility of Natural Gas in Brines of Reservoirs Temperatures and Pressures. Academia del Lincei, Atti del Converguo di Milano.
- MALINOWSKA L., 1960 - Fauna malmu w otworze wiertniczym Piekary /koło Poznania/. Kwart. geol. t. 4, nr 2. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1963 - Stratygrafia oksfordu jury częstochowskiej na podstawie amonitów. Pr. Inst. Geol. t. 36. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1965 - Bioherma gąbkowa newizu w okolicy Ćmielowa. Biul. Inst. Geol. nr. 192. Warszawa.
- MALINOWSKA L., 1970 - Jura górna. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol. t. 56. Warszawa.
- MAŁKOWSKI St., 1927 - O budowie geologicznej północno-zachodniego naroża masywu krystalicznego wołyńsko-ukraińskiego. Spraw. Inst. Geol. t. 4, nr 1-2. Warszawa.
- MÄNNIL R., 1966 - Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician. Izd. "Valgus". Tallin.
- MARCINKIEWICZ T., 1971 - Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. Pr. Inst. Geol. t. 65. Warszawa.
- МИЛОВСКИЙ А. Б., 1964 - Хром, ванадий и никель в орто- и парапородах. Геохимия 9. Москва.
- MODLIŃSKI Z., 1968 - O pozycji stratygraficznej ordowickich glaukonitów w zapadlisku podlaskim. Prz. geol. nr 10. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z., /w druku/ - Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol. Warszawa.

- NIEMCZYCKA T., 1961 - Wstępne wyniki badań jury między Wisłą a Bugiem /bez retyku/. Kwart. geol. t. 5, nr 4. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., 1964 - Osady malmu nad górnym Bugiem. Kwart. geol. t. 8, nr. 2. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., 1965 - Granica jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia. Kwart. geol. t. 9, nr 3. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., 1966 - Górnojurajskie osady bagienne w otworze wiertniczym Jarczów 102. Kwart. geol. t. 10, nr 2. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T., 1970 - Stratygrafia oksfordu centralnej Lubelszczyzny w powiązaniu z profilowaniem geofizycznym otworów wiertniczych. Kwart. geol. t. 14, nr 2. Warszawa.
- NOWAK J. M., 1969 - Próba korelacji bituminów w utworach paleozoicznych obniżenia podlaskiego na podstawie zawartości metaloporfirynowych związków niklu i wanadu w bituminach. Praca niepublikowana.
- OERTLI H. J., 1957 - Ostracodes du Jurassique superieur du Bassin de Paris /Sondage Vernon 1/. Rev. Inst. France., T. 12, 6, Paris.
- OERTLI H. J., 1959 - Malm Ostracoden aus den Schweizerischen Juragebirge. Denk. Schweiz. Naturf. Ges. 83, Abt. 1. Zürich.
- PASSEGA R., 1963 - Analyses granulometriques, outil geologique pratique. Revue de l'Institut Francais du Pétrole T. 18, nr 11.
- PAZDROWA O., 1969 - Middle Jurassic Epistominidae /Foraminifera/ of Poland. Studia geol. pol. v. 27. Warszawa.
- PŁOCHNIEWSKI Z., WAŻNY H., 1971 - Wody magnezowe Polski na tle geochemii magnezu. Kwart. geol. t. 15, nr 1. Warszawa.
- POKORSKI J., 1971 - Perm dolny obniżenia podlaskiego. Kwart. geol. t. 15, nr 3. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1963 - Jednostki geologiczne Polski. Prz. geol. nr 1. Warszawa.
- RADLICZ K., 1964 - Wyniki badań petrograficzno-mineralogicznych wiercenia Ostrów Mazowiecka IG 1. Biul. Inst. Geol. nr 186. Warszawa.
- RADLICZ K., 1965 - O nowym znalezisku glonów z rodzaju Acicularia. Kwart. geol. t. 9, nr 3. Warszawa.
- RADLICZ K., 1966 - Tekstury stylolitowe. Kwart. geol. t. 10, nr 2. Warszawa.
- RADLICZ K., 1967 - Dolomity i dolomityzacja skał górnej jury Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol. nr 207. Warszawa.
- RADLICZ K., 1972 - Litologia osadów górnojurajskich w północnowschodniej części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol. nr 261. Warszawa.
- REGIONALNA Geologia Polski, 1956 - t. II, Pożaryski W. - Region Lubelski. Kreda.

