

Imię i nazwisko autora rozprawy: Dawid Potrykus
Dyscyplina naukowa: Inżynieria Środowiska

ROZPRAWA DOKTORSKA

Tytuł rozprawy w języku polskim: Znaczenie wód podziemnych w dopływie zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do Zatoki Puckiej

Tytuł rozprawy w języku angielskim: Significance of groundwater on agricultural pollutants discharge to the Bay of Puck

Promotor <i>podpis</i>	Drugi promotor <i>podpis</i>
dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, prof. uczelni	<Tytuł, stopień, imię i nazwisko>
Promotor pomocniczy <i>podpis</i>	Kopromotor <i>podpis</i>
<Tytuł, stopień, imię i nazwisko>	<Tytuł, stopień, imię i nazwisko>

OŚWIADCZENIE

Autor rozprawy doktorskiej: Dawid Potrykus

Ja, niżej podpisany(a), oświadczam, iż jestem świadomy(a), że zgodnie z przepisem art. 27 ust. 1 i 2 ustawy z dnia 4 lutego 1994 r. o prawie autorskim i prawach pokrewnych (t.j. Dz.U. z 2021 poz. 1062), uczelnia może korzystać z mojej rozprawy doktorskiej zatytułowanej:
Znaczenie wód podziemnych w doływie zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do Zatoki Puckiej
do prowadzenia badań naukowych lub w celach dydaktycznych.¹

Świadomy(a) odpowiedzialności karnej z tytułu naruszenia przepisów ustawy z dnia 4 lutego 1994 r. o prawie autorskim i prawach pokrewnych i konsekwencji dyscyplinarnych określonych w ustawie Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz.U.2021.478 t.j.), a także odpowiedzialności cywilnoprawnej oświadczam, że przedkładana rozprawa doktorska została napisana przeze mnie samodzielnie.

Oświadczam, że treść rozprawy opracowana została na podstawie wyników badań prowadzonych pod kierunkiem i w ścisłej współpracy z promotorem dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, prof. uczelni.

Niniejsza rozprawa doktorska nie była wcześniej podstawą żadnej innej urzędowej procedury związanej z nadaniem stopnia doktora.

Wszystkie informacje umieszczone w ww. rozprawie uzyskane ze źródeł pisanych i elektronicznych, zostały udokumentowane w wykazie literatury odpowiednimi odnośnikami, zgodnie z przepisem art. 34 ustawy o prawie autorskim i prawach pokrewnych.

Potwierdzam zgodność niniejszej wersji pracy doktorskiej z załączoną wersją elektroniczną.

Gdańsk, dnia

.....
podpis doktoranta

Ja, niżej podpisany(a), wyrażam zgodę na umieszczenie ww. rozprawy doktorskiej w wersji elektronicznej w otwartym, cyfrowym repozytorium instytucjonalnym Politechniki Gdańskiej.

Gdańsk, dnia

.....
podpis doktoranta

¹ Art. 27. 1. Instytucje oświatowe oraz podmioty, o których mowa w art. 7 ust. 1 pkt 1, 2 i 4–8 ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. – Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce, mogą na potrzeby zilustrowania treści przekazywanych w celach dydaktycznych lub w celu prowadzenia działalności naukowej korzystać z rozpowszechnionych utworów w oryginale i w tłumaczeniu oraz zwielokrotnić w tym celu rozpowszechnione drobne utwory lub fragmenty większych utworów.

2. W przypadku publicznego udostępniania utworów w taki sposób, aby każdy mógł mieć do nich dostęp w miejscu i czasie przez siebie wybranym korzystanie, o którym mowa w ust. 1, jest dozwolone wyłącznie dla ograniczonego kręgu osób uczących się, nauczających lub prowadzących badania naukowe, zidentyfikowanych przez podmioty wymienione w ust. 1.

OPIS ROZPRAWY DOKTORSKIEJ

Autor rozprawy doktorskiej: Dawid Potrykus

Tytuł rozprawy doktorskiej w języku polskim: Znaczenie wód podziemnych w dopływie zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do Zatoki Puckiej

Tytuł rozprawy w języku angielskim: Significance of groundwater on agricultural pollutants discharge to the Bay of Puck

Język rozprawy doktorskiej: polski

Promotor rozprawy doktorskiej: dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, prof. uczelni

Data obrony:

Słowa kluczowe rozprawy doktorskiej w języku polskim: MODFLOW, MT3DMS, SWAT, praktyka rolnicza, podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie, podmorski drenaż wód podziemnych, Zatoka Pucka

Słowa kluczowe rozprawy doktorskiej w języku angielskim: MODFLOW, MT3DMS, SWAT, agricultural activity, groundwater vulnerability, submarine groundwater discharge, Bay of Puck

Streszczenie rozprawy w języku polskim:

Problematyka eutrofizacji akwenów morskich związana z dopływem zanieczyszczonych wód podziemnych stanowi aktualnie jedno z ważniejszych wyzwań współczesnej hydrogeologii, które zaliczane jest do poważnych problemów środowiska o charakterze globalnym. Szczególnym źródłem zanieczyszczenia wód podziemnych związkami azotu i fosforu jest działalność rolnicza, powszechnie prowadzona w strefie nadmorskiej.

Badaniami objęto reprezentatywną część zlewni Zatoki Puckiej stanowiącą nadmorski obszar młodoglacjalny o typowo rolniczym zagospodarowaniu powierzchni terenu. Obszar badań charakteryzuje się dużą niejednorodnością pod względem budowy geologicznej, co ma istotny wpływ na zróżnicowane warunki występowania i przepływu wód podziemnych w wielopoziomym systemie wodonośnym, który drenowany jest w Zatoce Puckiej.

Cel pracy zakładał określenie warunków dopływu wód podziemnych i zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do wewnętrznej części Zatoki Puckiej poprzez analizę wpływu stosowanej praktyki rolniczej na środowisko hydrogeologiczne. Realizacja tematyki badawczej obejmowała wykonanie badań hydrogeochemicznych, modelowych oraz podatności.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że obszar opracowania odznacza się specyficznymi warunkami hydrogeochemicznymi, które przejawiają się zmiennością występowania stężeń analizowanych wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych w czasie, w przestrzeni oraz wraz z głębokością. Badane poziomy wodonośne zasadniczo prowadzą wody dobrej jakości, jednak lokalnie obserwuje się pogorszenie ich stanu, które może być związane z prowadzoną działalnością rolniczą.

Symulacje modelowe wykonane za pomocą kombinacji programów SWAT, MODFLOW-NWT oraz MT3DMS pozwoliły na stwierdzenie przestrzennego i sezonowego zróżnicowania wielkości infiltracji efektywnej opadów oraz wartości ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego, które są zbieżne z trendami zmian obserwowanymi na odpływie wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej. Na podstawie przeprowadzonych badań modelowych określono, iż z analizowanych poziomów wodonośnych do Zatoki Puckiej dopływa 1355,13 m³/h wód podziemnych i 1,87 kg/h (16,4 t/rok) ładunku N-NO₃, z czego przeważająca ilość pochodzi z górnego poziomu wodonośnego. Stwierdzono, że na zróżnicowanie notowanych wartości wpływ ma stosowana praktyka rolnicza wynikająca z założonych zmian w strukturze upraw, gospodarce nawozami, sposobie uprawy roli oraz wypasie zwierząt.

Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami przeprowadzona za pomocą opracowanej metody $DRASTIC_{SWAT}$ w odniesieniu do wyników uzyskanych przy wykorzystaniu kodu MODPATH umożliwiła identyfikację miejsc, w których migracja azotanów w wodach podziemnych może mieć największe znaczenie w dopływie do Zatoki Puckiej. Obszary te występują przede wszystkim w obrębie pradolin oraz północno-wschodniej części Kępy Puckiej, w strefie brzegowej o szerokości wynoszącej od około 400 do 1600 m.

Badania były przeprowadzone w ramach projektu badawczego NCBiR Program „Środowisko naturalne, rolnictwo i leśnictwo” – BIOSTRATEG (nr BIOSTRATEG 3/343927/3/NCBR/2017) pt. „Modelowanie wpływu gospodarstw rolnych i struktur użytkowania terenu zlewni na przykładzie Gminy Puck na jakość wód lądowych i morskich zlokalizowanych w strefie przybrzeżnej Morza Bałtyckiego – Zintegrowany Serwis informacyjno-predykcyjny WaterPUCK”.

Streszczenie rozprawy w języku angielskim:

Eutrophication of marine basins associated with submarine groundwater discharge is currently one of the most important challenges in modern hydrogeology, classified as a serious global environmental problem. A particular source of groundwater pollution with nitrogen and phosphorus compounds is agricultural activity, which is commonly carried out in the coastal zone.

The research was conducted in a representative part of the Bay of Puck watershed, which is a typical young glacial landscape dominated by agricultural land use. The geologic setting of the study area is heterogeneous, which has a significant influence on the groundwater flow and occurrence in the multi-aquifer hydrosystem, drained in the Bay of Puck.

The aim of the research was to determine the conditions of groundwater flow and discharge of agricultural pollutants into the inner part of Bay of Puck by analyzing the impact of agricultural practices on the hydrogeological environment. The implementation of the research topic included hydrogeochemical, modeling and vulnerability work.

The results of the study indicate the specific hydrogeochemical conditions in the research area, characterised by temporal and spatial variations of the agricultural pollutant indicators. In general, the aquifers have good water quality, but locally a degradation of water quality is observed, possibly due to agricultural activities.

An integrated modeling approach has been developed with combination of the SWAT, MODFLOW-NWT and MT3DMS codes. The results shows the spatial and seasonal variations of the N-NO₃ load leached from the soil profile and the infiltration of precipitation that are convergent with observed trends in the discharge of groundwater and N-NO₃ loads into the Puck Bay. The simulations show that 1,355.13 m³/h of groundwater and 1.87 kg/h (16.4 t/year) of N-NO₃ load are discharged into the Puck Bay from the analyzed aquifers, the majority of which comes from the upper aquifer. The differentiation of the determined values was found to be influenced by the agricultural practices, resulting from the assumed changes in crop structure, fertilizer management, cultivation methods and grazing.

The assessment of groundwater vulnerability to nitrate pollution was performed using the developed $DRASTIC_{SWAT}$ method. Together with the results obtained using the MODPATH code, it was possible to identify the locations where nitrate transport in groundwater could be of greatest importance for discharge to the Puck Bay. These areas are mainly located in the ice marginal valleys and in the northeastern part of the Pucka Morainic Plateau, in the coastal zone with a width of about 400 to 1600 m.

This work has been supported by National Centre for Research and Development NCBiR in Poland, in the framework of the project BIOSTRATEG3/343927/3/NCBR/2017 "Modelling of the impact of the agricultural holdings and land-use structure on the quality of inland and coastal waters of the Baltic Sea set up on the example of the Municipality of Puck region – Integrated info prediction Web Service WaterPUCK”.



mgr Dawid Potrykus

**ZNACZENIE WÓD PODZIEMNYCH W DOPŁYWIE
ZANIECZYSZCZEŃ POCHODZENIA ROLNICZEGO DO
ZATOKI PUCKIEJ**

**SIGNIFICANCE OF GROUNDWATER
ON AGRICULTURAL POLLUTANTS DISCHARGE TO THE BAY OF PUCK**

Rozprawa doktorska

Promotor

dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, prof. uczelni

Gdańsk, 2022



Składam serdeczne podziękowania

Pani Promotor

dr hab. Małgorzacie Pruszkowskiej-Caceres, prof. uczelni
za opiekę naukową podczas realizacji pracy doktorskiej,
wszechstronną pomoc, poświęcony mi czas
oraz nieustanną mobilizację.

dr hab. Beacie Jaworskiej-Szulc, prof. uczelni
oraz prof. dr. hab. inż. Adamowi Szymkiewiczowi
za okazaną życzliwość, rozwój naukowy
oraz nieocenioną pomoc i ogromne wsparcie
przy prowadzeniu badań modelowych.

dr Mirosławowi Lidzbarskiemu
za konsultacje i cenne uwagi udzielone
podczas prowadzonych badań.

Chciałbym również podziękować najbliższym,
Rodzicom za nieustanne wsparcie, Żonie za okazaną cierpliwość
oraz Wiktorii i Antoniemu, którzy byli moją największą
motywacją do ukończenia niniejszej pracy.



SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	14
1.1. UZASADNIENIE WYBORU TEMATU I OBSZARU BADAŃ	14
1.2. CEL, TEZY I ZAKRES PRACY	17
2. PRZEGLĄD LITERATURY TEMATU BADAŃ	19
2.1. HISTORIA BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W REJONIE ZATOKI PUCKIEJ	19
2.2. SPECYFIKA HYDROGEOLOGICZNA STREFY NADMORSKIEJ	21
2.2.1. SYSTEMY OBIEGU WÓD PODZIEMNYCH	21
2.2.2. RODZAJE DRENAŻU WÓD PODZIEMNYCH	23
2.2.3. BADANIA METODYCZNE DOPŁYWU WÓD PODZIEMNYCH DO AKWENU MORSKIEGO	25
2.3. CHARAKTERYSTYKA WSKAŹNIKÓW ROLNICZEGO ZANIECZYSZCZENIA WÓD PODZIEMNYCH	29
2.4. ZAGADNIENIE PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH NA ZANIECZYSZCZENIA	32
2.4.1. KLASYFIKACJA STOSOWANYCH METOD	33
2.4.2. BADANIA METODYCZNE DLA OBSZARÓW DZIAŁALNOŚCI ROLNICZEJ	35
3. METODYKA BADAŃ	39
3.1. PRACE WSTĘPNE	39
3.2. BADANIA TERENOWE	40
3.3. BADANIA LABORATORYJNE	45
3.4. BADANIA MODELOWE	45
3.4.1. SWAT	47
3.4.2. MODFLOW-NWT	51
3.4.3. MT3DMS	56
3.5. BADANIA PODATNOŚCI	59
4. CHARAKTERYSTYKA REJONU BADAŃ	61
4.1. POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE	61
4.2. WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE	62
4.3. WARUNKI HYDROLOGICZNE	68
4.4. WARUNKI KLIMATYCZNE	71
4.5. ZAGOSPODAROWANIE TERENU	74
4.6. PRAKTYKA ROLNICZA	76
4.7. BUDOWA GEOLOGICZNA	79
4.7.1. UTWORY PRZEDKENOZOICZNE	80
4.7.2. OSADY PALEOGENSKO-NEOGENSKIE	81
4.7.3. OSADY CZWARTORZĘDOWE	83
4.7.4. OSADY DNA ZALEWU PUCKIEGO	87
4.8. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE	89
4.8.1. WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD PODZIEMNYCH	89
4.8.2. SYSTEM OBIEGU I DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH	95
4.8.3. PODMORSKI DRENAŻ WÓD PODZIEMNYCH W ZATOCE PUCKIEJ	102
5. BADANIA HYDROGEOCHEMICZNE	104
5.1. SKŁAD CHEMICZNY I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH	105
5.2. TŁO HYDROGEOCHEMICZNE	111
5.3. ANALIZA STANU ZANIECZYSZCZENIA WÓD PODZIEMNYCH	114
5.3.1. OCENA GENEZY ZANIECZYSZCZENIA	115
5.3.2. ZMIENNOŚĆ CZASOWA	117
5.3.3. INWERSJA HYDROGEOCHEMICZNA	118
5.3.4. ROZKŁAD PRZESTRZENNY	120
6. BADANIA MODELOWE	123
6.1. DZIAŁALNOŚĆ ROLNICZA	123
6.1.1. ZAŁOŻENIA SCENARIUSZY PRAKTYKI ROLNICZEJ	123
6.1.2. KONSTRUKCJA MODELU	125
6.1.3. KALIBRACJA I WALIDACJA MODELU	128
6.1.4. WYNIKI SYMULACJI	129



6.2.	DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH	133
6.2.1.	SCHEMATYZACJA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH	133
6.2.2.	KONSTRUKCJA MODELU.....	135
6.2.2.1.	GEOMETRIA WARSTW	135
6.2.2.2.	PARAMETRY FILTRACYJNE	136
6.2.2.3.	ZASILANIE MODELU	137
6.2.2.4.	POCZĄTKOWE ZWIERCIADŁO WODY	139
6.2.2.5.	POBÓR WÓD PODZIEMNYCH	139
6.2.2.6.	DYSKRETYZACJA PRZESTRZENI I CZASU	140
6.2.2.7.	WARUNKI BRZEGOWE I POCZĄTKOWE	140
6.2.3.	KALIBRACJA, WERYFIKACJA I CZUŁOŚĆ MODELU	142
6.2.4.	WYNIKI SYMULACJI DLA STANU USTALONEGO	149
6.2.4.1.	ROZKŁAD CIŚNIEŃ PIEZOMETRYCZNYCH	149
6.2.4.2.	BILANS PRZEPŁYWU WÓD PODZIEMNYCH	151
6.2.4.3.	CZAS DOPIĘWU WÓD PODZIEMNYCH DO ZATOKI PUCKIEJ	155
6.2.5.	WYNIKI SYMULACJI DLA STANU NIEUSTALONEGO	156
6.3.	MIGRACJA AZOTANÓW W WODACH PODZIEMNYCH.....	158
6.3.1.	ZAŁOŻENIA I STRUKTURA MODELU.....	158
6.3.1.1.	PARAMETRY MIGRACJI.....	158
6.3.1.2.	WARUNKI BRZEGOWE I POCZĄTKOWE	159
6.3.2.	KALIBRACJA I WERYFIKACJA MODELU.....	161
6.3.3.	WYNIKI SYMULACJI DLA STANU USTALONEGO	162
6.3.4.	WYNIKI SYMULACJI DLA STANU NIEUSTALONEGO	164
6.4.	ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ MODELOWYCH	166
6.4.1.	ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE.....	166
6.4.2.	ZMIENNOŚĆ SEZONOWA	170
6.4.3.	WPLYW PRAKTYKI ROLNICZEJ	173
7.	BADANIA PODATNOŚCI	177
7.1.	ZAŁOŻENIA OCENY PODATNOŚCI.....	177
7.2.	CHARAKTERYSTYKA PARAMETRÓW	178
7.3.	ANALIZA CZUŁOŚCI PARAMETRÓW	183
7.4.	WALIDACJA OCENY PODATNOŚCI.....	184
7.5.	OCENA PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH I MOŻLIWOŚĆ MIGRACJI AZOTANÓW DO ZATOKI PUCKIEJ..	186
7.6.	WPLYW PRAKTYKI ROLNICZEJ NA PODATNOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH.....	188
8.	OCENA WPLYWU WÓD PODZIEMNYCH NA STAN ZANIECZYSZCZENIA ZATOKI PUCKIEJ	191
9.	PODSUMOWANIE	195
10.	WNIOSKI.....	198
	LITERATURA	201
	ZAŁĄCZNIKI	221



SPIS ZAŁĄCZNIKÓW

Załącznik nr 1. Mapa dokumentacyjna obszaru badań

Załącznik nr 2.1. Przekrój hydrogeologiczny A–A'

Załącznik nr 2.2. Przekrój hydrogeologiczny B–B'

Załącznik nr 2.3. Przekrój hydrogeologiczny C–C'

Załącznik nr 2.4. Przekrój hydrogeologiczny D–D'

Załącznik nr 2.5. Przekrój hydrogeologiczny E–E'

Załącznik nr 2.6. Przekrój hydrogeologiczny F–F'

Załącznik nr 2.7. Przekrój hydrogeologiczny G–G'

Załącznik nr 2.8. Przekrój hydrogeologiczny H–H'

Załącznik nr 2.9. Przekrój hydrogeologiczny I–I'

Załącznik nr 2.10. Przekrój hydrogeologiczny J–J'

SPIS RYSUNKÓW

Rys.1.1	Rolnicze zagospodarowanie powierzchni terenu w strefie przybrzeżnej Zatoki Puckiej.	str. 16
Rys.1.2	Skutki eutrofizacji w Zatoce Puckiej.	str. 16
Rys.1.3	Logo projektu oraz struktura serwisu WaterPUCK.	str. 18
Rys.2.1	Podstawowe rodzaje warunków hydrogeologicznych polskiego wybrzeża Bałtyku.	str. 22
Rys.2.2	Schemat występowania mechanizmów odpowiadających za podmorski drenaż wód podziemnych.	str. 24
Rys.2.3	Schematy drenażu podmorskiego swobodnego i ascenzyjnego.	str. 25
Rys.2.4	Schematy manualnego i automatycznego miernika wody wpływającej z dna morskiego (seepage meter).	str. 26
Rys.2.5	Obieg azotu w glebie, strefie aeracji i w wodach podziemnych.	str. 30
Rys.3.1	Wykorzystany sprzęt pomiarowy i narzędzia badawcze.	str. 44
Rys.3.2	Ogólny schemat budowy modelu hydrogeologicznego.	str. 46
Rys.3.3	Interfejs użytkownika programu GMS.	str. 47
Rys.3.4	Schemat budowy modelu SWAT.	str. 49
Rys.3.5	Schemat indeksowania.	str. 52
Rys.3.6	Ogólny schemat oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia azotanami za pomocą metody DRASTIC _{SWAT} .	str. 60
Rys.4.1	Lokalizacja obszaru badań.	str. 61
Rys.4.2	Formy rzeźby czwartorzędowej obszaru wokół Zatoki Puckiej.	str. 63
Rys.4.3	Morfologia obszaru badań.	str. 65
Rys.4.4	Typy wybrzeża obszaru badań.	str. 68
Rys.4.5	Roczny przebieg natężenia przepływu w ciekach Nadmorskiego Parku Krajobrazowego.	str. 69
Rys.4.6	Stężenia składników azotowych i fosforu w rzekach: Płutnica, Reda, Zagórska Struga, Gizdepka i Bładzikowski Potok.	str. 70
Rys.4.7	Rozkład wartości miesięcznych wybranych parametrów pogodowych z okresu lat 2001–2010.	str. 73
Rys.4.8	Struktura zagospodarowania powierzchni obszaru badań.	str. 74
Rys.4.9	Typ i powierzchnia gruntów ornych lub użytków zielonych w wybranych gospodarstwach na terenie gminy Puck.	str. 77
Rys.4.10	Uogólniony profil chronostratygraficzny regionu badań, opracowany na podstawie wyników wiercenia Darżlubie IG-1.	str. 79
Rys.4.11	Mapa osadów powierzchniowych obszaru badań opracowana na podstawie SMGP.	str. 87
Rys.4.12	Mapa osadów dennych wewnętrznej części Zatoki Puckiej wg klasyfikacji Shepard'a.	str. 88
Rys.4.13	Struktura występowania poziomów wodonośnych w rejonie obszaru badań.	str. 89
Rys.4.14	Występowanie GUPW w obrębie badanego obszaru.	str. 93
Rys.4.15	System krążenia wód w regionie wschodniopomorskim.	str. 96
Rys.4.16	Wykres zmian położenia zwierciadła wód podziemnych na stacji hydrogeologicznej w Swarzewie.	str. 99
Rys.4.17	Obszary drenażu wód podziemnych w dnie Zatoki Gdańskiej	str. 102
Rys.4.18	Przekroje hydrogeologiczne przez strefę brzegową Zatoki Puckiej	str. 103
Rys.5.1	Lokalizacja punktów badań hydrogeochemicznych.	str. 105
Rys.5.2	Trójkąt klasyfikacyjny Pieper'a dla wód badanych poziomów wodonośnych.	str. 106
Rys.5.3	Zakresy tła hydrogeochemicznego oraz zmienność stężeń wybranych składników w wodach badanych poziomów wodonośnych.	str. 114
Rys.5.4	Wykresy zależności potencjału redox od stężenia jonów amonowych oraz jonów azotanowych, a także stężeń jonów amonowych od azotanowych w poszczególnych poziomach wodonośnych.	str. 117
Rys.5.5	Zmienność stężeń jonów azotanowych w wodach górnego poziomu wodonośnego w latach 1956–2019.	str. 118
Rys.5.6	Zróźnicowanie wartości analizowanych wskaźników hydrogeochemicznych w badanych poziomach wodonośnych.	str. 119



Rys.5.7	Zróźnicowanie stężeń (średnia arytmetyczna) jonów azotanowych w zależności od miąższości strefy aeracji.	str. 120
Rys.5.8	Rozkład przestrzenny klas jakości wód podziemnych w wydzielonych poziomach wodonośnych w latach 2017–2019.	str. 122
Rys.6.1	Podział obszaru badań na zlewnie cząstkowe i jednostki HRU w programie SWAT.	str. 127
Rys.6.2	Średnie roczne wartości zasilania wód podziemnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.	str. 130
Rys.6.3	Średnie roczne wartości ładunku N-NO ₃ wymywanego z profilu glebowego w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.	str. 130
Rys.6.4	Średnie miesięczne wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO ₃ wymywanego z profilu glebowego dla wariantu bazowego (W0).	str. 132
Rys.6.5	Zróźnicowanie przestrzenne średnich wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO ₃ wymywanego z profilu glebowego dla wariantu bazowego (W0).	str. 132
Rys.6.6	Model konceptualny obszaru badań.	str. 134
Rys.6.7	Trójwymiarowy układ warstw modelu konceptualnego opracowywanego obszaru.	str. 135
Rys.6.8	Położenie powierzchni stropowej poszczególnych warstw modelu.	str. 136
Rys.6.9	Wartości zasilania wód podziemnych dla wariantu bazowego (W0) wczytane do programu GMS.	str. 138
Rys.6.10	Przyjęte warunki brzegowe dla poszczególnych warstw modelu.	str. 142
Rys.6.11	Wyniki kalibracji modelu przepływu wód podziemnych określone na podstawie wartości błędu średniego absolutnego (MAE) obserwowanego i obliczonego zwierciadła wód podziemnych.	str. 144
Rys.6.12	Porównanie wartości między obserwowanym a obliczonym zwierciadłem wód podziemnych.	str. 145
Rys.6.13	Wielkość błędu średniego absolutnego przy zmianie: współczynnika filtracji poziomów wodonośnych, współczynnika filtracji warstw słabo przepuszczalnych, infiltracji efektywnej.	str. 148
Rys.6.14	Wielkość odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej przy zróźnicowaniu wartości współczynnika filtracji oraz infiltracji efektywnej.	str. 149
Rys.6.15	Układ hydroizohips w zawieszonym (Q0), górnym (Q1) i dolnym (Q2) poziomie wodonośnym.	str. 150
Rys.6.16	Schemat warunków hydrogeologicznych i składniki bilansu przepływu wody przy uwzględnionej eksploatacji.	str. 151
Rys.6.17	Czas dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w obrębie górnego i dolnego poziomu wodonośnego.	str. 155
Rys.6.18	Średnie roczne wartości dopływu wód podziemnych z górnego poziomu wodonośnego (Q1) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.	str. 157
Rys.6.19	Średnie roczne wartości dopływu wód podziemnych z dolnego poziomu wodonośnego (Q2) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji	str. 157
Rys.6.20	Średnie miesięczne wartości odpływu wód podziemnych z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej dla wariantu bazowego (W0) z okresu symulacji.	str. 158
Rys.6.21	Wejściowe stężenie jonów NO ₃ ⁻ w wodzie infiltrującej na podstawie wyników modelu SWAT dla warunków ustalonych (W0).	str. 160
Rys.6.22	Rozkład stężeń jonów NO ₃ ⁻ w poziomach wodonośnych Q0, Q1 i Q2 w warunkach ustalonego przepływu wód podziemnych.	str. 163
Rys.6.23	Średni roczny dopływ ładunku N-NO ₃ z górnego poziomu wodonośnego (Q1) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.	str. 164



