

WSTĘP

LOKALIZACJA OTWORU WIERTNICZEGO I PARAMETRY TECHNICZNE

Otwór wiertniczy Czaplinek IG 1 został wykonany na podstawie opracowania pt. „Projekt regionalnych badań geologicznych obszaru antyklinorium pomorskiego i przyległej części niecki pomorskiej”, przygotowanego w roku 1974 przez zespół geologów i geofizyków Instytutu Geologicznego pod kierunkiem Anny Raczyńskiej (Raczyńska, 1974).

Otwór został zatwierdzony do realizacji przez KOPBG Centralnego Urzędu Geologicznego decyzją z dn. 08.11.1974 r.

Podstawowym celem otworu Czaplinek IG 1, zaplanowanego do głębokości 6000 m, było zbadanie stratygrafii, rozwoju facjalnego i rozkładu przestrzennego utworów perm-skich i podperm-skich. Otwór miał też dostarczyć informacji na temat perspektyw występowania ropy naftowej i gazu ziemnego w węglanowych utworach cechsztynu oraz skał czerwonego spągowca i jego podłoża – karbonu.

Otwór został wykonany w południowo-zachodniej części Pomorza Zachodniego, na SE od miasta Czaplinek, w rejonie miejscowości Nadarzyce (fig. 1), w ówczesnym województwie pilskim (obecnie województwo wielkopolskie).

Znajduje się on w NW części antyklinorium śródpolskiego, w centralnej, osiowej strefie segmentu pomorskiego (fig. 2, 3), na jednej z poduszek solnych należących do szeregu tych struktur, ciągnącego się od Zalesia po Świdwin (por. Becker, fig. 37C w tym tomie).

Otwór wiertniczy Czaplinek IG 1 jest najgłębszym (6006,0 m) na obszarze Niżu Polskiego i trzecim pod względem głębokości w całej Polsce, po otworach Kuźmina 1 (7541 m) i Paszowa 1 (7210 m) odwierconych w Karpatach (stan na styczeń 2023 r.).

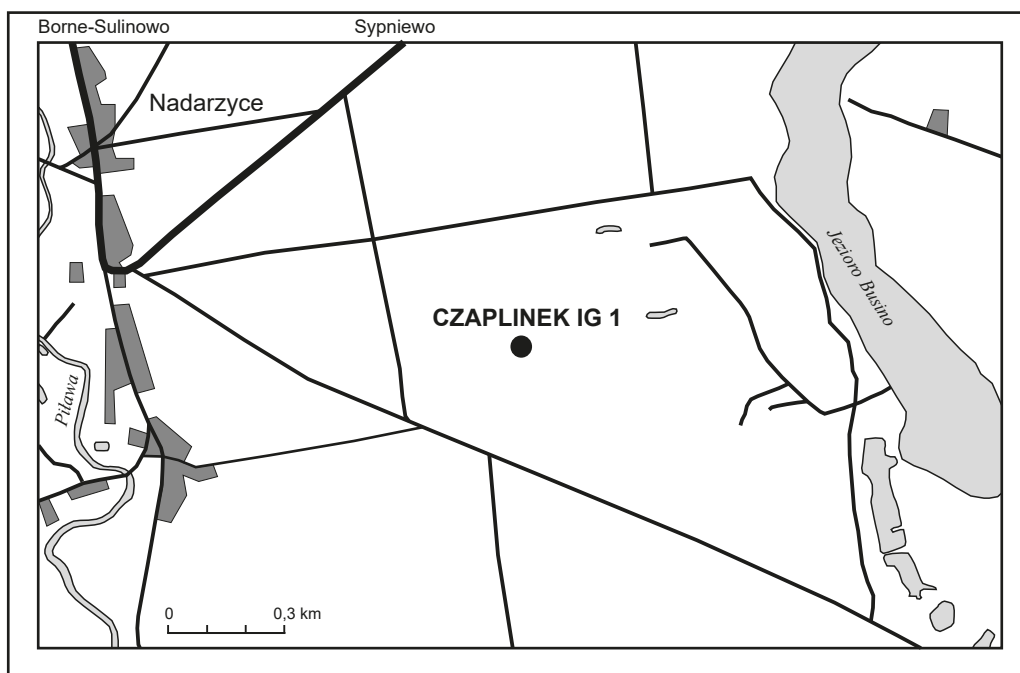


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny otworu wiertniczego Czaplinek IG 1

