

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Materiał rdzeniowy uzyskany z badawczego otworu wiertniczego Nidzica IG 1 dostarczył w ciągu ponad sześćdziesięciu lat od zakończenia głębiania otworu bogatego zbioru danych, uzyskanych w wyniku przeprowadzenia prac badawczych o szerokim zakresie merytorycznym. Były to badania polegające na bezpośrednich obserwacjach rdzeni i materiału z nich pobranego. Należy wymienić pełne spektrum badań stratygraficznych od biostratygrafii, chronostratygrafii, litostratygrafii po badania sedimentologiczne, facjalne, mikro- i makropaleontologiczne, mikrotektoniczne i paleomagnetyczne. Dane z profilu otworu wiertniczego Nidzica IG 1 zostały wykorzystane w pracach kartograficznych przy sporządzaniu różnego rodzaju map geologicznych, zawartych w kilku atlasach. Drugą grupę prac badawczych stanowiły badania analityczne, głównie geochemiczne skał krystalicznych, materii organicznej, petrograficzne skał magmowych i klastycznych. W omawianym otworze wykonano pełny zestaw opróbowań hydrogeologicznych i pomiary geofizyki otworowej. Głębienie otworu zostało zakończone na głęb. 2340,0 m w krystalicznych skałach paleoproterozoiku.

Skały magmowe rozpoznane w stropie podłoża krystalicznego profilu Nidzica IG 1 są reprezentowane przez wysokopotasowe i shoshonitowe alkaliczno-wapniowe i alkaliczne, leukomonzonity kwarcowe i granity o monotonnym składzie mineralnym. Skały mają cechy słabo peraluminowe ($ANKC < 1,1$). Zawierają niewielkie ilości normowanego korundu ($< 1\%$ CIPW). Przy wysokiej zawartości sodu w stosunku do proporcji potasu, z ujemną korelacją udziału fosforu do krzemionki i braku dodatniej korelacji P_2O_5 w stosunku do Rb, nie spełniają cech granitów typu S i wykluczają hipotezę osadowego charakteru protolitu. Skały są zubożone w tor. Mają także niskie wartości ciężkich ziem rzadkich HREE w stosunku do składu typowego dla górnej skorupy UCC. Dane izotopowe Sr-Nd dla całej skały (Nid-2311 i Nid-2321), w tym epsilon Nd wykazują wartości nieznacznie ujemne w zakresie ϵ_{Nd} od $-1,18$ do $-1,16$ i świadczą o względnie słabej kontaminacji materiałem skorupowym. Potwierdza to także niska wartość inicjalnego strontu ($^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0,70312$. Klasyfikacja geochemiczna skał z Nidzicy (Rb *versus* Y + Nb i Nb *versus* Y wskazuje na cechy granitów łuku wulkanicznego (VAG) i granitów synkolizyjnych. Wiek protolitu określony na cyrkonach (próbka z głęb. 2317,0 m) ok. 1767 ± 13 mln lat temu jest analogiczny jak w przypadku protolitu skał z podłoża krystalicznego obszaru Bałtyku i Pomorza czy południowej Szwecji, wskazując późno paleoproterozoiczny etap orogenicznej aktywności magmowej od 1765 ± 6 mln lat (B8-1/83) do 1760 ± 5

mln lat (Hel IG 1) czy TIB-1 od $1,81-1,76$ mld lat. Obrasty metamorficzne i magmowe fragmenty powstały w mezoproterozoiku ok. $1488 \pm 6,2$ mln lat temu, co jest cechą charakterystyczną dla skał podłoża w pobliżu pasma intruzji AMCG.