Rys.6.24	Średni roczny dopływ ładunku N-NO ₃ z dolnego poziomu wodonośnego (Q2) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.	str. 164
Rys.6.25	Średnie miesięczne wartości dopływ ładunku N-NO ₃ z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej dla wariantu bazowego (W0) z okresu symulacji (2001-2010).	str. 166
Rys.6.26	Udział procentowy zasilania wód podziemnych oraz wypłukiwania z profilu glebowego ładunku N-NO ₃ na obszarze gruntów ornych, łąk i pastwisk oraz lasów w odniesieniu do powierzchni osadów powierzchniowych.	str. 166
Rys.6.27	Zróznicowanie przestrzenne wartości zasilania wód podziemnych oraz ładunku azotu azotanowego wymywanego z profilu glebowego w odniesieniu do wielkości odpływu wód i ładunku azotu azotanowego z górnego poziomu wodonośnego w kierunku Zatoki Puckiej z wyodrębnionych form geomorfologicznych.	str. 169
Rys.6.28	Okres użytkowania gruntów rolnych i wymywania azotu z profilu glebowego.	str. 171
Rys.6.29	Sezonowość zmian wielkości infiltracji efektywnej i ładunku azotu azotanowego wymywanego z profilu glebowego. Wartości średnie miesięczne z lat 2001-2010.	str. 171
Rys.6.30	Sezonowość zmian wielkości dopływu wód podziemnych i ładunku azotu azotanowego z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej. Wartości średnie miesięczne z lat 2001-2010.	str. 172
Rys.7.1	Przestrzenny rozkład rang poszczególnych parametrów przyjętych w metodzie DRASTIC _{SWAT} .	str. 182
Rys.7.2	Wykresy korelacyjne uśrednionych stężeń azotanów z wartościami indeksu podatności w metodach DRASTIC (wagi teoretyczne), DRASTIC _{SWAT} (wagi teoretyczne) i DRASTIC _{SWAT} (wagi efektywne).	str. 185
Rys.7.3	Rozkład uśrednionych wartości stężeń azotanów na tle znormalizowanych map podatności według metod DRASTIC (wagi teoretyczne), DRASTIC _{SWAT} (wagi teoretyczne) i DRASTIC _{SWAT} (wagi efektywne).	str. 185
Rys.7.4	Mapa podatności specyficznej wód podziemnych górnego poziomu wodonośnego opracowana za pomocą metody DRASTIC _{SWAT} (wagi efektywne) wraz z wyznaczonymi izochronami dopływu wód do Zatoki Puckiej.	str. 187
Rys.7.5	Procentowy udział poszczególnych klas podatności w powierzchni obszaru badań.	str. 188
Rys.7.6	Mapy podatności wód podziemnych dla poszczególnych scenariuszy praktyki rolniczej.	str. 190



SPIS TABEL

Tab.3.1	Specyfika techniczna sond pomiarowych.	str. 43
Tab.3.2	Rodzaj i zakres pomiarowy zastosowanych testów fotometrycznych.	str. 44
Tab.4.1	Wybrane parametry hydrologiczne pięter wodonośnych występujących w rejonie Zatoki Puckiej.	str. 95
Tab.5.1	Wybrane parametry hydrogeochemiczne wód wydzielonych poziomów wodonośnych określone na podstawie badań własnych wykonanych w latach 2017-2019.	str. 109
Tab.5.2	Klasyfikacja jakości wód podziemnych analizowanych poziomów wodonośnych określona na podstawie wskaźników zanieczyszczenia rolniczego.	str. 110
Tab.5.3	Tło hydrogeochemiczne wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych w badanych poziomach wodonośnych w latach 1960–2019.	str. 113
Tab.5.4	Zróżnicowanie stężeń (średnia arytmetyczna) jonów azotanowych w zależności od miąższości strefy aeracji.	str. 121
Tab.6.1	Kalendarz praktyk rolniczych na gruntach rolnych w wariancie bazowym (W0).	str. 124
Tab.6.2	Kalendarz praktyk rolniczych na łąkach i pastwiskach w wariancie bazowym (W0).	str. 125
Tab.6.3	Zakres danych wejściowych wykorzystanych do konstrukcji modelu w programie SWAT.	str. 126
Tab.6.4	Porównanie wartości uzyskanych na modelu opracowanego w programie SWAT z wartościami referencyjnymi.	str. 129
Tab.6.5	Wartości parametrów filtracyjnych przyjęte do badań modelowych.	str. 137
Tab.6.6	Wielkość poboru wód podziemnych z ujęć komunalnych na badanym obszarze.	str. 139
Tab.6.7	Błędy kalibracji modelu. W nawiasach podano liczbę punktów referencyjnych.	str. 143
Tab.6.8	Wartości depresji pomierzonej i obliczonej dla wybranych studni ujęć komunalnych.	str. 145
Tab.6.9	Zestawienie wielkości odpływu wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej z górnego i dolnego poziomu wodonośnego w obrębie badanego obszaru.	str. 147
Tab.6.10	Bilans przepływu wód podziemnych w poziomie wód zawieszonych (Q0).	str. 153
Tab.6.11	Bilans przepływu wód podziemnych w górnym poziomie wodonośnym (Q1).	str. 154
Tab.6.12	Bilans przepływu wód podziemnych w dolnym poziomie wodonośnym (Q2).	str. 154
Tab.6.13	Średnia długość dróg dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w górnym i dolnym poziomie wodonośnym dla wyznaczonych izochron.	str. 156
Tab.6.14	Wartości parametrów transportu przyjęte w badaniach modelowych.	str. 159
Tab.6.15	Porównanie wartości stężeń azotanów obliczonych przez model i zbadanych w pobranych próbkach wód podziemnych.	str. 162
Tab.6.16	Wskaźnik infiltracji efektywnej oraz średnie wartości ładunku azotu azotanowego w kg/ha/rok dla poszczególnych osadów występujących w obrębie gruntów rolnych, łąk i pastwisk oraz lasów.	str. 167
Tab.6.17	Zbiorcze zestawienie uśrednionych wyników badań modelowych dla nieustalonego przepływu wód podziemnych w odniesieniu do poszczególnych scenariuszy praktyki rolniczej.	str. 174
Tab.6.18	Wielkość uzyskanych plonów przy zastosowaniu zróżnicowanej dawki nawozowej.	str. 176
Tab.7.1	Wartości wagowe oraz źródła danych parametrów metody DRASTIC _{SWAT} .	str. 178
Tab.7.2	Klasy wartości oraz rangi parametrów metody DRASTIC _{SWAT} .	str. 181
Tab.7.3	Oryginalne i efektywne wagi parametrów metody DRASTIC _{SWAT} .	str. 183
Tab.7.4	Procentowy udział powierzchni obszaru badań występującej w poszczególnych klasach podatności specyficznej w odniesieniu do wyznaczonych rodzajów zagospodarowania terenu.	str. 186
Tab.8.1	Zestawienie stężeń wybranych form azotu i fosforu w różnych środowiskach wodnych.	str. 192
Tab.8.2	Wybrane elementy substancji biogennej dopływające do Zatoki Puckiej.	str. 194
Tab.8.3	Średni ładunek wybranych składników biogennej dopływających do Zatoki Puckiej.	str. 194



1. WSTĘP

1.1. UZASADNIENIE WYBORU TEMATU I OBSZARU BADAŃ

Strefa nadmorska stanowi specyficzny system krążenia i występowania wód podziemnych. Jest to obszar unikalny ze względu na interakcje dwóch odmiennych środowisk hydrochemicznych – słodkich wód podziemnych i słonych wód morskich. Przepływ wód podziemnych w strefie nadmorskiej jest determinowany przez szereg różnorodnych czynników, zarówno o charakterze naturalnym, jak i antropogenicznym. Posiadają one istotny wpływ na warunki dopływu wód podziemnych do akwenu morskiego, który w regionalnym układzie krążenia stanowi główną bazę drenażu poziomów wodonośnych wykształconych w strefie przybrzeżnej.

Globalny dopływ wód podziemnych z obszaru lądowego do mórz i oceanów w ciągu roku został oszacowany przez Komitet Badań Morza (2004) na 2400 km³, co można porównać do około 6% odpływu rzeczny (Spiteri i in., 2008). Jednakże, pomimo małego udziału w bilansie wodnym przybrzeżnych akwenów, prowadzone od wielu lat na świecie badania poświęcone tematyce ochrony wód morskich ukazują znaczącą rolę wód podziemnych w transporcie z obszaru lądowego do morza substancji chemicznych, takich jak: biogeny, metale ciężkie, związki organiczne oraz farmaceutyki (Burnett i in., 2006; Szymczycha i in., 2012, 2020a; Jiao i Post, 2019). Ich pochodzenie w wodach morskich jest związane przede wszystkim z obszarami silnie dotkniętymi działalnością człowieka, położonymi w strefie nadmorskiej (Slomp i Van Cappellen, 2004). Ponadnormatywna obecność wymienionych składników w wodach stref przybrzeżnych może prowadzić do szczególnie niekorzystnych zmian w strukturze i funkcji płytkich ekosystemów morskich (Johannes, 1980).

Szczególne znaczenie na stan jakościowy wód w strefie południowego Bałtyku ma możliwość migracji zanieczyszczeń powstałych wskutek rolniczego użytkowania powierzchni terenu, silnie skoncentrowanego na obszarze północnej Polski. Nieodpowiednio stosowana praktyka rolnicza, przy dogodnych warunkach środowiskowych stanowi powszechne i poważne zagrożenie dla jakości zasobów wodnych, wykluczając lub w znacznym stopniu ograniczając możliwość ich wykorzystania (Sapek, 2010; Højberg i in., 2017; Thodsen i in., 2017). Prowadzi to najczęściej do procesu eutrofizacji, którego główną przyczyną jest nadmierna koncentracja w wodach związków biogenych, przede wszystkim azotu i fosforu (Forsberg, 1991; Pastuszek i in., 2016). Eutrofizacja w Morzu Bałtyckim zachodzi z różną intensywnością, z biegiem lat powodując wymieranie wodnej flory i fauny (HELCOM, 2009; Ojaveer i in., 2010, Andersen i in., 2011, Gustafsson i in. 2012). W konsekwencji posiada ona negatywne skutki w różnych aspektach gospodarczego

wykorzystania wód morskich, między innymi turystyki i rybołówstwa (HELCOM, 2010; Alorda-Kleinglass i in., 2021). Istotne znaczenie w procesie eutrofizacji może mieć podmorski drenaż wód podziemnych, bogatych w substancje biogenne. W rejonie Morza Bałtyckiego podmorski drenaż wód podziemnych występuje powszechnie, przy czym w obrębie Zatoki Puckiej i Zatoki Gdańskiej zjawisko to zachodzi z większą intensywnością niż w pozostałych obszarach morza (Peltonen, 2002; Lidzbarski, 2011).

Do badań wytypowano reprezentatywną część zlewni Zatoki Puckiej stanowiącą nadmorski obszar młodoglacjalny o typowo rolniczym zagospodarowaniu powierzchni terenu (Rys.1.1). Obszar ten charakteryzuje się dużą niejednorodnością pod względem budowy geologicznej, co ma istotny wpływ na zróżnicowane warunki występowania i przepływu wód podziemnych w wielopoziomowym systemie wodonośnym. Problemy stanu jakościowego wód Zatoki Puckiej są obserwowane od kilkadziesiąt lat (Pliński i Florczyk, 1984; Warzocha, 2004; Graca, 2009; Węśławski i in., 2013; Kobierowska-Dębiec, 2017; Pędziński i Witak, 2019). Przejawiają się one między innymi eutrofizacją akwenu, którego następstwem są deficyt tlenu, obumieranie organizmów wodnych, zmniejszenie przezroczystości wód oraz bujny wzrost glonów i sinic (Conley i in., 2009), co często obserwuje się w Zatoce Puckiej podczas okresu letniego (Rys.1.2). Utrzymanie się takiego stanu lub jego pogorszenie sprawi, że aktualne wykorzystanie wód zatoki będzie w przyszłości znacznie ograniczone. Przeprowadzone dotąd badania na obszarze Zatoki Puckiej (Jankowska i Bolałek, 1990; Bolałek i in., 1993; Piekarek-Jankowska, 1994; Szymczycha i in., 2012, 2020b) wskazują na znaczne zróżnicowanie jakości wód akwenu, które może być związane z obecnością stref drenażu wód podziemnych i dopływem substancji biogennych między innymi pochodzenia rolniczego. Dlatego też ważne jest opracowanie odpowiedniego podejścia umożliwiającego szczegółowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemicznych panujących w strumieniu wód podziemnych dopływających do Zatoki Puckiej, przy uwzględnieniu wpływu działalności rolniczej.