- RÓŻYCKI S. Z., 1948 - Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej Pasma Krakowsko-Częstochowskiego. Biul. Inst. Geol. nr 42. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z., 1953 - Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej Pr. Inst. Geol. t. 17. Warszawa.
- RÖSLER H. I., LANGE H., 1965 - Geochemische Tabellen. Lipsk.
- RUSBULT J., PETZKA M., 1964 - Zur Stratigraphie des Lias in NE Mecklenburg. Berichte der Geologischen Gesellschaft DDR 3d. H. 6. Berlin.
- RYKA W., 1961 - Skały metamorficzne podłoża północno-wschodniej Polski /Sokółka/. Kwart. geol. t. 5, nr 2. Warszawa.
- RYKA W., 1964 - Wyniki badań petrograficznych skał proterozoicznych z otworu Tłuszcz. Kwart. geol. t. 8, nr 4. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1934 - Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Inst. Geol. Warszawa.
- SANIELL E. B., 1950 - Colorimetric Determination of Traces of Metals. New York.
- SENKOWICZOWA H., /w druku/ - Trias . W: Profile głębokich otworów wiertniczych. Inst. Geol. z. 4. Magnuszew IG 1. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., /w druku/ - Trias . W: Profile głębokich otworów wiertniczych. Inst. Geol., Żebrak IG 1. Warszawa.
- SKORUPA J., 1963 - Główne elementy tektoniki krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej dla obszaru Polski w nawiązaniu do danych geofizycznych. Pr. Inst. Geol. t. 30, cz. 4. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1954a - The Problem of Glauconite. Arch. Miner. t. 17. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1954b - Schemat ilościowej klasyfikacji najprostszyszych skał osadowych. Prz. geol. nr 4. Warszawa.
- STOERMER N., WIENHOLZ E., 1967 - Mikrobiostratigraphie an der Lias /Dogger - Grenze in Bohrun-gen nördlich der Mitteldeutschen Hauptscholle. Geol. Bd 1. Berlin.
- STRATYGRAFIA mezozoiku Ogrzeżenia Gór Świętokrzyskich, 1970 - Trias /bez retyku/. Pr. Inst. Geol. t. 56. Warszawa.
- STYK O., /w druku/ - Kilka ważniejszych nowych gatunków otwornic i małżoraczków z osadów triasu Polski. Kwart. geol. t. 16, nr 4. Warszawa.
- SYLWESTER-BRADLEY P. C., KING R. J., 1963 - Evidence for Abiogenic Hydrocarbons Nature 198. nr 4882. London.
- ШЛЯЙФЕР А. Г., 1966 - Остракоды баскунчакской серии нижнего триаса Прикаспийской впадины и их стратиграфическое значение. Труды МНХ и ГР, вып. 61. Москва.