Location sketch map of the Czaplinek IG 1 borehole

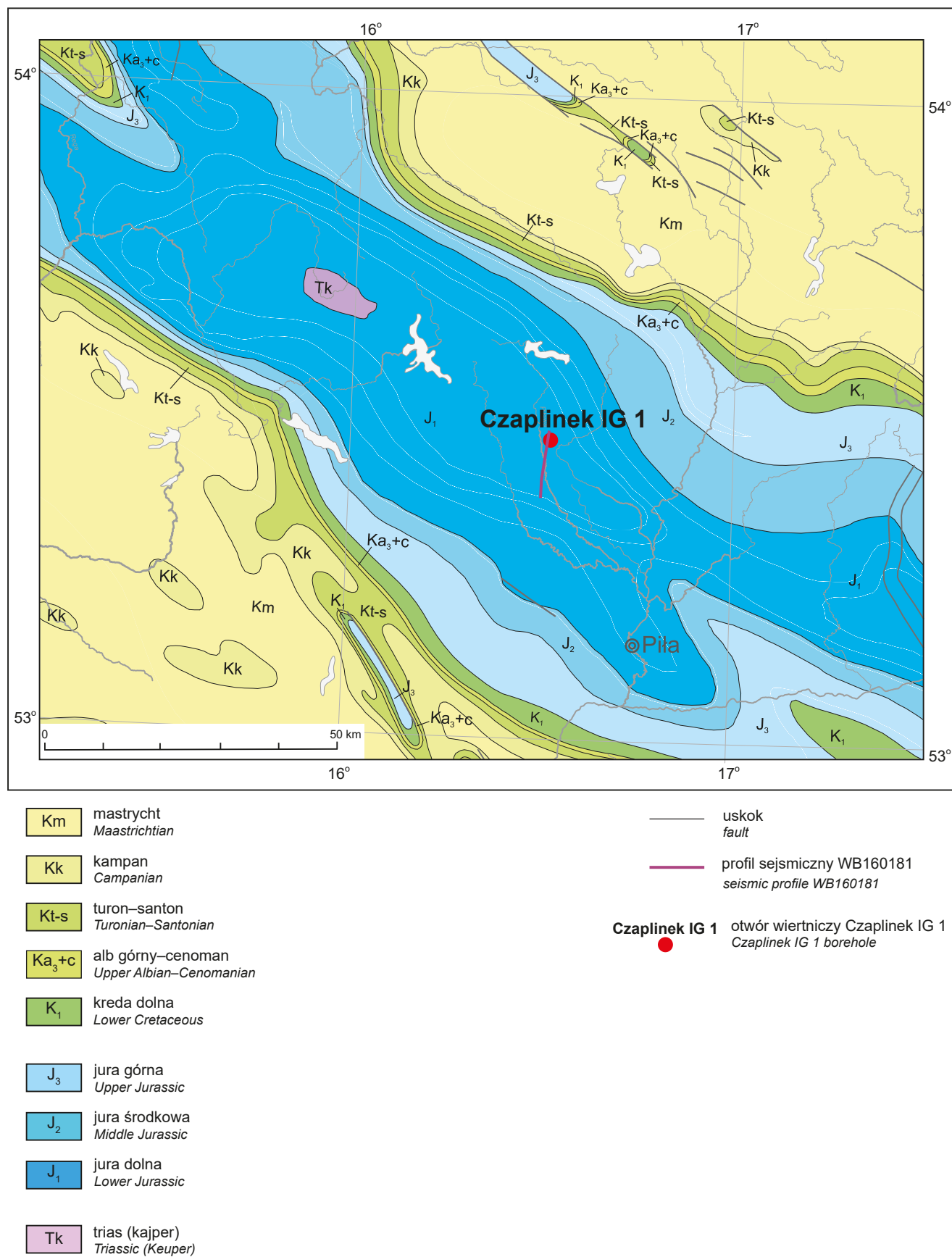


Fig. 2. Mapa geologiczna bez utworów kenozoiku (wg Marksa i in., 2022)