Podstawą zrealizowanej dysertacji są wykonane badania hydrogeochemiczne, modelowe i podatności. Wcześniejsze badania modelowe wód podziemnych prowadzone na tym obszarze poruszały w ograniczonym stopniu zagadnienie drenażu wód podziemnych w Zatoce Puckiej, bez oceny wielkości zanieczyszczeń dopływających do akwenu morskiego, a skupiając się jedynie na ilości drenowanych wód (Piekarek-Jankowska, 1994; Kryza i in., 2005). Ponadto, w rejonie opracowania nie były dotąd szerzej wykonywane badania, które poruszałoby wpływ działalności rolniczej na jakość wód podziemnych oraz wód morskich.



Rys.1.1. Rolnicze zagospodarowanie powierzchni terenu w strefie przybrzeżnej Zatoki Puckiej.



Rys.1.2. Skutki eutrofizacji w Zatoce Puckiej (www.trojmiasto.eska.pl; www.polskieradio.pl).

Podjęte badania mają wyjątkowe znaczenie w świetle obowiązujących przepisów dotyczących ochrony wód, które w szczególności odnoszą się do zapisów Dyrektywy Azotanowej (Dyrektywa Rady 91/676/EWG), Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE), Dyrektywy Ramowej w sprawie Strategii Morskiej (Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady 2008/56/WE) oraz Konwencji Helsińskiej (HELCOM). Przyjęte zobowiązania międzynarodowe wynikające z przytoczonych aktów prawnych obligują Polskę do realizacji działań ukierunkowanych na ochronę jakości wód, między innymi w zakresie

ograniczenia emisji zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego. Zamierzonym efektem jest poprawa stanu środowiska przyrodniczego na obszarze lądowym i morskim.

Poruszane w pracy zagadnienie przyczyny eutrofizacji akwenów morskich, która może mieć istotny związek z dopływem zanieczyszczonych wód, stanowi jedno z ważniejszych wyzwań współczesnej hydrogeologii strefy brzegowej, które zaliczane jest do poważnych problemów środowiska o charakterze globalnym (Niencheski i Windom, 1994; Hwang i in., 2005a, 2005b; Niencheski i in., 2007; Spiteri, 2008; Cruz i in., 2017). Przeprowadzone badania są istotne przede wszystkim w odniesieniu do możliwości zniwelowania ryzyka zagrożenia wód podziemnych oraz ograniczenia wielkości ładunku biogenów wprowadzanych do Zatoki Puckiej, która ze względu na swoje wyjątkowe walory przyrodniczo-turystyczne powinna być chroniona w każdy możliwy sposób. Ponadto, otrzymane wyniki badań mogą mieć również wyjątkowe znaczenie dla innych młodoglacjalnych rejonów nadmorskich cechujących się typowo rolniczo zagospodarowaną powierzchnią terenu.

1.2. CEL, TEZY I ZAKRES PRACY

Celem badań prowadzonych w ramach pracy doktorskiej jest określenie warunków dopływu wód podziemnych i zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do wewnętrznej części Zatoki Puckiej poprzez analizę wpływu stosowanej praktyki rolniczej na środowisko hydrogeologiczne.

Odnosząc się do celu badań sformułowano następujące tezy o znaczeniu zarówno praktycznym, jak i poznawczym:

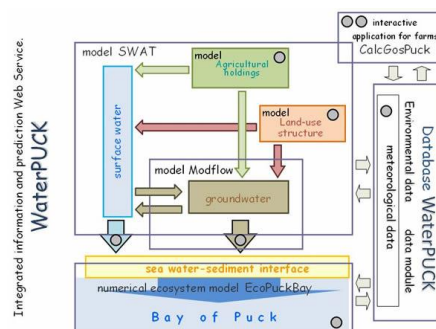
1. Stosowana praktyka rolnicza ma wpływ na wielkość dopływu wód podziemnych oraz zanieczyszczeń z obszaru lądowego do Zatoki Puckiej;
2. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami jest zależna od warunków stosowanej praktyki rolniczej;
3. Połączenie wyników badań hydrogeochemicznych, modelowych i podatności umożliwia dokonanie szczegółowej oceny roli wód podziemnych w migracji zanieczyszczeń z obszaru lądowego do akwenu morskiego.

Realizacja celu pracy oraz weryfikacja postawionych tez wymagały podjęcia badań, których zakres został ujęty w formie 8 zadań cząstkowych:

1. Zebranie, analiza i weryfikacja danych archiwalnych określających warunki środowiskowe panujące w obrębie obszaru badań;
2. Rozpoznanie warunków występowania oraz systemu krążenia wód podziemnych;

3. Rozpoznanie hydrogeochemiczne obszaru badań oraz analiza stanu zanieczyszczenia wód podziemnych;
4. Symulacje wpływu zróżnicowanej praktyki rolniczej na wielkość zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego;
5. Symulacje przepływu wód podziemnych z analizą zmian wielkości ich odpływu do Zatoki Puckiej w odniesieniu do przyjętych scenariuszy stosowanej praktyki rolniczej;
6. Symulacje migracji azotanów w strumieniu wód podziemnych z analizą zmian wielkości ładunku dostarczanego do Zatoki Puckiej w odniesieniu do przyjętych scenariuszy stosowanej praktyki rolniczej;
7. Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami w odniesieniu do przyjętych scenariuszy stosowanej praktyki rolniczej oraz możliwości ich migracji do Zatoki Puckiej;
8. Ocena wpływu wód podziemnych na stan zanieczyszczenia Zatoki Puckiej.

Podjęte w pracy doktorskiej badania są częścią większego projektu realizowanego we współpracy z Instytutem Oceanologii Państwowej Akademii Nauk w Sopocie, Instytutem Technologiczno-Przyrodniczym w Falentach, Instytutem Morskim w Gdańsku oraz Urzędem Gminy Puck, w ramach grantu NCBiR Programu „Środowisko naturalne, rolnictwo i leśnictwo” – BIOSTRATEG (nr BIOSTRATEG 3/343927/3/NCBR/2017). Tytułem projektu jest „Modelowanie wpływu gospodarstw rolnych i struktur użytkowania terenu zlewni na przykładzie Gminy Puck na jakość wód lądowych i morskich zlokalizowanych w strefie przybrzeżnej Morza Bałtyckiego – Zintegrowany Serwis informacyjno-predykcyjny WaterPUCK” (Rys.1.3). Przedmiotem projektu była budowa serwisu WaterPUCK, który został stworzony z szeregu połączonych modeli opisujących środowisko wraz z wbudowanym kalkulatorem rolniczym. Realizacja projektu ma przyczynić się do podniesienia jakości środowiska ekosystemu Zatoki Puckiej poprzez ocenę wpływu gospodarstw rolnych i struktury użytkowania powierzchni terenu na wody powierzchniowe i podziemne (Dzierzbicka-Głowacka i in. 2019a; 2022).



Rys.1.3. Logo projektu oraz struktura serwisu WaterPUCK (www.waterpuck.pl).



2. PRZEGLĄD LITERATURY TEMATU BADAŃ

2.1. HISTORIA BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH W REJONIE ZATOKI PUCKIEJ

Wyjątkowe walory przyrodnicze rejonu Zatoki Puckiej sprawiają, że od wielu lat stanowi on obiekt interdyscyplinarnych badań naukowych, w których istotne znaczenie o charakterze zarówno poznawczym, jak i praktycznym posiada hydrogeologia. Jak podają Burzyński i Sadurski (2015) oraz Jaworska–Szulc i in. (2015), pierwsze badania hydrogeologiczne wybrzeża Bałtyku Południowego oraz regionu gdańskiego były prowadzone jeszcze przed wojną, na przełomie XIX i XX wieku. Jednakże intensywny rozwój badań nad hydrogeologicznym rozpoznaniem tego obszaru nastąpił w okresie powojennym, w związku z sukcesywną budową ujęć wód podziemnych. W prowadzone na przestrzeni lat prace badawcze rejonu Zatoki Puckiej byli zaangażowani przede wszystkim pracownicy ośrodków naukowych (Politechnika Gdańska, Uniwersytet Gdański) oraz instytutów badawczych (Oddział Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Instytut Oceanologii Państwowej Akademii Nauk).

Pierwsze badania obejmujące w ogólnym zakresie problematykę warunków hydrogeologicznych w regionie Zatoki Puckiej przedstawili Pazdro (1958), Dowgiałło i Kozerski (1975) oraz Sadurski (1989). W kolejnych latach warunki występowania i dynamika wód podziemnych zostały uszczegółowione o dodatkowe badania prowadzone w szerszym zakresie, między innymi przez Lidzbarskiego i Pasierowską (2015), którzy zaproponowali wyodrębnienie nowych struktur spełniających kryteria Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w utworach wodonośnych plejstocenu i paleogenu rejonu aglomeracji trójmiejskiej. Na szczególną uwagę zasługują wyniki badań nad Pradolina Kaszubska, które były prowadzone przez Lidzbarskiego i zostały przedstawione w licznych publikacjach (Lidzbarski, 1999; 2002; 2015; Kordalski i Lidzbarski, 2003). Przeprowadzone badania poruszały przede wszystkim kwestie związane z identyfikacją systemu krążenia wód podziemnych, analizą zmian ich dynamiki, a także chemizmem wód. Badania prowadzone przez Pruszkowską (2005) pozwoliły na rozpoznanie warunków hydrogeologicznych oraz jakość wód piętra paleogeńsko-neogeńskiego. Istotne dla opracowywanego obszaru okazały się badania hydrogeologiczne prowadzone w ramach projektu WaterPUCK, które zakończyły się publikacją szeregu artykułów (Potrykus i in., 2018a, 2018b, 2020; Szymkiewicz i in., 2020; Dzierzbicka-Głowacka i in., 2022). Umożliwiły one między innymi dogłębne rozpoznanie warunków występowania i krążenia wód podziemnych, a także ich składu chemicznego oraz podatności na zanieczyszczenia migrujące zarówno z powierzchni terenu, jak i wskutek ingresji wód morskich.

Szczególne zainteresowanie badaczy stanowi zagadnienie drenażu wód podziemnych w obrębie Zatoki Puckiej, którego początki badań zostały dokładnie opisane przez Matciaka i in. (2022). Pierwsze szczegółowe prace badawcze związane z tym tematem były prowadzone na początku lat 90-tych poprzedniego wieku (Jankowska, 1990, Jankowska i in., 1994). Stanowiły one pionierskie badania nad drenażem podmorskim, których podsumowaniem było obszerne opracowanie Piekarek-Jankowskiej (1994) dotyczące warunków występowania tego zjawiska w Zatoce Puckiej. Szczególnie interesującą część rozpoznania podmorskiego drenażu wód podziemnych stanowiły badania dotyczące wymiany elementów chemicznych na granicy woda morska-osad denny (Jankowska i Bolałek, 1990; Bolałek, 1993, Bolałek i Graca, 1996). Wraz z rozwojem metod badawczych, warunki drenażu wód podziemnych w obrębie Zatoki Puckiej zostały rozpoznane w szerszym zakresie. Badania prowadzone przez Szymczychę wraz z zespołem były głównie poświęcone szacowaniu wielkości drenażu wód podziemnych oraz rozpoznaniu chemizmu wód w zidentyfikowanych miejscach stref drenażu na podstawie przeprowadzonych badań in situ (Szymczycha i in. 2012, 2014, 2020a, 2020b; Kłostowska i in., 2020; Lengier i in., 2021). Potwierdziły one między innymi znaczącą rolę podmorskiego drenażu wód podziemnych w bilansie wodnym Zatoki Puckiej oraz zróżnicowanie składu chemicznego w stwierdzonych strefach drenażu. Aktualny stan i wyniki wybranych badań poświęconych zagadnieniu dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej zostały przedstawione w monografii (Bolałek, 2022). Jednakże, jak wskazują Matciak i in. (2022), rozpoznanie drenażu wód podziemnych na obszarze Zatoki Puckiej jest niewystarczające i istnieje potrzeba podjęcia interdyscyplinarnych badań naukowych w tym zakresie.

Badania modelowe dla rejonu Zatoki Puckiej były stosowane na początku bieżącego wieku. Modele hydrogeologiczne opracowane w skali regionalnej dotyczyły głównie analizy warunków przepływu wód podziemnych oraz oszacowania zasobów wodnych. Opracowany dla obszaru Pradoliny Kaszubskiej model przepływu wód podziemnych umożliwił oszacowanie zasobów wód podziemnych oraz określenie warunków ich eksploatacji (Kordalski i Lidzbarski, 2003; Lidzbarski, 2015). W latach 2003–2006 Jaworska-Szulc (2004, 2007, 2009) opracowała regionalny model przepływu wód podziemnych znacznego fragmentu gdańskiego systemu wodonośnego. Przeprowadzone badania umożliwiły oszacowanie bilansu wód podziemnych tej istotnej dla regionu gdańskiego jednostki hydrogeologicznej, przy jednocześnie prowadzonych badaniach metodycznych nad dokładnością modeli numerycznych. W 2004 roku zostały udokumentowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Redy, Zagórskiej Strugi i Piaśnicy oraz rzek Przymorza od Karwianki do Chylonki przez zespół hydrogeologów

z Przedsiębiorstwa Geologicznego POLGEOL S.A. w Gdańsku (Balcer i in., 2004). W ramach opracowania wykonano model hydrogeologiczny mający na celu prognozę zasobów dla wyodrębnionych rejonów bilansowych. W 2005 roku została opracowana dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki bezpośredniego odpływu podziemnego do Morza Bałtyckiego wraz z analizą możliwości zagospodarowania i ochrony wód podziemnych (Kryza i in., 2005; Kryza i Kryza, 2006). W pracy tej dokonano analitycznej i modelowej oceny dopływu wód podziemnych między innymi do Zatoki Puckiej. Dla opracowywanego obszaru wykonano również liczne modele w skali lokalnej, które głównie dotyczyły dokumentacji zasobów wodnych oraz określenia terenu ochronnego ujęć wód podziemnych.