- SZYMAŃSKI B., 1971 - Dolny ordowik północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego Kwart. geol. t. 15, nr 3. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., 1961 - W sprawie wieku "brekcji lisowskiej". Kwart. geol. t. 5, nr 2. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., 1967 - Ret i wapień muszlowy w północno-wschodniej Polsce. Kwart. geol. t. 11, nr 3. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., /w druku/ a - Trias w opracowaniu zbiorowym. Wyniki wiercenia Pasłek IG 1
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., /w druku/ b - Korelacja profili dolnego i środkowego psrego piaskowca Polski zachodniej. Kwart. geol. Warszawa.
- TOMCZYK H., 1962 - Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol. t. 35. Warszawa.
- TOMCZYK H., 1963 - Główne problemy stratygrafii i paleogeografii ordowiku i syluru zachodniego obrzeżenia platformy prekambryjskiej Europy wschodniej. Pr. Inst. Geol. t. 30, cz. 4. Warszawa.
- TOMCZYK H., 1964 - Stratygrafia syluru w północno-wschodniej Polsce. Kwart. geol. t. 8, nr 3. Warszawa.
- TOMCZYKOWA E., 1964 - Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. Kwart. geol. t. 8, nr 3. Warszawa.
- TRASK P., 1932 - Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. Journ. Geolog. T. 70 nr 6. Houston, Texas.
- TURNER F. J., 1948 - Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Amer. Mem. 30. Baltimore.
- URBANIEK A., 1961 - An Attempt at Biological Interpretation of Evolutionary Changes in Graptolite Colonies. Appendix Acta paleont. pol., v. 5, nr 2. Warszawa.
- URBANIEK A., 1966 - On the Morphology and Evolution of the Cucullograptinae /Monograptidae, Graptolithina/. Acta paleont. pol. v. 11, nr 3/4. Warszawa.
- VOGT T., 1927 - Sulitelmafeltets Geologisk Petrografi. Norges Geolog. Unders. No 121. Oslo.
- WAŻNY H., 1967 - Pierwiastki śladowe w cechszynie Polski Zachodniej. Biul. Inst. Geol. nr 213. Warszawa.
- WHITE J. F., CORWIN J. F., 1961 - Synthesis and Origin Chalcedony. The Amer. Miner., v. 46. Washington.
- WIERZBOWSKI A., 1964 - O występowaniu dolnego kimerydu w Jurze Częstochowskiej. Acta geol. pol. v. 14, nr 1. Warszawa.
- WILCZYŃSKI A., 1962 - Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie. Acta geol. pol. v. 12, nr 1. Warszawa.

- WINCHELL A. W., WINCHELL H., 1951 - Elements of Optical Mineralogy. New York.
- WINKLER H. G. F., 1967 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, Berlin - New York.
- ВИНОГРАДОВ А. П., 1962 - Средние содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия 7. Москва.
- WIŚNIEWSKA-ŻELICHOWSKA M., 1971 - Fauna bioherm jurajskich w Rudnikach pod Częstochową. Biul. Inst. Geol. nr 243. Warszawa.
- WITWICKA E., CIEŚLIŃSKI S., 1962 - Korelacja zasięgów stratygraficznych mikro- i makrofauny kredy górnej w wierceniach na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol. nr 174. Warszawa.
- WOSZCZYŃSKA S., 1968 - Wstępne wyniki badań mikrofauny osadów cechsztynu. Kwart. geol. t. 12, nr 1. Warszawa.
- ВЫРКОВ А. А., 1961 - Методы расчета кристаллохимических формул гидрослюд. Мин. сб. № 15.
- ZNOSKO J., 1963 - W sprawie badań aureoli batolitowych w prekambrze północno-wschodniej Polski. Prz. geol. nr 2. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1968 - Opracowanie profilów, litologicznych osadów z otworów Suwałki 1, Krasnopol 1-5, Sokółka 1-8, Kruszyniany 1-6, Białołęka 1-6, Holeszów 1. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1961 - Facja lagunowo-kontynentalna malmu nad górnym Bugiem. Kwart. geol. t. 5, nr 4. Warszawa.