Geological map without Cenozoic deposits (after Marks *et al.*, 2022)

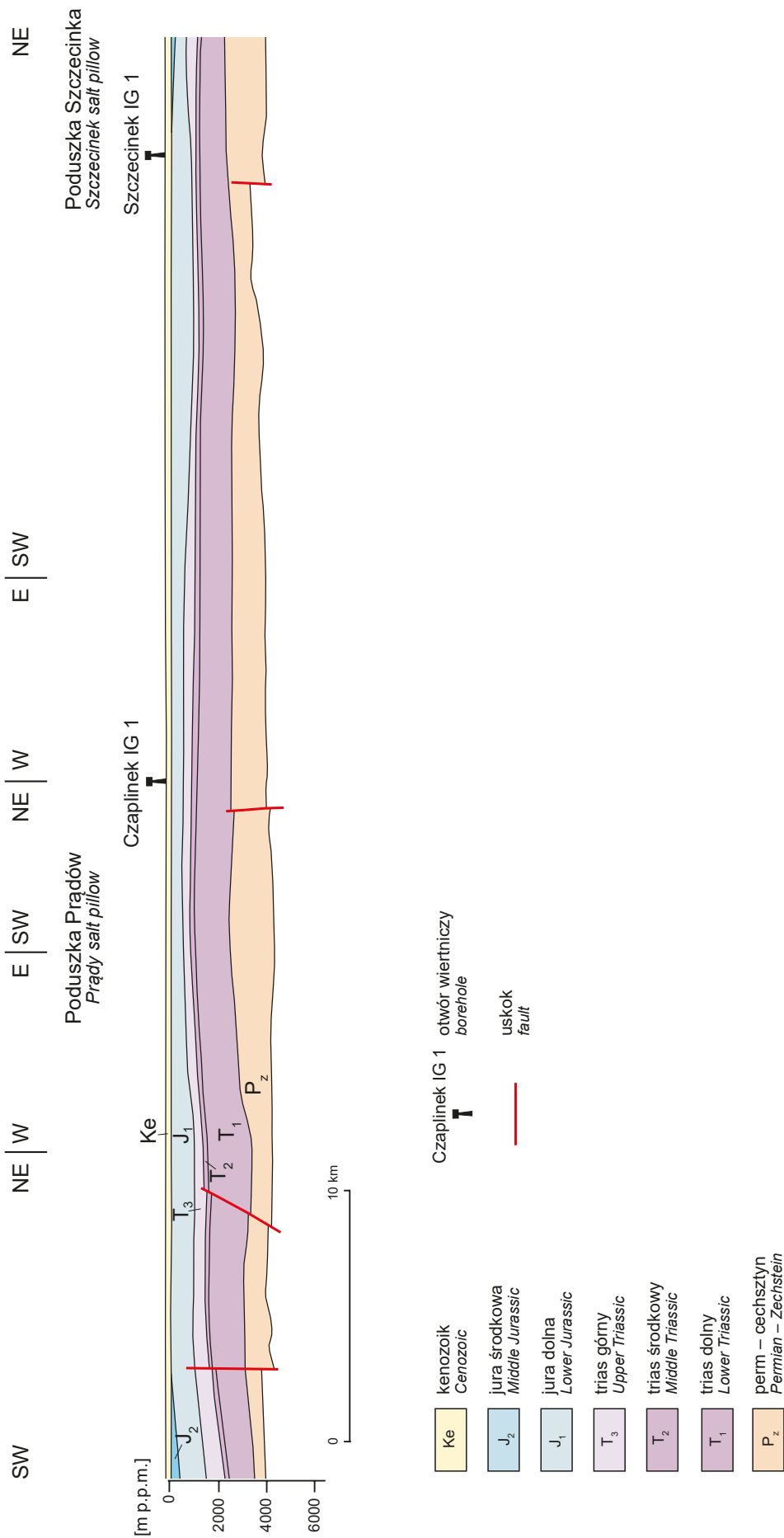


Fig. 3. Przekrój geologiczny kompleksu cechoszyńsko-mezozoicznego (wg Dadleza, 2001)
Geological cross-section through the Zechstein-Mesozoic succession (after Dadlez, 2001)