Badania przeprowadzone na podstawie szczegółowej analizy mezostrukturalnej w kompleksie skał krystalicznych ukazały, że w obrębie granitoidów w profilu otworu Nidzica IG 1 obserwuje się liczne struktury nieciągłe, reprezentowane przez ścięcia (mezouskoki) i spękania. Prawdopodobnie do najstarszych należą bardzo strome ścięcia S_2 (kąt nachylenia ok. 80°) o charakterze normalnym. Powierzchnie S_2 bywają przecinane i przemieszczane ruchem nasuwczym przez młodsze, położe ścięcia S_3 . Zarówno ścięcia S_2 , jak i S_3 , są przecinane przez pionowe lub subwertykalne ścięcia S_4 . Stwierdzone w otworze Nidzica IG 1 mezouskoki mają najczęściej charakter stromych i bardzo stromych uskoków prawoprzesuwczych lub prawoprzesuwczo-normalnych z niewielką składową rzutową. W stropowej części analizowanego profilu dominują spękania położe, równoległe do położe nachylonych struktur fluidalnych.

Ponad kompleksem skał magmowych na głęb. 2310,5 m występują nierozdzielone chronostratygraficznie, klastyczne utwory ediakaru i kambru. Dolną część profilu ediakarsko-kambryjskiego budują gruboklastyczne, czerwono-brązowe i pstre utwory formacji żarnowieckiej, której spągowa część osadziła się w ediakarze w warunkach lądowych, na stożkach aluwialnych, rozbudowywujących się u podnóża ryftowych skarp uskokowych. W utworach formacji żarnowieckiej nie stwierdzono występowania wskaźników stratygraficznych. Granica ediakar-kambr została poprowadzona na podstawie kryteriów litostratygraficznych i facjalnych, w miejscu pojawienia się w profilu na głęb. 2287,9 m charakterystycznych tylko dla kambru pionowych jamek mieszkalnych organizmów filtrujących pokarm z zawiesiny wodnej. W miarę rozwoju transgresji kambryjskiej w profilu zanika czerwono-brązowa i pstra barwa osadów na korzyść szarego i zielonoszarego zabarwienia ich zabarwienia. Charakterystyczną cechą utworów kambryjskich jest występowanie heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłwcowych i licznych, różnicowanych taksonomicznie skamieniałości śladowych. Profil kambryjski jest silnie zredukowany tektonicznie i prawdopodobnie reprezentuje terenew i część oddziału 2 kambru. Brak wskaźników biostratygraficznych uniemożliwia pewne datowanie tej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej.

Na głęb. 2154,0 m z niezgodnością erozyjną na utworach kambru zalegają utwory triasu, osiągające miąższość $441,5$ m. Są reprezentowane przez utwory pstrego piaskow-

ca, wapienia muszlowego i kajpru. Profil pstrego piaskowca rozpoczyna formacja bałtycka, zbudowana z piaskowców drobnoziarnistych, z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Wykształcenie formacji wskazuje na jej depozycję w obrębie sebhry przybrzeżnej, jej piaskowcowy spąg reprezentuje piaszczystą równię brzegową lub równię aluwialną. Nadległą formację lidzbarską tworzą pstre mułowce z przewarstwieniami lub soczewkami piaskowców i iłowców. Najniższa część formacji reprezentuje prawdopodobnie system wysp barierowych lub strefę brzegową. Zasadniczą część formacji była deponowana w płytkiej, otwartej lagunie. Formacja malborska jest zbudowana z piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i iłowców i była deponowana w środowisku aluwialnym. Sukcesję pstrego piaskowca zamyka formacja elbląska, w której profilu dominują piaskowce. Utwory wspomnianej formacji były deponowane na równi brzegowej z depozycją ewaporatów. Kończące profil formacji mułowce wapieniste z przewarstwieniami wapieni, były deponowane w obrębie płytkiej laguny. Dolny wapień muszlowy jest litologicznie dwudzielny. W niższej części dominują przewarstwiająca się wapienie pelitowe i margliste oraz margle i iłowce margliste. Wyższa część jest zbudowana z naprzemianległych wapieni biodetrytycznych oraz wapieni marglistych o falistej teksturze. Podział ten odpowiada w przybliżeniu podziałowi na warstwy margliste (niższa część) oraz warstwy faliste i piaskowe (wyższa część). Środkowy wapień muszlowy budują dolomity ilaste. Górny wapień muszlowy budują dolomity ilaste. Sukcesja odzwierciedla rozwój epikontynentalnego zbiornika morskiego w jego peryferyjnej strefie, jaką stanowił rejon Nidzicy. Osady dolnego wapienia muszlowego reprezentują przejście od brzeżnych do pełnomorskich warunków depozycji. Środkowy wapień muszlowy odzwierciedla regionalną regresję i rozwój depozycji w systemie sebhry przybrzeżnej oraz laguny o podwyższonym zasoleniu. Ponowny puls transgresywny wystąpił pod koniec depozycji wapienia muszlowego. Sukcesję kajpru budują głównie mułowce oraz piaskowce z licznymi konkrecjami dolomitycznymi. Wykształcenie osadów wskazuje na regresję epikontynentalnego zbiornika morskiego. Osady szelfowe stopniowo przechodzą w osady strefy brzegowej i w osady równi aluwialnej z poziomami zmienionymi pedogenicznie. Najwyższa część sukcesji kajpru reprezentują, w ujęciu litostratygraficznym, utwory piaskowca trzciniowego. Osady piaskowców trzciniowych były deponowane w strefie dystalnej równi piaszczystej o charakterze równi aluwialnej lub brzegowej. Profil kajpru zamykają warstwy nidzickie zbudowane z pstrych iłowców i mułowców. Depozycja wymienionych utworów odbywała się na obszarze dystalnej równi aluwialnej. Kończące profil triasu warstwy bartoszyckie są zbudowane z drobnoziarnistych piaskowców i deponowane były w środowisku fluwialnym.