Podstawę rozpoznania hydrogeologicznego regionu Zatoki Puckiej stanowiły opracowania kartograficzne. Pierwszym opracowaniem kartograficznym poruszającym w szerszym zakresie problematykę hydrogeologiczną opracowywanego obszaru była wydana w latach 80-tych poprzedniego wieku Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200000 ark. Puck (Bohdziewicz i in., 1989). W kolejnych latach zostały opracowane poszczególne arkusze Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50000 Głównego Użytkowego Poziomu Wodonośnego (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b). Wykonane zostały również bazy danych mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50000 dla pierwszego poziomu wodonośnego, w której są zawarte informacje na temat występowania i hydrodynamiki wód podziemnych oraz ich jakości i wrażliwości na zanieczyszczenia (Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b, 2007a, 2007b; Sierżęga i Nerkowski, 2010).

Przedstawiony wyżej przegląd badań hydrogeologicznych należy traktować jako ogólny, w którym zdaniem autora ujęto najważniejsze pozycje naukowe w odniesieniu do regionu badań. Nie przedstawiono szczegółowo poglądów, wyników i wniosków z przeprowadzonych badań, gdyż w większości są one rozpatrywane w kolejnych rozdziałach pracy doktorskiej.

2.2. SPECYFIKA HYDROGEOLOGICZNA STREFY NADMORSKIEJ

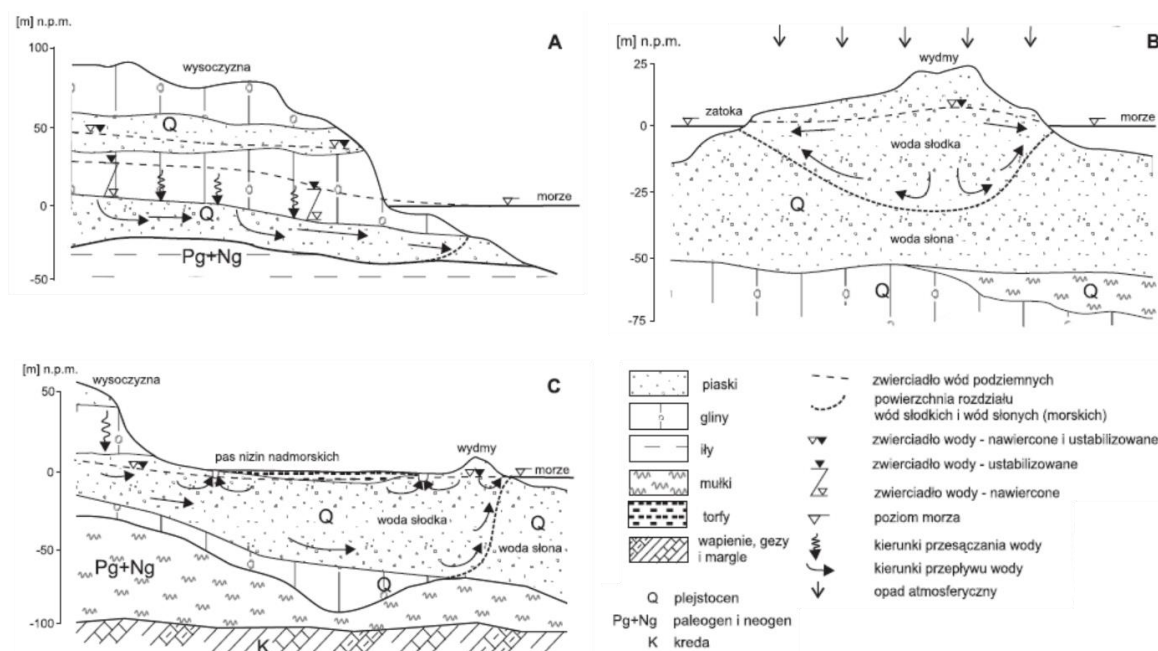
2.2.1. SYSTEMY OBIEGU WÓD PODZIEMNYCH

Strefa nadmorska charakteryzuje się złożonym systemem obiegu wód podziemnych, ukształtowanym pod wpływem nakładających się na siebie warunków geologicznych, geomorfologicznych i hydrogeologicznych, a także procesów geologicznych zachodzących na wybrzeżu. Rozpatrując powyższe czynniki, Kozerski i Sadurski (1985) oraz Burzyński (1997) wyodrębnili trzy rodzaje wybrzeży na obszarze południowego Bałtyku (Rys.2.1):

- wybrzeża klifowe (wybrzeża erozyjne);
- mierzeje i półwyspy (wybrzeża akumulacyjne);
- niziny nadmorskie oraz ujścia dolin rzecznych (wybrzeża akumulacyjno-erozyjne).



Przytoczone wyżej typy wybrzeża cechuje odmienny układ hydrostrukturalny oraz system obiegu wód podziemnych, co znajduje swoje odzwierciedlenie w zróżnicowanych warunkach drenażu warstw wodonośnych. System krążenia wód podziemnych w strefach nadmorskich jest w głównej mierze zależny od morfologii terenu, która determinuje przepływ wód zgodnie ze spadkiem terenu – od obszarów wysoczyznowych w kierunku głównej bazy drenażu, którą stanowi morze. Burzyński (2007) i Krawiec (2013) zwracają uwagę, że na obszarach odpowiadających poszczególnym typom wybrzeża różnie kształtują się warunki występowania ingresji wód morskich lub ascenzji wód słonych i ich wpływ na stopień podatności warstw wodonośnych, co może mieć istotne znaczenie na panujące warunki hydrodynamiczne. Aktualnie, prowadzone są prace mające na celu identyfikację występowania procesów ingresji lub ascenzji wód słonych do użytkowych poziomów wodonośnych w strefie nadmorskiej południowego Bałtyku (Potrykus i in., 2021).



Rys.2.1. Podstawowe rodzaje warunków hydrogeologicznych polskiego wybrzeża Bałtyku (Burzyński, 2007).
Objaśnienia: A – wybrzeża klifowe; B – mierzeje i półwyspy; C – niziny nadmorskie oraz ujścia dolin rzecznych.

System obiegu wód podziemnych na wysokich wybrzeżach klifowych w znacznym stopniu warunkuje budowa geologiczna, która często charakteryzuje się na przemian ległymi warstwami słabo i dobrze przepuszczalnymi (glin i piasków) (Rys.2.1.A). W takich warunkach głęboko położone warstwy wodonośne zazwyczaj rozciągają się pod dnem morskim i zasilane są na obszarach wysoczyzny. Skutkuje to wysokim ciśnieniem hydrostatycznym panującym w warstwie oraz dużym natężeniem strumienia wód podziemnych, które powodują przesunięcie strefy kontaktu wód słodkich i słonych w głąb morza (Piekarek-Jankowska, 1994). W szczególnych sytuacjach, w ścianie klifu mogą również pojawiać się drobne wysięki lub większe wypływy wód podziemnych, które są przejawem występowania poziomów wód

zawieszonych. Warstwy wodonośne wykształcone w obrębie wybrzeży klifowych odznaczają się niską podatnością na ingresje wód zasolonych, ze względu na przesuniętą powierzchnie rozdziału wód słodkich i słonych często w znacznej odległości od lądu (Piekarek-Jankowska, 2003; Lidzbarski i Tarnawska, 2018).

Odmienne warunki obiegu wód panują w obrębie mierzei i półwyspów (Rys.2.1.B). W strukturach tych słodkie (zwykle) wody podziemne wykształcone są w utworach piaszczystych, w postaci soczewki zawieszanej w wodach słonych, niekiedy sięgającej stropu utworów słabo przepuszczalnych. Wzajemne relacje pomiędzy wodami słodkimi i słonymi na tych obszarach są określone prawem Ghybena-Herzberga (Jiao i Post, 2019). Mierzeje i półwyspy stanowią systemy wodonośne o niewielkim rozprzestrzenieniu, których miąższość soczewki wód słodkich uzależniona jest od wielkości infiltracji efektywnej oraz rozkładu powierzchni rozdziału faz wód słodkich i słonych. Charakterystyczną cechą wód podziemnych wykształconych w rozpatrywanych strukturach jest przebieg działu wodnego wzdłuż kulminacji wzniesień wydmowych. Zasoby słodkich wód podziemnych na mierzejach i wyspach są wyjątkowo podatne na ingresje wód morskich, szczególnie przy braku zrównoważonej eksploatacji wód podziemnych (Burzyński i Sadurski, 1995).

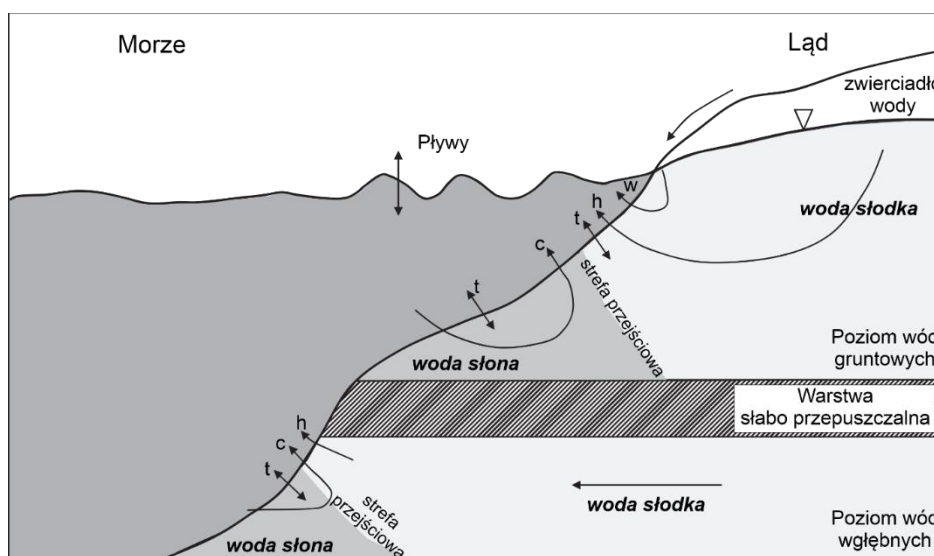
Niziny nadmorskie stanowią zasobne zbiorniki wód podziemnych o znacznym rozprzestrzenieniu poziomym i pionowym (Rys.2.1.C). Formy te wykształcone są w utworach piaszczystych, pomiędzy obszarami wysoczyznowymi a wydmami nadmorskimi. Zasoby wodne nizin nadmorskich są kształtowane przede wszystkim w wyniku intensywnego dopływu lateralnego ze strony wysoczyzn morenowych. Na obszarach tych mogą jednak występować strefy o słabym zasilaniu lateralnym, gdzie zasoby i jakość wód podziemnych znajdują się pod wpływem ascenzji wód z głębszych poziomów wodonośnych. Charakterystyczną cechą obniżen nadmorskich jest intensywny drenaż wód podziemnych u podnóża wysoczyzny oraz poprzez rzeki i rozbudowane systemy melioracyjne. W efekcie przekłada się to na ograniczenie odpływu wód do akwenu morskiego oraz wzrost wrażliwości warstw wodonośnych na ingresje wód morskich (Burzyński i Sadurski, 1990; Lidzbarski i Tarnawska, 2018).

2.2.2. RODZAJE DRENAŻU WÓD PODZIEMNYCH

Podmorski drenaż wód podziemnych określony terminem SGD (submarine groundwater discharge) jest różnie definiowany w literaturze naukowej. Burnett i in. (2003) przyjmują ogólną definicję tego pojęcia, która określona jest jako całkowity odpływ wody z osadu dennego do środowiska morskiego, niezależnie od mechanizmu odpowiadającego za aktywność podmorskiego drenażu wód podziemnych i skład wypływającej wody. Jednakże, pojęcie SGD może być różnicowane i odnosić się do dopływu słodkich wód



podziemnych pochodzenia lądowego, jak i recyrkulacji wód pochodzenia morskiego w osadach dennych (Taniguchi i in., 2002; Jiao i Post, 2019; Kłostowska i in., 2019). Ogólny schemat procesów SGD przedstawiono na poniższej rycinie (Rys.2.2).

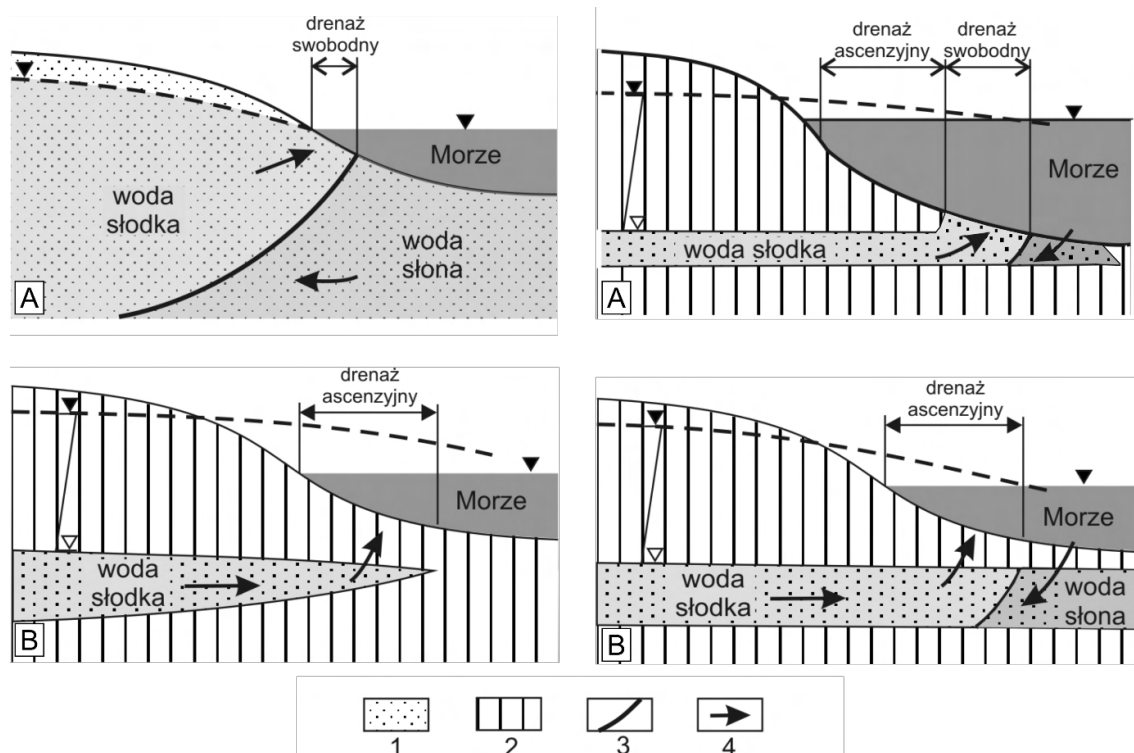


Rys.2.2. Schemat występowania mechanizmów odpowiadających za podmorski drenaż wód podziemnych (Jiao i Post, 2019).