Topograficzna lokalizacja otworu (fig. 1):

- Miejscowość: Nadarzyce
- Gmina: Jastrowie
- Powiat: złotowski
- Województwo: wielkopolskie
(w latach 1975–1998 województwo pilskie)
- Współrzędne geograficzne otworu:

	Według CBDG	Według dokumentacji wynikowej
Szerokość geograficzna	53°27'43,85"	53°27'45"
Długość geograficzna	16°30'53,20"	16°31'00"
X PL-1992	624783,22	–
Y PL-1992	335066,88	–

- Wysokość nad poziomem morza: 127,5 m
- Arkusz mapy topograficznej 1:50 000: Szwecja (Sypniewo) [236]
- Arkusz mapy topograficznej 1:100 000: Wałcz [35–23].
- Otwór położony jest w odległości ok. 300 m na E od profilu sejsmicznego 8.V.72 PPG (jego rzut na ten profil przypada na punkt strzałowy 34.1) i w pobliżu profilu sejsmicznego WB160181 (fig. 4).

Dane o przebiegu wiercenia:

- Wiercenie rozpoczęto: 23.06.1977 r.
- Wiercenie zakończono: 15.04.1981 r.
- Decyzja o likwidacji: 01.08.1981 r.
- Końcowa głębokość otworu: 6006,0 m (karbon, missisip, wizen, formacja iłowców z Łobżonki).
- Ogólny czas trwania wiercenia: 1393 dni.
- Średni postęp wiercenia:
- Przemysłowy: 4,31 m/dobę
- Mechaniczny: 7,52 m/dobę
- Typ aparatu wiertniczego: F-320

Zlecniodawca, wykonawcy i nadzór:

- Zlecniodawca: Instytut Geologiczny, Zakład Geologii Regionalnej Obszarów Platformowych.
- Wykonawca: Kombinat geologiczny Północ, Zakład Robót Wiertniczych, Warszawa, ul. Puławska 18 i Przedsiębiorstwo Poszukiwań Nafty i Gazu w Pile, Piła, Plac Staszica 9.
- Wykonawcy badań geofizyki wiertniczej: Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych – Warszawa, Zespół Geofizyki Wiertniczej w Poznaniu, Przedsiębiorstwo Geofizyki Morskiej i Lądowej Górnictwa Naftowego w Toruniu, Baza Geofizyki Wiertniczej w Pile.
- Geolodzy nadzoru: Anna Raczyńska, Anna Ryll.