Badania paleomagnetyczne w utworach pstrego piaskowca zawierały składową naturalnej pozostałości magnetycznej o charakterze pierwotnym, nabytą w trakcie ich sedymentacji lub ich wczesnej diagenety. Zapis zmian polarności magnetycznej w górnym pstrym piaskowcu charakteryzuje się liczbą magnetozon o polarności normalnej i odwrotnej

nie mniejszą niż ta zanotowana w centralnej części basenu polskiego. Może to wskazywać, że profil utworów pstrego piaskowca z otworu Nidzica IG 1 nie zawiera znaczących luk stratygraficznych, a cała sukcesja ma raczej charakter skondensowanej stratygraficznie.

W otworze wiertniczym Nidzica IG 1 jurę dolną stwierdzono na głęb. 1482,5–1712,5 m; jej miąższość wynosi 230,0 m. Profil obejmuje utwory od hetangu po toark. Wydzielono tu 4 formacje: zagajską, olsztyńską, ciechocińską i borucicką. Najstarsze utwory jury dolnej wydzielone zostały jako formacja zagajska, która w rejonie NE Polski wiekowo reprezentuje hetang i synemur. Są to w przeważającej mierze słabo związane piaskowce różnoziarniste osadzone w środowisku rzeczonym. Występująca wyżej formacja olsztyńska wydzielona została na głęb. 1554,0–1676,5 m i ma miąższość 122,5 m. W profilu formacji dominują utwory piaskowcowe. Są to utwory pochodzenia rzecznego, prawdopodobnie powstałe głównie w obrębie koryt rzecznych. Reprezentująca toark dolny formacja ciechocińska, wyraźnie odcina się na krzywych geofizycznych ze względu na jej odmienne od pozostałych formacji wykształcenie. Są to szarozielonej barwy iłowce i mułowce z kilkudziesięciocentymetrowymi wkładkami piaskowców. Są to utwory osadzone w środowisku zatoki brakicznej a w dolnym odcinku prawdopodobnie również deltowym. Profil jury dolnej kończy formacja borucicka wiekowo zaliczana do górnego toarku. Obejmuje ona część profilu na głęb. 1482,5–1508,8 m i jej miąższość wynosi 26,5 m. Są to w najniższym odcinku piaskowce średnioziarniste wyżej przechodzące w drobnoziarniste.