Fig. 7. Reprezentacja mikrostruktury w osadach trzema stacjami Tłuszcz IG-1

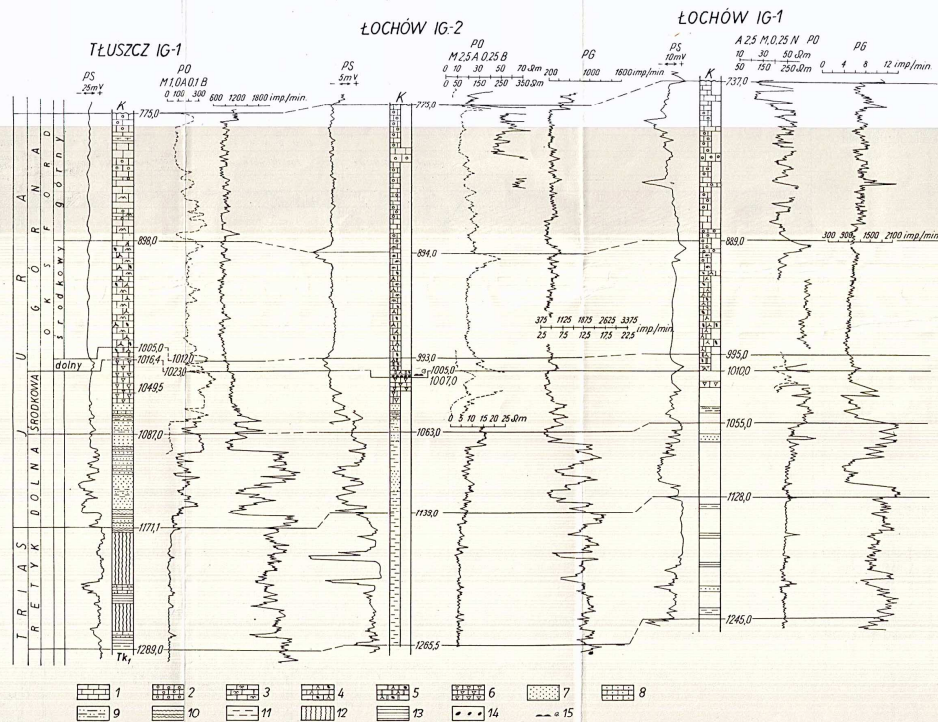
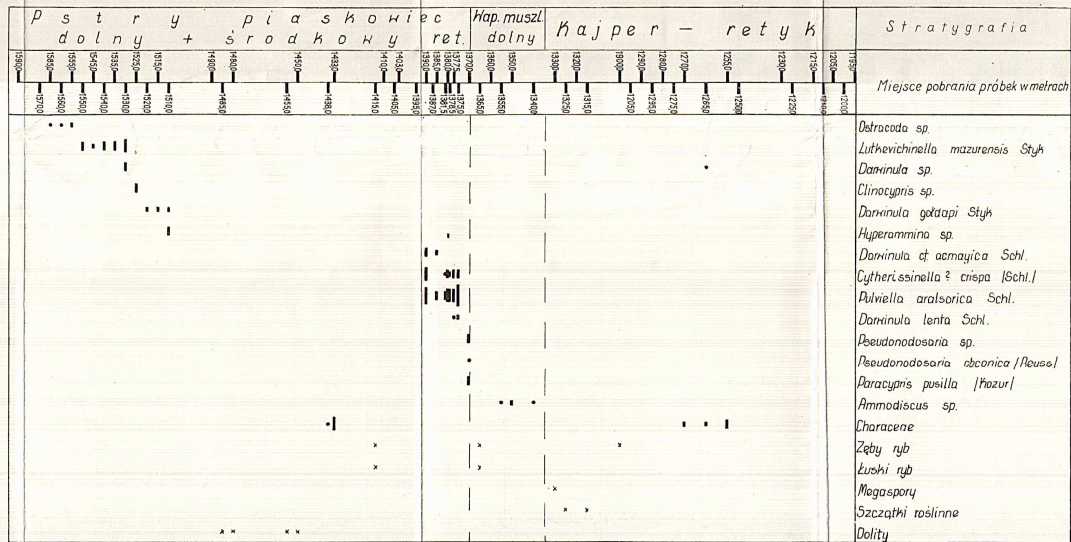


Fig. 8. Korelacja utworów jury w otworach wiertniczych Tłuszcz IG-1, Łochów IG-2, Łochów IG-1. /Stratygrafia i interpretacja geologiczna jury środkowej, z wyjątkiem otworu Tłuszcz IG-1, według K. Dąbrowskiego, 1967, 1972 jury dolnej według R. Budzina, 1967, 1972/

1 - wapienie pelitowe, 2 - wapienie oolitowe, 3 - wapienie organodetrytyczne koralowcowe, 4 - wapienie organodetrytyczne gąbkowe z czerstymi, 5 - wapienie organodetrytyczne, gąbkowe, dolomityczne, 6 - wapienie organodetrytyczne kryształowe, 7 - piaski i piaszczyska, 8 - wapienie piaszczyste, 9 - przekładane piaszczyste-łilaste, 10 - iły i łilaste glinokrzewne, 11 - mułki i mułowce, 12 - zlepione łilaste, 13 - iły, łilaste i łupki, 14 - czersty, 15 - warstwy białe z fauną

Profile głębokości otworów wiertniczych IG, z. 13, 1974 r.

Druk Wydawnictwa Geologiczne

Fig. 10. Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy górnej i paleocenu w wierceńcu Tuszów IG 1