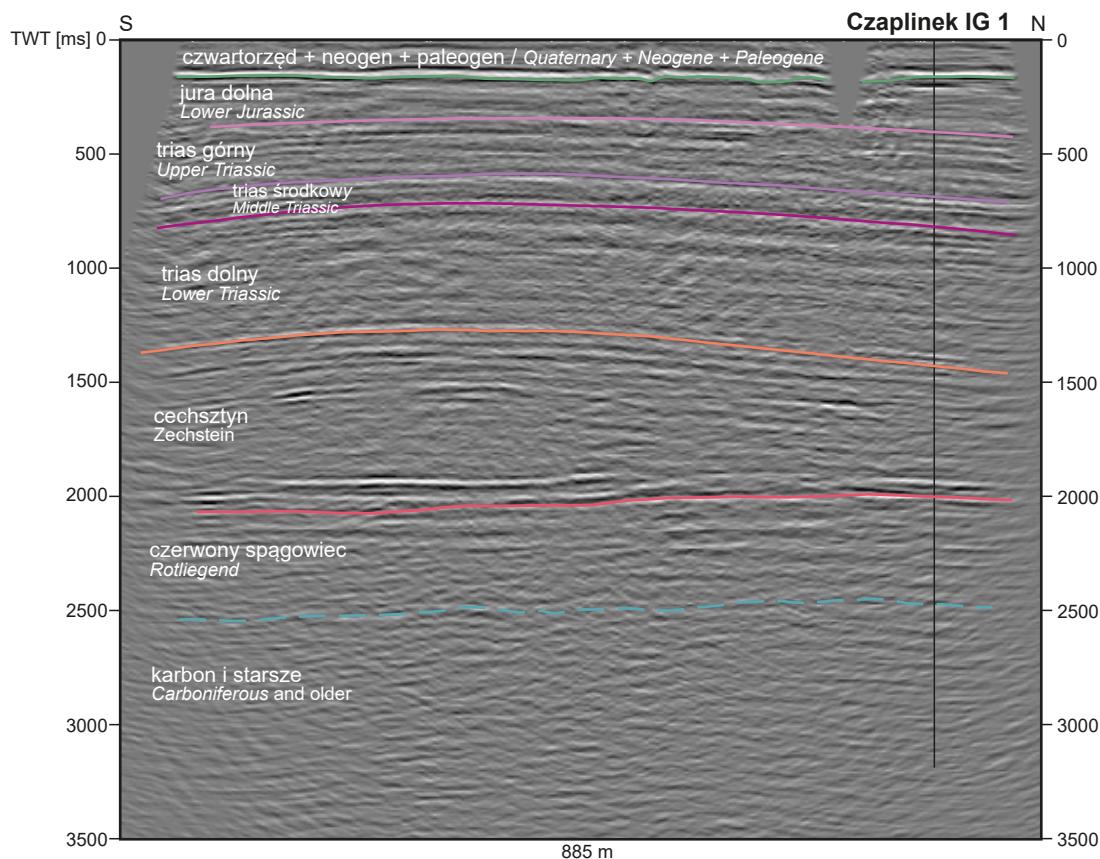


Fig. 4. Interpretacja czasowego profilu sejsmicznego WB160181 (wg Kijewskiej, patrz Kijewska, ten tom)

Interpretation of time seismic section WB160181 (interpretation by Kijewska, for comment see Kijewska, ten tom)

- Geolog nadzoru opróbowania: Leszek Bojarski.
- Geofizycy nadzoru: Bibiana Pajchel, Jan Szewczyk.
- Geolodzy dozoru: Małgorzata Gębarska, Michał Olechowski.
- Kierownicy wiercenia: Gerard Bartnicki, Jerzy Radyński, Władysław Przybyłowicz.

Przebieg wiercenia:

- 0,0–1261,2 m gryzer Ø 438 mm
- 1261,2–2633,0 m gryzer Ø 308 mm i koronka rolkowa Ø 308 mm
- 2633,0–4081,0 m gryzer Ø 308 mm i koronka rolkowa Ø 216 mm
- 4081,0–4085,0 m gryzer Ø 216 mm i koronka rolkowa Ø 214 mm
- 4085,0–4364,5 m gryzer Ø 216 mm i koronka diamentowa Ø 214 mm
- 4364,5–4616,0 m gryzer Ø 216 mm i koronka diamentowa Ø 216 mm
- 4616,0–5242,0 m gryzer Ø 216 mm i koronka diamentowa Ø 214 mm
- 5242,0–5280,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka diamentowa Ø 5 9/16"
- 5280,0–5332,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka diamentowa Ø 214 mm
- 5332,0–5334,0 m gryzer Ø 143 mm
- 5334,0–5381,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka diamentowa Ø 143 mm
- 5381,0–5400,0 m świder diamentowy Ø 5 9/16"
- 5400,0–5460,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka diamentowa Ø 143 mm
- 5460,0–5580,0 m świder diamentowy Ø 5 9/16" i koronka diamentowa Ø 5 9/16"

- 5580,0–5620,0 m gryzer Ø 143 mm
- 5620,0–5684,0 m świder diamentowy Ø 5 9/16" i koronka diamentowa Ø 5 9/16"
- 5684,0–5712,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka gryzowa Ø 143 mm
- 5712,0–5917,0 m gryzer Ø 143 mm i koronka diamentowa Ø 5 9/16"
- 5917,0–6006,0 m świder diamentowy Ø 5 9/16" i koronka diamentowa Ø 5 9/16"