Objaśnienia: h – dopływ wód podziemnych pochodzenia lądowego; c – recyrkulacja wód pochodzenia morskiego w osadach dennych; t – pływ morskie; w – falowanie.

Ze względu na poruszoną problematykę, w pracy rozważano pojęcie podmorskiego drenażu wód podziemnych zachodzącego wskutek dopływu wód z obszaru lądowego. Odpływ wód podziemnych z lądu do morza odbywa się, gdy ciśnienie wody w warstwie wodonośnej jest wyższe niż ciśnienie wody morskiej. W takich warunkach strefa drenażu będzie sięgała do linii zrównania tych ciśnień, dalej zaś powstanie strefa przejściowa mieszania się wód słonych ze słodkimi. Drenaż podmorski może mieć miejsce zarówno wzdłuż linii brzegowej, jak i dalej od brzegu, pod dnem morza. Może on występować w charakterze drenażu swobodnego lub ascenzyjnego (Rys.2.3). Ponadto, wyodrębnia się również drenaż nadbrzeżny. Związany jest on z nadmierną eksploatacją wód podziemnych w małej odległości od morza, która może doprowadzić do intruzji wód morskich do słodkich warstw wodonośnych (Kozerski i Sadurski, 1985; Piekarek-Jankowska, 2007; Matciak i in., 2022).

Drenaż swobodny zachodzi w warunkach rozcięcia warstwy wodonośnej przez dno morskie, co powoduje bezpośredni kontakt wód słonych i słodkich. Podmorski odpływ wód gruntowych do morza zachodzi wzdłuż linii brzegowej, a w przypadku wód wgłębnych występuje on w miejscu wychodni warstwy wodonośnej (Rys.2.3.A). Drenaż ascenzyjny następuje na drodze przesączania wód podziemnych z wgłębnych warstw wodonośnych przez utwory słabo przepuszczalne zalegające w podłożu zbiornika. W tym przypadku kontakt wód słodkich ze słonymi ma charakter pośredni (Rys.2.3.B).

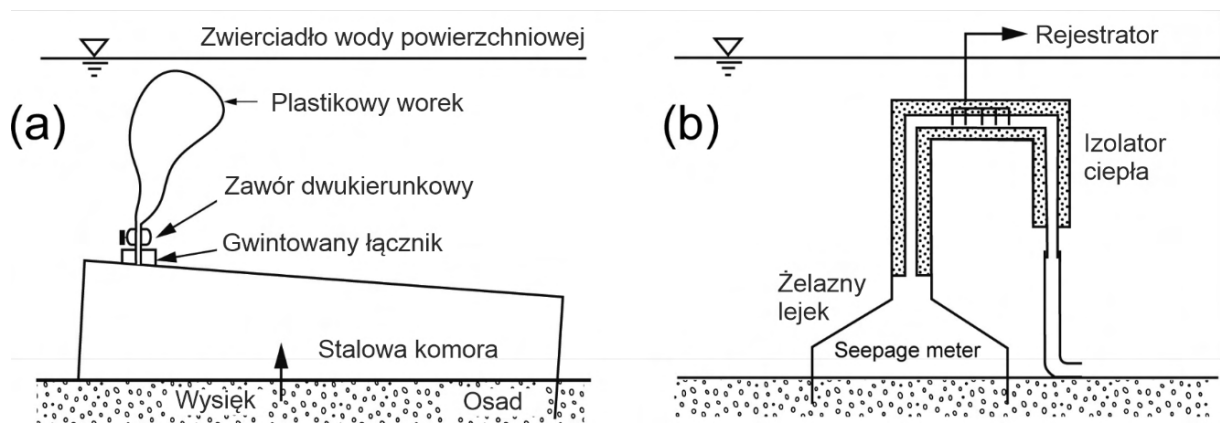


Rys.2.3. Schematy drenażu podmorskiego swobodnego (A) i ascenzyjnego (B) (Piekarek-Jankowska, 2007).
 Objaśnienia: 1 – osady przepuszczalne; 2 – osady słabo przepuszczalne; 3 – powierzchnia rozdziału; 4 – kierunki przepływu wody.

2.2.3. BADANIA METODYCZNE DOPLYWU WÓD PODZIEMNYCH DO AKWENU MORSKIEGO

Dynamicznie rozwijającą się dziedzinę hydrogeologii stanowią badania prowadzone w strefie brzegowej. Poruszana problematyka dotyczy głównie możliwości wystąpienia ingresji wód morskich do przybrzeżnych warstw wodonośnych, lecz interesujący obiekt badań stanowi również podmorski drenaż wód podziemnych. Z biegiem lat zostało opracowanych wiele metod badawczych, które pozwalają określić ilość oraz skład chemiczny wód podziemnych wypływających w dnie akwenów morskich (Burnett i in., 2001; Jiao i Post, 2019).

Do bezpośredniego określenia wielkości wód wypływających z dna akwenu morskiego powszechnie wykorzystuje się automatyczne lub manualne specjalistyczne mierniki (seepage meter), które umożliwiają również pobór próbek wody do badań chemicznych (Lee, 1977). Klasyczne urządzenia tego rodzaju mają charakter kolektorów, które składają się z woreczka zamontowanego w górnej części komory posadowionej na dnie zbiornika wodnego (Rys.2.4). Średni przepływ wód określany jest wówczas w oparciu o pomiar objętości wody wypełniającej plastikowy woreczek w przyjętym przedziale czasu (Burnett i in., 2001). Większą dokładność pomiaru wielkości przepływającej wody posiadają mierniki automatyczne, lecz są one rzadko wykorzystywane w pracach badawczych ze względu na duże koszty urządzenia (Jiao i Post, 2019).



Rys.2.4. Schematy manualnego (A) i automatycznego (B) miernika wody wypływającej z dna morskiego (seepage meter) (Jiao i Post, 2019).

Udział wód podziemnych dopływających z obszaru lądowego do akwenu morskiego jest wyliczany za pomocą metody skrajnych składowych, która jest oparta na bilansie masy [1, 2] (Burnett i in., 2006; Szymczycha i in., 2012):

$$V_S = V_G + V_{SW} \quad [1]$$

$$S_S V_S = S_G V_G + S_{SW} V_{SW} \quad [2]$$

gdzie:

V – objętość;

S – zasolenie;

s – pobrana próbka;

G – wody podziemne;

SW – woda morska.

Przeprowadzenie pomiarów i możliwość poboru próbek wody przy wykorzystaniu bezpośrednich metod badań drenażu podmorskiego wiąże się z możliwymi trudnościami wynikającymi z instalacją urządzeń w dnie akwenu bądź czynnikami zewnętrznymi związanymi między innymi z dynamiką morza czy rybołówstwem (Jiao i Post, 2019). Istotnym ograniczeniem tej grupy metod badawczych jest jednak punktowy charakter wykonywania pomiaru. Estymacja wartości otrzymanych z jednego punktu pomiarowego w odniesieniu do akwenu o dużej powierzchni może doprowadzić do przeszacowania i uzyskania mało wiarygodnych wyników. Dlatego też zalecanym jest wykonanie możliwie jak największej ilości pomiarów w obrębie danego akwenu (Pempkowiak i in., 2010).

Do ilościowego określenia wielkości wód podziemnych wypływających z dna morskiego stosuje się również izotopy promieniotwórcze radu (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra , ^{228}Ra) i radonu (^{222}Rn) (Cable i in., 1996; Krest i in., 1999; Burnett i in., 2006; Beck i in., 2007; Rodellas Vila, 2014; Duque i in., 2019b). Większe skoncentrowanie izotopów radu i radonu w przybrzeżnych wodach podziemnych względem wód morskich sprawia, iż składniki te są dobrym sposobem

identyfikacji nawet niewielkich przejawów podmorskiego drenażu wód podziemnych (Moore, 2010; Luo i in., 2014). Do badań są również wykorzystywane między innymi następujące znaczniki geochemiczne: naturalne izotopy radioaktywne (^3H , ^{14}C , U), izotopy stabilne (^2H , ^3He , ^4He , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$), CH_4 , SF_6 oraz zasolenie (Corbett i in., 2000; Piekarek-Jankowska, 2003; Moore, 2010; Kim i in., 2011; Duque i in., 2019a).

Rozwój technik satelitarnych oraz systemów informacji przestrzennej umożliwił wykorzystanie teledetekcji do identyfikacji miejsc wypływu wód podziemnych w obrębie akwenu morskiego. Do tego celu wykorzystuje się metodę obrazowania w podczerwieni, która pozwala na analizę zróżnicowania przestrzennego temperatury wody w akwenu i identyfikację wartości anomalnych (Johnson i in., 2008; Tamborski i in. 2015). Zazwyczaj, temperatura wód podziemnych wykazuje mniejsze wahania niż temperatura powietrza i wód powierzchniowych, przez co wysokie wartości temperatury wody w akwenu podczas zimy oraz niskie w trakcie okresu letniego mogą wskazywać na dopływ wód podziemnych (Jiao i Post, 2019).

Do oszacowania wielkości dopływu podziemnego do wybrzeża morskiego wykorzystuje się również metody analityczne (Piekarek-Jankowska, 1994; Kryza i in., 2005). Obliczenia wykonywane są na podstawie parametrów oznaczonych na lądzie, których dostępność jest zazwyczaj ograniczona do istniejącej sieci otworów hydrogeologicznych. Sprawia to, iż wyznaczona wartość dopływu wód podziemnych może w znaczącym stopniu odbiegać od wielkości rzeczywistej. W określeniu tej wielkości swoje zastosowanie znajduje między innymi równanie Darcy [3] zakładające lateralny dopływ wód podziemnych do brzegu morskiego oraz jego modyfikacja [4] uwzględniająca odpływ wód przez dno akwenu morskiego (van Dam, 1980).

$$Q = -k \cdot I \cdot A \quad [3]$$

gdzie:

Q – drenaż wód [L^3T^{-1}];

k – współczynnik filtracji [LT^{-1}];

I – gradient hydrauliczny [-];

A – powierzchnia przekroju poprzecznego przez, który odbywa się przepływ [L^2].

$$q = -k \cdot \frac{dh_s}{dx} \cdot (h_s - H) \quad [4]$$

gdzie:

q – natężenie jednostkowe przepływu wód podziemnych [L^2T^{-1}];

k – współczynnik filtracji [LT^{-1}];

h_s – potencjał wód słodkich powyżej poziomu odniesienia [L];

H – położenie powierzchni rozdziału powyżej poziomu odniesienia [L];

$\frac{dh_s}{dx}$ – spadek potencjału wód słodkich na drodze przepływu [-].



W ostatnich latach do oszacowania wielkości dopływu wód podziemnych oraz ładunku zanieczyszczeń z obszaru lądowego do akwenu morskiego są opracowywane modele hydrogeologiczne, głównie w skali regionalnej (Galbiati i in., 2006; Welch i in., 2019; Szymkiewicz i in., 2020; Louma i in., 2021). Model jest uproszczoną reprezentacją złożonego świata przyrody przedstawioną w sposób fizyczny lub matematyczny, który pozwala na opis systemu oraz jego reakcji w zależności od zadanych wymuszeń (Dowgiałło i in., 2002; Anderson i in., 2015). W odniesieniu do badań hydrogeologicznych model przedstawia sztuczny układ hydrogeologiczny skonstruowany w sposób taki, aby możliwie jak najdokładniej odzwierciedlał stan rzeczywisty. Na potrzeby analizy skomplikowanych zadań hydrogeologicznych powszechnie wykorzystuje się metody modelowania numerycznego, stanowiące rozwiązanie modelu matematycznego. Stosowane obecnie w hydrogeologii modele w większości mają charakter deterministyczny, gdyż opierają się na związku przyczynowo-skutkowym pomiędzy aktualnym bądź prognozowanym stanem środowiska wodnego a prawami fizycznymi opisującymi filtrację wód podziemnych (Kresic, 2007). Podstawą opracowanych modeli hydrogeologicznych jest szczegółowe rozpoznanie analizowanego obszaru przede wszystkim pod względem budowy geologicznej oraz występowania i krążenia wód podziemnych. Do symulacji przepływu wód podziemnych najczęściej wykorzystuje się programy obliczeniowe z rodziny MODFLOW (McDonald i Harbaugh, 1984), a do migracji zanieczyszczeń MT3D (Zheng, 1990).