W otworze Nidzica IG 1 utwory jury środkowej stwierdzono na głęb. 1390,3–1482,5 m. Ich miąższość wynosi 92,2 m, Brak tu utworów najniższej jury środkowej – aalenu i prawie całego bajosu. Profil jury środkowej rozpoczyna na głęb. 1482,5 m kompleks piaskowcowy. Na podstawie korelacji z otworami położonymi w północnej części niecki płockiej należy przypuszczać, że są to utwory najwyższego bajosu lub najniższego batonu, tworzące tzw. serię ładową. Typowe dla batonu dolnego utwory mułowcowo-iłowcowe, stwierdzono na głęb. 1451,5–1470,6 m. Ich dolnobatoński wiek został przyjęty na podstawie korelacji z otworami północnej niecki płockiej. Nadległe utwory piaskowcowe występujące na głęb. 1434,5–1451,5 m (miąższość 17,5 m) przypuszczalnie należy zaliczyć do środkowego bulastą. batonu. Wyższy odcinek batonu górnego (powyżej głęb. 1415,0 m) budują piaskowce różnoziarniste. Profil jury środkowej kończy warstwa utworów keloweju, z tzw. warstwą bulastą. Opisane utwory są wykształcone w sposób typowy dla keloweju środkowego i górnego obszaru mazursko-suwałskiego.

Profil jury górnej wiercenia Nidzica IG 1 obejmuje interwał głęb. 1046,7–1390,3 m, o miąższości 343,6 m. Ponad warstwą bulastą górnego keloweju, występują utwory, które należy zaliczyć do formacji gąbkowo-wapiennej, odpowiadającej w ujęciu facjalnym formacji wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej Polski. Utwory formacji gąbkowo-wapiennej są wykształcone w dolnej części jako wapienie mułowcowe z glaukonitem przechodzące w margle dolomityczne i wapienisto-dolomityczne. W przedziale głęb.

1389,4–1390,1 m udokumentowano na podstawie fauny amonitów poziom *cordatum* oksfordu dolnego, a wyżej na głęb. 1387,7–1388,2 m amonity poziomu *densiplicatum* oksfordu środkowego. Wskazuje to na obecność bardzo silnej kondensacji lub luki stratygraficznej w najniższym oksfordzie (poziom *mariae*) oraz na niewielką miąższość utworów wyższego dolnego oksfordu (poziom *cordatum*). Ponad utworami marglistymi najniższej części formacji gąbkowo-wapiennej, występują utwory gąbkowych wapieni i wapieni marglistych. W utworach tych udokumentowano amonity charakterystyczne dla poziomu *plicatilis* oksfordu środkowego, wyżej amonity poziomu *transversarium* oksfordu środkowego. Wymienione warstwy reprezentują zatem oksford środkowy, a być może również częściowo oksford górny. Na głęb. 1260,0 m znaleziono amonita wskazującego na poziom *bimammatum* dolnego kimerydu co wskazywałoby na to, że granicę oksford/kimeryd można postawić na głęb. ok. 1270 m.

Leżące na głęb. 1114,9–1194,2 m utwory, o miąższości 79,3 m, należy przypisać do formacji IV oolitowej. Jest zbudowana z wapieni oolitowych, oolitowo-onkolitowych, oragnodetrytycznych. Reprezentują dolnokimerydzki okres maksymalnego obniżenia poziomu morza i rozwoju płytkowodnej platformy węglanowej na Niżu Polskim stanowiący najwyższą, wybitnie regresywną część długiej depozycyjnej sekwencji COK (ang. *Callovian–Oxfordian–Kimmeridgian*), nazywanej także megasekwencją I. Następny pakiet litologiczny z głęb. 1101,8–1114,9 m, o niewielkiej miąższości 13,1 m, odpowiada formacji wapienno-marglisto-muszlówcowej. Na podstawie fauny amonitowej występującej w profilach sąsiednich wierceń można datować skały formacji V wapienno-marglisto-muszlówcowej na najwyższą część kimerydu dolnego i niższą część kimerydu górnego. Granicę kimerydu dolnego i górnego można wyznaczyć w przedziale nieciągłości występującym na głęb. 1109,0 m. Kolejny zespół litofacjalny należy do formacji łupkowo-marglisto-mułówcowej (pałuckiej). Jest zbudowany z mułowców ilastych i marglistych oraz łupków ilastych. W jego najniższej części udokumentowano faunę *nannocardiocerasów* charakterystyczną dla pogranicza poziomu *eudoxus* i *autissiodorensis* kimerydu górnego. Wyżej występują amonity charakterystyczne dla poziomu *autissiodorensis* kimerydu górnego. Najmłodsze utwory formacji łupkowo-marglisto-mułówcowej (pałuckiej) zawierają amonity typowe dla kolejnych poziomów amonitowych dolnego tytonu, od poziomu *klimovi* aż do najniższej części poziomu *scythicus*. Najmłodszy zespół litofacjalny jury górnej, który należy do formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej), Najwyższa część omawianego zespołu facjalnego zbudowana z łupków marglistych i margli oraz mułowców marglistych może należeć do najwyższego tytonu lub nawet najniższego beriasu.