Zakres rdzeniowania:

- 0,0–200,0 m 0,0 m, rdzeniowano 0%
 - 200,0–1300,0 m 5,6 m, rdzeniowano 0,5%
 - 1300,0–2650,0 m 105,1 m, rdzeniowano 8%
 - 2650,0–4150,0 m 111,5 m, rdzeniowano 7%
 - 4150,0–5150,0 m 181,9 m, rdzeniowano 18%
 - 5150,0–6006,0 m 201,0 m, rdzeniowano 23%
- Łącznie rdzeniowano interwały długości 605,1 m, co stanowiło 10,1% profilu.

Konstrukcja otworu (w nawiasie głębokość według pomiarów geofizycznych):

- 0,0–12,0 m rury średnicy 609,6 mm
- 0,0–119,0 m (120,0 m) rury średnicy 473,0 mm
- 0,0–1587,0 m (1583,0 m) rury średnicy 339,7 mm
- 0,0–4076,0 m (4087,0 m) rury średnicy 244,5 mm
- 0,0–5235,0 m (5236,0 m) rury średnicy 177,8 mm

Zbiórca profilu litologiczno-stratygraficznego otworu wiertniczego Czaplinek IG 1 przedstawiono na [figurze 5](#)¹.

¹ [Figura 5](#) znajduje się w kieszeni na końcu książki.

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Pod względem sytuacji geologicznej, w planie podpermskim, otwór Czaplinek IG 1 zlokalizowano w karbońskiej strefie Laska–Czaplinek, oddzielonej utworami dewonu (lokalnie niższego paleozoiku) od znajdującej się na północny wschód strefy Koszalin–Wierzchowo (por. Lipiec, Waksmundzka, [fig. 6](#) w tym tomie). W planie powierzchni podkenozoicznej (piętro permsko-mezozoiczne) otwór ten odwiercono w NW części antyklinorium śródpolskiego, w centralnej, osiowej strefie segmentu pomorskiego ([fig. 2, 3](#)), na jednej z poduszek solnych należących do szeregu tych struktur, ciągnącego się od Zalesia po Świdwin.

Otwór Czaplinek IG 1 znajduje się na północ od strefy hipotetycznego frontu deformacji warwscyjskich, w jego bezpośredniej bliskości (patrz Lipiec, Waksmundzka, ten tom, [fig. 8](#)). Przedpermie wypełnienie osadowe składa się tu z morskich utworów dewonu przykrytych utworami zaliczanymi do wyższego turneju i wizenu (Narkiewicz, 2007). Wyżej niezgodnie zalegają klastyki lądowe westfalu B do stefanu A–B. Basen sedimentacyjny na tym obszarze

powstał po etapie kompresyjnych deformacji kaledońskich u schyłku syluru, jako perykratoniczny zbiornik szelfowy w reżimie ogólnie ekstensyjnym (Narkiewicz, 2007, 2023). W pierwszej fazie (dewon środkowy–wczesny karbon) miało miejsce pograżanie związane z wygasającym osiadaniami termicznym w rejonie pasywnego obrzeża Eurameryki, natomiast w późnym karbonie (westfal B–stefanu A–B) obocznie nieciągła sedimentacja prawdopodobnie zachodziła w rowach tektonicznych (typu pull-apart?) o kierunku WNW (Żelichowski, 1995; Narkiewicz, 2007, 2023). W rejonie otworu Czaplinek IG 1 strop karbonu występuje na głębokości ok. 4–5 km i obniża się ku południowi do ok. 6 km w pobliżu otworu Piła 1/IG 1 i poniżej 7 km dalej ku południowemu wschodowi (Lipiec, 1999b; por. Lipiec, Waksmundzka, [fig. 7](#) w tym tomie). Na obszarze obecnego antyklinorium pomorskiego w karbonie w rejonie Czaplinek deponowane były facje wapienia węglowego systemu depozycyjnego szelfu, przechodzące ku południowi w facje kulmu systemu basenowego i deltowego przedpola

waryscydów, i dalej w kierunku południowym – w obrębie waryscydów (por. Lipiec, Waksmundzka, [fig. 8](#) ten tom).