Modele hydrogeologiczne pozwalają jedynie na oszacowanie wielkości związanych z dopływem wód podziemnych z obszaru lądowego do morza, gdyż ze względów praktycznych niezwykle trudne jest uwzględnienie wszystkich składników SGD, wynikających między innymi ze zjawisk pływowych i falowania (Jiao i Post, 2019). Jako wynik badań modelowych zazwyczaj przyjmuje się wartości obliczone na linii brzegowej, która stanowi granicę modelu. Ze względu na często ograniczoną możliwość przeprowadzenia bezpośrednich badań terenowych, opracowane modele hydrogeologiczne mogą stanowić niezwykle praktyczną metodę w ocenie dopływu wód podziemnych oraz zanieczyszczeń do akwenów morskich.

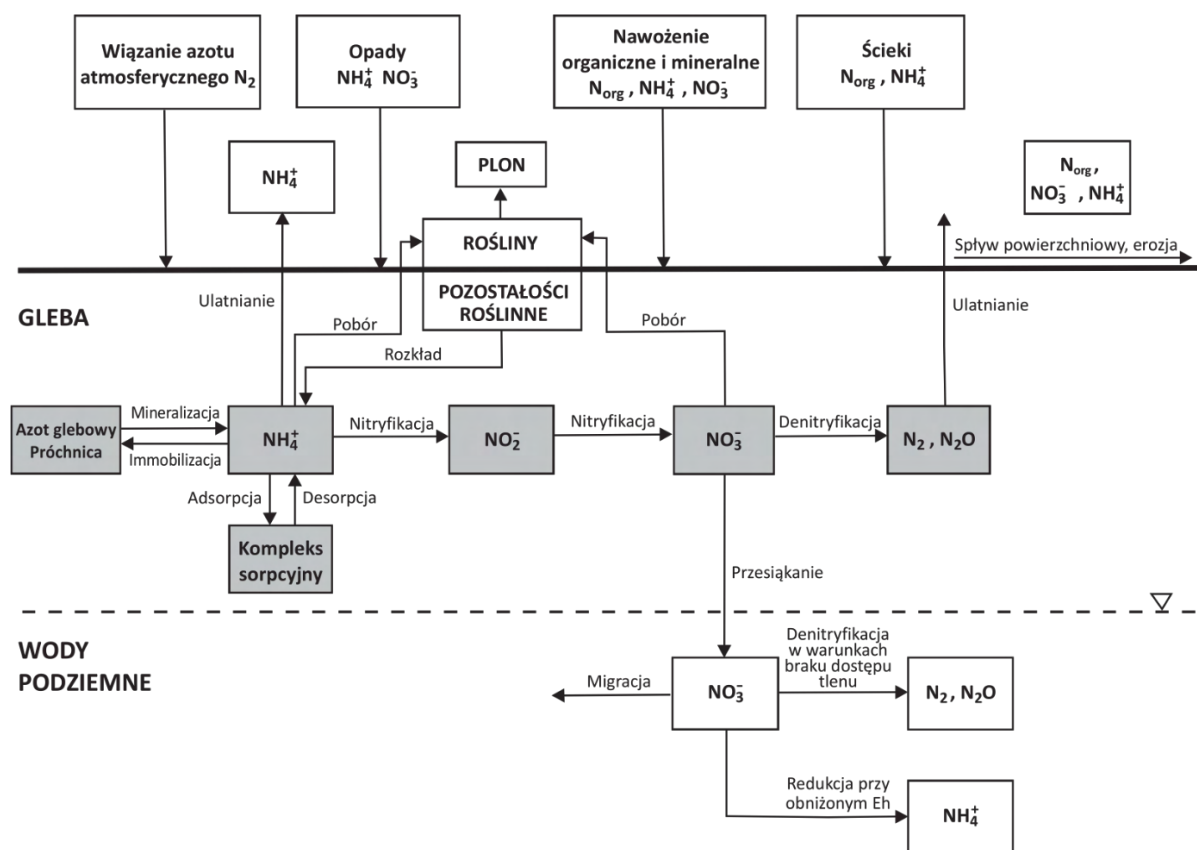
Na potrzeby pracy doktorskiej, do obliczenia wielkości dopływu wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ do Zatoki Puckiej została wykorzystana kombinacja modeli opracowanych za pomocą programów SWAT, MODFLOW-NWT oraz MT3DMS, co stanowi nowatorskie podejście w tej dziedzinie badań. Interakcja modeli hydrologicznych i hydrogeologicznych umożliwia analizę procesów odpowiadających za obieg wody w przyrodzie i migrację składników chemicznych (Wang i Chen, 2021). Przyjęte założenia, konstrukcja modeli oraz wyniki badań i ich interpretacja zostały przedstawione w kolejnych rozdziałach pracy.

2.3. CHARAKTERYSTYKA WSKAŹNIKÓW ROLNICZEGO ZANIECZYSZCZENIA WÓD PODZIEMNYCH

Rolnictwo stanowi niezwykle ważny sektor gospodarki, który zapewnia dostęp do produktów niezbędnych do życia i rozwoju. Szczególnie istotne znaczenie ma ono w odniesieniu do obserwowanego na przestrzeni lat wzrostu liczby ludności na świecie, który przekłada się na ekspansję i intensyfikację produkcji rolniczej w celu pokrycia potrzeb żywnościowych (Mateo-Sagasta i in., 2017). Pomimo niezwykle ważnych korzyści wynikających z działalności rolniczej, może ona jednak mieć bardzo istotny wpływ na dynamikę zmian środowiska hydrogeochemicznego, co potwierdzają prowadzone w tym zakresie liczne badania zarówno krajowe, jak i zagraniczne (Macioszczyk i Bagińska, 1991; Mikołajków, 1995; Józwiak, 2002; Czajkowska, 2010; Zabłocki 2014, 2015; Holden i in., 2015; Dragon i in., 2016; Malki i in., 2017; Lwimbo i in., 2019).

Prowadzone na przestrzeni lat obserwacje składu chemicznego wód podziemnych w strefach rolniczego zagospodarowania powierzchni terenu umożliwiły wyselekcjonowanie składników charakterystycznych odpowiadających za degradację jakości wód podziemnych. Do głównych wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych należą jony NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} oraz K^+ . Niekiedy, działalność rolnicza może również przejawiać się występowaniem podwyższonych stężeń jonów SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , związków organicznych i bakteriologicznych, wybranych mikroskładników oraz obecnością pestycydów (Macioszczyk i Bagińska, 1991; Józwiak, 2002; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007; Witczak i in., 2013). Rolnicze ogniska zanieczyszczeń przytoczonych składników mogą mieć charakter zarówno lokalny (punktowy), jak i przestrzenny (obszarowy) (Jasiewicz i Baran, 2006). Podwyższone wartości wskaźników rolniczego zanieczyszczenia w wodach podziemnych mogą być związane z niewłaściwym funkcjonowaniem gospodarstw rolnych i osadnictwem wiejskim, hodowlą zwierząt, niewłaściwym lub nadmiernym stosowaniem nawozów naturalnych (obornik, gnojówka i gnojowica) i mineralnych oraz środków ochrony roślin (Pajewski, 2006; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007; Mateo-Sagasta i in., 2017). Ogniska rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych zazwyczaj współwystępują i emitują jednakowe składniki, przez co trudna staje się bezpośrednia identyfikacja przyczyny zanieczyszczenia.

Do najczęściej spotykanych wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych należą podwyższone stężenia jonów NH_4^+ , NO_2^- i NO_3^- . O formie i ilości ich występowania decyduje szereg procesów związanych z obiegiem azotu w środowisku (Rys.2.5).



Rys.2.5. Obieg azotu w glebie, strefie aeracji i w wodach podziemnych (Witczak i in., 2013).

Decydujące procesy przemian azotu zachodzą w glebie, w wyniku mineralizacji, immobilizacji, nityfikacji i denityfikacji, z udziałem mikroorganizmów i bakterii (Żurek, 2002). Zawarta w glebie materia organiczna ulega procesowi biochemicznego utleniania i mineralizacji, co prowadzi do przejścia azotu organicznego w postać azotu amonowego. Jony amonowe mogą ulegać immobilizacji, sorpcji lub z udziałem glebowych bakterii nityfikacyjnych przechodzą w azotyny i następnie azotany. Bilans przemian azotu w profilu glebowym ma istotne znaczenie w poborze tego składnika przez rośliny, ulatnianiu do atmosfery w wyniku denityfikacji, jak również na jego migrację do wód podziemnych (Żurek, 2009; Dybowski i in. 2020). Jak wskazuje Żurek (2002), przy prawidłowo prowadzonej gospodarce rolnej z profilu glebowego wymywane są jedynie azotany. Obecność warunków beztlenowych z udziałem mikroorganizmów sprzyja procesowi denityfikacji, która przede wszystkim jest możliwa w glebie i strefie aeracji. Przy dostatecznej ilości substancji organicznych, denityfikacja może również zachodzić w płytkich wodach podziemnych (Żurek, 2002; Dragon, 2013). Denityfikacja jest wieloetapowym procesem prowadzącym do zaniku azotanów w wyniku przejścia w postać azotu gazowego. Rozpad azotanów w procesie denityfikacji jest określany poprzez czas połowicznego zaniku, który względem tego składnika jest różnie przyjmowany w literaturze (Sieczka i in., 2018). Największa wartość tego parametru wynosi w przybliżeniu 20 lat (Kozlovsky, 1988), a najmniejsza 1–2,3 lat (Frind i in., 1990).

W środowisku silnie redukcyjnym oraz przy dużej zawartości substancji organicznej może również zachodzić redukcja azotanów do jonów amonowych (Witczak i in., 2013). Należy podkreślić, że tlenowe formy azotu w warunkach redukcyjnych praktycznie nie występują.

Jon amonowy w wodach podziemnych występuje w warunkach redukcyjnych i przejściowych. Jego stężenie wzrasta nawet do kilku mgNH_4/l przy obniżeniu potencjału utleniająco-redukcyjnego, a wysokie stężenia w wodach podziemnych mogą wskazywać na niedaleką odległość od ogniska zanieczyszczeń (Witczak i in., 2013). Migracja wodna jonu NH_4^+ jest ograniczona ze względu na dużą zdolność do ulegania procesom sorpcyjnym oraz wymiany jonowej przy kontakcie z minerałami ilastymi (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007).

Przejściową formę w procesie przemian azotu w środowisku wodnym stanowią azotyny. Są one związkiem nietrwałym, który w wodach podziemnych występuje zwykle w niewielkich stężeniach. Podwyższone wartości azotynów wskazują na zanieczyszczenie wód podziemnych oraz niezakończenie procesów utleniania organicznych związków azotowych, co świadczy o świeżym zanieczyszczeniu wód podziemnych (Hermanowicz, 1984; Witczak i in., 2013).

Powszechnie spotykaną formą występowania azotu w wodach podziemnych stanowią azotany, które związane są z końcową fazą biodegradacji substancji organicznej. Spotykane stężenia azotanów w wodach podziemnych zwykle nie przekraczają kilkudziesięciu mgNO_3/l , w warunkach naturalnych wynosząc do kilku mgNO_3/l w płytkich wodach podziemnych (Witczak i in., 2013). W roztworach o małym stężeniu należą one do intensywnie migrujących składników wód podziemnych, które w bardzo ograniczonym stopniu ulegają adsorpcji (Macioszczyk, 1987). Sprawia to, iż azotany mogą być transportowane na dalekie odległości od ogniska zanieczyszczenia z prędkością porównywalną do innych składników konserwatywnych (Żurek, 2002). Azotany są składnikiem mobilnym i najtrwalszą formą azotu, przez co w łatwy sposób podlegają wymyciu z profilu glebowego do wód podziemnych. Wielkość wymycia azotanów z profilu glebowego może być oszacowana za pomocą fizycznych, pojęciowych lub matematycznych modeli opartych na bilansie masy wody i zanieczyszczenia (Żurek, 2008, 2009).

Natomiast, jon potasu i fosforany są składnikami wykazującymi słaby potencjał do migracji. Są to składniki biofilne, intensywnie pochłaniane przez rośliny oraz sorbowane. Stąd też rzadko występują one w wysokich stężeniach, które mogłyby odpowiadać za degradację jakości wód podziemnych (Flores-Lopez i in., 2013). Zawartość potasu w naturalnych wodach podziemnych zazwyczaj nie przekracza $6,5 \text{ mgK}/\text{l}$, a stężenia fosforanów występują w szerokim zakresie od kilku $\mu\text{gPO}_4/\text{l}$ do kilku mgPO_4/l , lecz zazwyczaj oscylują wokół najniższych wartości (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007).

Nieodpowiednio prowadzona praktyka rolnicza może również odpowiadać za degradację jakości wód powierzchniowych. Obecność podwyższonych zawartości składników biogenych w zbiornikach wodnych, wnikająca między innymi z dopływu zanieczyszczonych wód podziemnych (nutrientów), często stanowi przyczynę eutrofizacji wód. Prowadzi ona do zachwiania równowagi biologicznej w środowisku wodnym, co uważa się za poważny problem degradacji stref przybrzeżnych akwenów morskich (Forsberg, 1991; Vollenweider, 1992; Slomp i Van Cappellen, 2004; Sapek, 2010; Jessen i in., 2015). Eutrofizacja jest to proces wzrostu trofii (żywności wód), która zachodzi w wyniku wzbogacenia zbiorników wodnych w substancje biogenne (Forsberg, 1991; HELCOM, 2009). Jak wskazuje Chełmicki (2012), czas eutrofizacji spowodowanej intensywną działalnością człowieka jest stosunkowo krótki, gdyż może wynosić nawet od kilku do kilkudziesięciu lat. Eutrofizacja może powodować drastyczne konsekwencje w środowisku wodnym na skutek wzrostu fitoplanktonu i jego biomasy (zwiększenie produkcji pierwotnej), które regulowane są przede wszystkim poprzez właściwy stosunek zawartości azotu, fosforu i krzemu w wodzie (Pastuszak i in., 2016). Skutki eutrofizacji mogą przejawiać się między innymi: spadkiem stężenia tlenu w wodzie (powstania stref hypoksji lub anoksji), wymieraniem organizmów zwierzęcych (zwłaszcza ryb), obumieraniem roślinności w głębi akwenu na skutek ograniczenia dostępu promieniowania słonecznego, wypłaceniem się akwenu w wyniku gromadzenia się znacznej ilości substancji organicznej (Conley i in., 2009; HELCOM, 2009; Jessen i in., 2015; Pastuszak i in., 2016).