W otworze wiertniczym Nidzica IG 1 utwory kredy występują na głęb. 442,2–1046,7 m i mają miąższość 604,5 m. Kreda dolna o miąższości 69,2 m stwierdzona została na głęb. 977,5–1046,7 m. Wyróżniono tu formację wrocławską (prawdopodobnie górny walanżyn–dolny hoteryw) oraz formację mogileńską (barrem–alb środkowy). Są to skały silikoklastyczne (iłowce, mułowce, piaszkowcemiejscami ze

zwirem), bezwapienne, deponowane na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego. W profilu występuje luka stratygraficzna obejmująca ogniwa pagórczańskie, goplańskie i prawdopodobnie najniższą część ogniwa kruszwickiego. Ponad formacją mogileńską leżą transgresywne utwory piaszczyste z fosforytami albu górnego. Utwory kredy górnej stwierdzono na głęb. 442,2–977,5 m. Mają one miąższość 535,3 m. Cenoman to kontynuacja piaszczystej sedimentacji albu górnego. Począwszy od turonu po mastrycht górny występują utwory węglanowe, margliste i węglanowo-krzemionkowe. Utwory górnej kredy (od turonu po mastrycht) deponowane były na obszarze płytkiego szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego, tylko w cenomanie na płytkim szelfie silikoklastycznym. Podobnie jak w wielu otworach wyniesienia mazursko-suwałskiego, także w otworze Nidzica IG 1 zaznacza się luka sedimentacyjna obejmująca najprawdopodobniej kampan górny i być może część kampanu dolnego. Pewna redukcja osadów nie jest też wykluczona na pograniczu cenomanu i turonu.

Najstarsze osady paleogenu występują na głęb. 359,0–442,2 m i są wykształcone w postaci margli piaszczystych z glaukonitem oraz piasków i piaszkowców kwarcowo-glaukonitowych. Wymienione osady są zaliczone do paleocenu dolnego – danu w formacji pałuckiej, na podstawie datowania mikrofaunistycznego Waśkowskiej (ten tom), która na głęb. 438,0 m oznaczyła otwornice charakterystyczne dla paleocenu dolnego. Ponad osadami paleocenu na głęb. 310,0–359,0 m występują osady zaliczone do eocenu górnego w formacji pomorskiej, są to utwory piaszczysto-mułowcowe-ilaste z glaukonitem. Pomiędzy osadami paleocenu i eocenu istnieje luka stratygraficzna obejmująca górny paleocen i dolny eocen. Kolejna luka przypada na dolną i środkową część oligocenu dolnego. Wyżej występujące osady oligoceniczne zostały zaliczone do wyższej części oligocenu dolnego – formacja mosińska górna. Są to osady mułowcowo-piaszczyste z wkładkami iłu. Powyżej występuje luka obejmująca oligocen górny, miocen dolny i część miocenu środkowego. Neogen rozpoczynają osady wyższej części miocenu środkowego – formacja adamowska, ogniwo konińskie, w którym na głęb. 206,0–272,20 m występują utwory mułkowe, ilaste i piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego i szczątkami roślinnymi. Na głęb. 111,0–206,0 m występują iły, iłowce i mułowce które zostały zaliczone do miocenu górnego, formacji poznańskiej, ogniwa rycickiego. Najmłodszą jednostkę litostratygraficzną neogenu w tym wierceniu na głęb. 66,0–111,0 m stanowią osady ilasto-mułkowe barwy szaro-zielonej z żółtymi plamami, zaliczone do wyższej części formacji poznańskiej, ogniwa karczewskiego, kończące sedimentację miocenu górnego.