Na przedpermskim podłożu paleozoicznym spoczywają lądowe osady czerwonego spągowca dolnego, a na nich, niezgodnie (przekraczając) z luką stratygraficzną, osady czerwonego spągowca górnego. Rozwój basenu permskiego został zapoczątkowany przez tektoniczną subsydencję w reżimie ekstensyjnym, nałożoną na termiczną relaksację litosfery po jej destabilizacji na przełomie karbonu i permu (Kiersnowski, 2023). Lokalnie temu ostatniemu procesowi towarzyszyła intensywna aktywność wulkaniczna. Transgresja późnopermska spowodowała zastąpienie sedymentacji lądowej osadów silikoklastycznych czerwonego spągowca przez morskie osady cechsztynu (Wagner, 1994). Powstawały one w basenie nałożonym na centralny basen czerwonego spągowca górnego, rozwiniętym w wyniku transgresji morskiej w środkowym wuczapingu. Są to głównie osady węglanowe i ewaporaty pochodzenia morskiego. Geneza basenu cechsztyńskiego jest związana z termiczną relaksacją litosfery przy małej roli ekstensji (van Wees i in., 2000; Pharaoh i in., 2010; Peryt, 2023).

Mezozoiczny okres rozwoju obszaru miał charakter poligenetyczny, a depozycja odbywała się głównie w warunkach morskich z sedymentacją od silikoklastycznej po węglanową, okresowo ewaporatową. Rozwój ten przebiegał w kilku etapach wzmożonej subsydencji. Pierwszy z nich – wczesnotriasowy – był kontynuacją fazy ekstensji zapoczątkowanej w późnym permie. Kolejny etap wzmożonej subsydencji tektonicznej i ekspansji basenu miał miejsce w oksfordzie–kimerydzie, a ostatni – w późnej kredzie, po-

cząwszy od cenomanu (Dadlez i in., 1995). Okresy ekspansji i subsydencji były przedzielone fazami kurczenia się basenu. Począwszy od późnego triasu, sedymentacja była okresowo zaburzana przez procesy halokinetyczne powodujące wzrost antyklin solnych. W schyłkowej fazie rozwoju, w późnej kredzie (od późnego turonu) i we wczesnym paleogenie, miała miejsce inwersja tektoniczna bruzdy śródpolskiej prawdopodobnie wskutek naprężeń kompresyjnych przenoszonych od aktywnego obrzeża Eurazji w trakcie jej kolizji z Afryką (Leszczyński, Dadlez, 1999; Krzywiec, 2000; Stephenson i in., 2003; Resak i in., 2008; Leszczyński, 2023). Ważną rolę odegrało też znaczne eustatyczne obniżenie poziomu morza pod koniec kredy. Procesy te doprowadziły do usunięcia utworów kredy i większości jury. Obecnie najmłodszymi utworami pod pokrywą kenozoiczną w rejonie otworu Czaplinek IG 1 są skały jury dolnej ([fig. 2, 3](#)).

W okresie ewolucji paleogeńsko-neogeńskiej obszaru powstał basen epikratoniczny o niejasnej genezie, w pierwszej fazie (paleocen) związanej z naprężeniami kompresyjnymi (Mazur i in., 2005; Kasiński, 2023). W jego rozwoju dominującym zdarzeniem była późnokredowo-paleoceńska faza strukturalnej inwersji bruzdy śródpolskiej, po której nastąpiła faza druga, związana z wypiętrzeniem wału śródpolskiego w środkowym–późnym eocenie. Najmłodszy okres rozwoju wiąże się z ekspansją zlodowaceń plejstoceńskich i depozycją utworów glacialnych, fluwioglacjalnych i fluwialno-aluwialnych, a następnie fazą deglacjacji i rozwojem holocentrycznych procesów morfogenetycznych.