Otwór wiertniczy Nidzica IG 1 jest zlokalizowany na obszarze objętym zlodowaceniami środkowopolskimi w obrębie wysoczyzny polodowcowej, makroregionu Niziny Północnomazowieckiej, w dorzeczu rzeki Nidy. W profilu pionowym wiercenia udokumentowano 66 m plejstocenijskich osadów glacialnych. Są to od dołu ku górze gliny lodowcowe, warstwa piasku i żwiru a wyżej glina zwałowa. Najstarszymi osadami plejstocenijskimi w otworze Nidzica IG 1 są

gliny lodowcowe, zdeponowane bezpośrednio na utworach neogenu. W wyniku wycofywania się lądolodu powstała seria osadów piaszczysto-żwirowych, zdeponowana przez wody roztopowe. Opisane wydzielenia stanowią starszy poziom glacialny zlodowaceń środkowopolskich, Okres zlodowacenia odry datowany jest na ok. 244–280 tys. lat temu. Od powierzchni terenu do głęb. 37 m zalegają gliny zwałowe, zdeponowane podczas młodszego zlodowacenia środkowopolskiego Warty, które trwało ok. 132–180 tys. lat temu.

Wyniki laboratoryjnych pomiarów gęstości objętościowej (ρ) wskazały, że najniższymi gęstościami (ρ) charakteryzują się utwory kredy (średnia wartość wynosi jedynie $2,09 \text{ g/cm}^3$). Na uwagę zasługują tu dwie granice, o wyraźnym kontraście gęstościowym i prawdopodobnie również prędkościowym – potencjalne horyzonty korelacyjne. Są to granica pomiędzy utworami santonu ($\rho = 2,24\text{--}2,43 \text{ g/cm}^3$) i koniaku/turonu oraz kontakt albu–barremu ($\rho = 2,13 \text{ g/cm}^3$) z utworami walanżynu górnego i hoterywu dolnego ($\rho = 2,30 \text{ g/cm}^3$). Średnia ρ utworów jurajskich jest nieco wyższa niż w utworach kredowych ($2,31 \text{ g/cm}^3$), ale na uwagę zasługuje znacznie większe zróżnicowanie średnich gęstości poszczególnych pięter, przy czym skrajne wartości przypisane są toarkowi górnemu ($2,07 \text{ g/cm}^3$) i toarkowi dolnemu ($2,43 \text{ g/cm}^3$), również wskazując na potencjalnie dobry geofizyczny horyzont korelacyjny. W obrębie utworów triasowych występuje stosunkowo niska gęstość triasu górnego, która wynika z wewnętrznego gęstościowego zróżnicowania tego okresu, albowiem średnia gęstość dla utworów warstw bartoszyckich i nidzickich jest stosunkowo wyższa ($2,43 \text{ g/cm}^3$), a to co powoduje obniżenie średniej gęstości całego triasu górnego, to utwory piaskowca trzcinowego o średniej gęstości wynoszącej jedynie $2,19 \text{ g/cm}^3$.

Badania geofizyczne wykonane w otworze Nidzica IG 1 metodą analogową pozwoliły na poznanie oporności, stanu zwięzłości, porowatości neutronowej czy spektrometrycznego promieniowania gamma utworów budujących obszar, na którym wykonano wspomniany otwór wiertniczy. Pozyskano również informacje na temat temperatury czy krzywizny otworu. Niestety ze względu na brak pomiarów laboratoryjnych nie przeprowadzono szczegółowej analizy petrofizycznej dotyczącej porowatości, zailenia czy przepuszczalności skał.

Analiza prędkości średnich wykazała, że w obrębie utworów neogenu otrzymane wyniki obliczeń wskazują na istnienie trzech kompleksów prędkościowych o średniej wartości prędkości równej 1768, 1842 i 1960 m/s. Wyraźny wzrost średniej prędkości kompleksowej z 1960 do 2258 m/s widoczny jest na głęb. 360,0 m w obrębie paleogenu. Kolejny kompleks o średniej prędkości wynoszącej 2258 m/s wyznaczono w obrębie kredy, w interwale głęb. 580,0–820,0 m, gdzie w profilu litologicznym dominują opoki. Na głęb. 840,0 m średnia prędkość fali znacząco wzrasta z 2437 do 2849 m/s co jest związane z przejściem fali z zailonych opok o niższych prędkościach do białych wapieni charakteryzujących się znacznie wyższą prędkością średnią. Bardzo wysoki kontrast prędkościowy, gdzie średnia wartość prędkości wzrasta

z 2920 do 3762 m/s zaobserwowano na głęb. 1120,0 m w obrębie formacji górnourajskich. Wyznaczona granica prędkościowa jest związana w tym przypadku z granicą pomiędzy formacją V (wapienno-marglisto-muszlowcową) i formacją IV (oolitową) i przejściem fali z utworów o stosunkowo wysokim zaileniu do wysokoprędkościowych wapieni oolitowych. Od głęb. 1260,0 m, w utworach jury górnej, środkowej i dolnej dochodzi do powolnego spadku średnich prędkości kompleksowych. W pierwszym kompleksie poniżej tej granicy, występującym na głęb. 1280,0–1320,0 m, średnia prędkość fali P wynosi 3556 m/s. W profilu otworu, kompleks ten odpowiada wapieniom marglistym formacji III (koralowcowej). Kolejny kompleks prędkościowy znajduje się w przedziale głęb. 1340,0–1420,0 m, gdzie znajdują się wapienie i margle formacji I (gąbkowo-wapiennej). Poniżej, na głęb. 1420,0 m dochodzi do znacznego spadku średniej prędkości kompleksowej z 3218 m/s do 2781 m/s, co jest związane z przejściem fali P przed granicę pomiędzy wapieniami i marglami formacji I jury górnej oraz mułowcami i piaskowcami jury środkowej. Na podstawie przedstawionych powyżej analiz można stwierdzić, że obliczona prędkość średnia jest zależna od zmienności litologicznej przewierczanych warstw i odzwierciedla budowę geologiczną obszaru w otoczeniu otworu Nidzica IG 1. W przypadku badanego otworu, ze względu na ograniczony zakres wykonanych pomiarów, najbardziej wyraźnym refleksem będzie ten odpowiadający formacji IV (oolitowej).

W wyniku opróbowania hydrogeologicznego w profilu otworu Nidzica IG 1 nie stwierdzono występowania węglowodorów. W utworach triasu górnego stwierdzono całkowity brak przyływu, co potwierdza ich regionalnie słabe własności zbiornikowe. Warunki zbiornikowe utworów jury dolnej określono jako korzystne. Pozostałe poziomy jurajskie oraz kredowe występują w strefie wymiany wód. Strefa szczególnie intensywnej wymiany wód sięga do głębokości ok. 800–1000 m i jest charakterystyczna dla skrajnie zachodniej części wyniesienia mazursko-suwalskiego. W kierunku północnym, gdzie następuje polepszenie się warunków zbiornikowych w stosunku do głębokości zalegania, miąższość strefy aktywnej wymiany maleje. W profilu hydrochemicznym zaznacza się wyraźny wzrost mineralizacji ogólnej wód wraz z głębokością od ok. 1 g/dm^3 w płytszych horyzontach kredy górnej do ponad 50 g/dm^3 w utworach jury dolnej. Na podstawie wskaźnika $r(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$, wynoszącego $<0,86$, wody podziemne kompleksu jurajskiego należy zaliczyć do wód reliktowych/synsedymencyjnych, typowych dla strefy stagnacji hydrodynamicznej. W odniesieniu do utworów jury dolnej ich całkowitą izolację potwierdzają wartości wskaźników Cl^-/Br^- (<300) i wskaźnika siarczanowego, która jest zbliżona do jedności. W przypadku kompleksów środkowo- i dolnojurajskiego wartości wskaźnika Cl^-/Br^- (>300) wskazują przypuszczalnie, że występujące w nich wody w niewielkim stopniu mogą zawierać domieszki wód paleoinfiltracyjnych.