2.4. ZAGADNIENIE PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH NA ZANIECZYSZCZENIA

Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia zalicza się do powszechnie stosowanych metod określenia stopnia ochrony wód podziemnych. Początki rozważań nad podatnością wód podziemnych sięgają lat 60-tych ubiegłego wieku, kiedy pojęcie to wprowadził do badań hydrogeologicznych Margat (1968). Pierwotnie, podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia było definiowane jako możliwość przesączania i dyfuzji zanieczyszczeń w naturalnych warunkach z powierzchni terenu do warstwy wodonośnej. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia jest jednak zagadnieniem złożonym, które na przestrzeni lat było różnie definiowane w rozległej literaturze tematu (Krogulec, 2004). W badaniach najczęściej przyjmuje się podział na podatność naturalną i specyficzną (Vrba, Zaporozec, 1994; Gogu i Dassargues, 2000; Krogulec, 2004; Machiwal i in., 2018).

Podatność naturalna (właściwa, wewnętrzna) jest rozumiana jako naturalna właściwość systemu wodonośnego określająca ryzyko migracji substancji szkodliwych z powierzchni terenu do pierwszego poziomu wodonośnego, którą determinują wyłącznie warunki hydrogeologiczne (hydrodynamiczne). Natomiast, podatność specyficzną (ogólna,



zintegrowana) oprócz podatności naturalnej uwzględnia również rodzaj substancji zanieczyszczającej, jej ładunek, czas oddziaływania oraz związany z nią charakter przestrzenny ogniska zanieczyszczeń.

Wyniki przeprowadzonej oceny podatności przedstawia się najczęściej na mapach. Z biegiem lat, mapy podatności stały się przydatnym i użytecznym narzędziem w ochronie zasobów wód podziemnych i zarządzaniu powierzchnią terenu (Foster i in., 2013).

2.4.1. KLASYFIKACJA STOSOWANYCH METOD

Prowadzone od kilkadziesiąt lat na całym świecie badania podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia umożliwiły opracowanie wielu różnych metod jej oceny. Przegląd najczęściej używanych metod oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie można znaleźć między innymi w pracach Focazio i in. (2002), Krogulec (2004), Wachniew i in. (2016), Machiwal i in. (2018) oraz Moges i Dinka (2022). W znaczeniu ogólnym stosowane metody można podzielić na cztery grupy:

- metody indeksacji parametrów;
- metody symulacji modelowych;
- metody statystyczne;
- metody hybrydowe.

Metody indeksacji parametrów (rangowe) są najpowszechniej stosowanymi metodami oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia (Kumar i in., 2015). Znalazły one zastosowanie w wielu miejscach na świecie (Vias i in., 2006; Rahman, 2008; Wen i in., 2009; Saidi i in., 2011; Kazakis i Voudouris, 2015; Louma i in., 2016). Są to metody jakościowe oparte na wyborze zestawu parametrów posiadających największy wpływ na możliwość migracji zanieczyszczeń z powierzchni terenu do warstwy wodonośnej, do których można zaliczyć: głębokość występowania wód podziemnych, właściwości ochronne strefy aeracji, infiltrację efektywną i charakterystykę warstwy wodonośnej. Poszczególne parametry opisane są na podstawie systemu wagowego, a jego wartości za pomocą dobranych rang punktowych. Indeksacja parametrów wymaga wygenerowania warstw tematycznych w środowisku GIS, które to kolejno są ze sobą łączone przy wykorzystaniu określonego algorytmu obliczeniowego, charakterystycznego dla danej metody. Wynikiem algorytmu obliczeniowego jest indeks podatności, który jest podstawą do wydzielenia obszarów mniej lub bardziej podatnych na zanieczyszczenie. Do najczęściej stosowanych metod rangowych dla ośrodka porowatego należą: DRASTIC (Aller i in., 1987), GOD (Foster, 1987), AVI (van Stempvoort i in., 1993) oraz SINTACS (Civita, 1994). Natomiast, w odniesieniu do ośrodków krasowych wykorzystuje się najczęściej metody: DIVERSITY (Ray i O'Dell, 1993),



EPIK (Doerfliger i in., 1999) i COP (Vias i in., 2006). Przytoczone metody są jednak rzadko stosowane w formie pierwotnej. W celu poprawy skuteczności podlegają one modyfikacji, która polega na korekcie wag i rang lub uwzględnieniu dodatkowych parametrów w algorytmie obliczeniowym (Barbulescu, 2020).

Metody symulacji modelowych (procesowe) w ocenie podatności na zanieczyszczenia uwzględniają procesy przepływu wód podziemnych i transportu zanieczyszczeń przy wykorzystaniu określonych modeli matematycznych. Należą one do metod ilościowych, których kryterium można wyrazić w sposób ilościowy (Krogulec, 2004). Metody symulacji modelowych umożliwiają opis systemu hydrogeologicznego oraz prognozowanie jego zachowania pod względem podatności na zanieczyszczenia. Oparte są one na określonych procesach fizycznych, chemicznych i biologicznych decydujących o losie i transporcie zanieczyszczeń w strefie aeracji i saturacji (Machiwal i in., 2018). Charakterystyczną cechą metod symulacji modelowych jest możliwość określenia predykcji migracji zanieczyszczeń zarówno dla zmian przestrzennych, jak i czasowych. W zależności od zastosowanej metody oraz celu badania, zakres danych wejściowych może być mniej lub bardziej złożony. Metody symulacji modelowych można podzielić na grupę metod opartych na równaniu adwekcji-dystrybucji wraz z różnymi modelami reakcji chemicznych określających dynamikę zanieczyszczeń, takich jak RZWQM (DeCoursey i in., 1992) lub AGNPS (Young i in., 1995), a także opisujących przepływ uprzywilejowany jak na przykład określające czas migracji substancji konserwatywnych przez strefę aeracji (Maxe i Johansson, 1998; Krogulec, 2004; Duda i in., 2011; Potrykus i in., 2018a) oraz w strefie saturacji za pomocą kodu obliczeniowego MODPATH (Pollock, 1994).

Metody statystyczne w ocenie podatności są wykorzystywane przede wszystkim w celu sprawdzenia zależności pomiędzy wielkością występujących zanieczyszczeń a zmiennością wartości wybranego parametru środowiskowego (Focazio i in., 2002; Moges i Dinka, 2022). Dlatego też są one również powszechnie wykorzystywane do kalibracji innych metod. Przykładami stosowanych metod statystycznych w ocenie podatności są metody regresji logistycznej (Greene i in., 2005), wielokrotnej regresji liniowej (Knoll i in., 2019), logiki rozmytej (Iqbal i in., 2014), lasu losowego (Tyralis i in., 2019), analizy czynnikowej (Dragon, 2006) oraz sieci neuronowej (Yesilnacar i in., 2007).

Metody hybrydowe są definiowane jako dowolne metody oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia, które łączą ze sobą elementy metod statystycznych, symulacji modelowych i/lub indeksacji parametrycznych (Focazio i in., 2002). Podejście

hybrydowe do oceny podatności było uwzględnione między innymi w pracach Nolan i in. (1997), Neshat i Pradhan (2014), Bordbar i in. (2019) oraz Taghavi i in. (2022).

Należy mieć na uwadze, że stosując metody oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia wynikiem są wartości szacunkowe, zarówno ze względu na stopień rozpoznania systemu wodonośnego, jak i stosowane uproszczenia w poszczególnych metodach (Krogulec, 2006; Foster i in., 2013). Wybór odpowiedniej metody nie zawsze jest łatwy i powinien być podyktowany przede wszystkim celem prowadzonej analizy, szczegółowością rozpoznania systemu hydrogeologicznego oraz dostępnością wymaganych danych. Jak wskazują Machiwal i in. (2018) oraz Moges i Dinka (2022) poszczególne metody oceny podatności mają swoje wady i zalety, a zwiększenie dokładności oceny podatności można uzyskać poprzez przyjęcie podejścia hybrydowego polegającego na wykorzystaniu prostych algorytmów obliczeniowych z elementami metod jakościowych i/lub ilościowych.

W badaniach krajowych podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie określana jest powszechnie za pomocą metod rangowych (Kajewski, 2001; Bukowski i in., 2006; Graf, 2007; Krogulec, 2011; Pruszkowska-Caceres i Potrykus, 2017, Krogulec i in., 2019) oraz opartych na czasie przesączania się wody przez strefę aeracji (Żurek i in., 2002; Krogulec, 2004; Duda i in., 2011; Potrykus i in., 2018a). Ponadto, w związku z koniecznością dokonania oceny stanu jakościowego płytkich wód podziemnych oraz określenia naturalnych możliwości ich ochrony wynikających z zapisów Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE), dla całego obszaru Polski opracowywane są warstwy informacyjne bazy danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50000 „wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód pierwszego poziomu wodonośnego” (Herbich i in., 2007). Do realizacji wspomnianych map przyjęto założenia metodyki opracowanej przez Witczaka i in. (2005). Opierają się one na analizie całkowitego czasu wymiany połowej pojemności wodnej gleb i skał strefy aeracji przez infiltrujące wody opadowe, która jednocześnie określa czas migracji zanieczyszczeń konserwatywnych z powierzchni terenu do pierwszej warstwy wodonośnej.

2.4.2. BADANIA METODYCZNE DLA OBSZARÓW DZIAŁALNOŚCI ROLNICZEJ

W bogatej literaturze z zakresu podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia, wpływ działalności rolniczej uwzględniany jest najczęściej poprzez adaptację powszechnie stosowanej metody DRASTIC (Aller i in., 1987), która jest modyfikowana pod względem rozpatrywanych parametrów lub wartości ich wag i rang w algorytmie obliczeniowym. Jednakże, kwestie związane ze stosowaną praktyką rolniczą w opracowanych metodach poruszane są w sposób ogólny, co przy subiektywnym podejściu do klasyfikacji poszczególnych parametrów może wpływać na dokładność uzyskanych wyników.



Metoda DRASTIC (Aller i in., 1987) w ocenie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia uwzględnia siedem parametrów, które mają istotny wpływ na stopień podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia. Są to głębokość do zwierciadła wody (D), zasilanie warstwy wodonośnej (R), utwory warstwy wodonośnej (A), litologia gleby (S), nachylenie powierzchni terenu (T), wpływ strefy aeracji (I), współczynnik filtracji warstwy wodonośnej (C). Każdemu z parametrów przypisana jest waga w zakresie od 1 do 5. W ramach każdego parametru wyróżnia się klasy wartości, które są jego rangą w zakresie od 1 do 10. Stopień podatności określany jest na podstawie algorytmu obliczeniowego, który jest sumą rang i wag rozpatrywanych parametrów [5]. Charakterystyka poszczególnych parametrów została przedstawiona w rozdziale 7.2 w odniesieniu do zaproponowanej metody DRASTIC_{SWAT}. Zastosowanie metody DRASTIC oraz jej główne założenia zostały szczegółowo opisane między innymi w pracach Kajewskiego (2000) oraz Krogulec (2006).

$$DRASTIC_{index} = D_R \cdot D_W + R_R \cdot R_W + A_R \cdot A_W + S_R \cdot S_W + T_R \cdot T_W + I_R \cdot I_W + C_R \cdot C_W \quad [5]$$

gdzie:

$DRASTIC_{index}$ – indeks podatności metody DRASTIC;

D – głębokość do zwierciadła wody;

R – zasilanie warstwy wodonośnej;

A – utwory warstwy wodonośnej;

S – litologia gleby;

T – nachylenie powierzchni terenu;

I – wpływ strefy aeracji;

C – współczynnik filtracji warstwy wodonośnej;

r – ranga parametru;

w – waga parametru.

Poniżej przedstawiono wybrane przykłady metod oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia, które są często i powszechnie stosowane w odniesieniu do obszarów rolniczych. Są to metody CD, NV, SI oraz SEEPAGE. Jednakże, w literaturze można znaleźć również inne metody związane z działalnością rolniczą, które głównie odnoszą się do rodzaju substancji zanieczyszczających, występowania specyficznych warunków środowiskowych, bądź określonego celu związanego z prognozowaniem zagrożenia według określonych scenariuszy (np. Kajewski, 2010; Rudowicz-Nawrocka, 2011; Zabłocki, 2014).

Metoda CD (Composite DRASTIC) została opracowana przez Secunda i in. (1998). Uwzględnia ona potencjalne ryzyko związane z użytkowaniem terenu, które zostało odwzorowane za pomocą dodanego parametru L w oryginalnym algorytmie obliczeniowym metody DRASTIC [6]. Założeniem opracowanej metody jest ocena potencjalnego wpływu użytkowania terenu na jakość wód podziemnych, która wynika z zachodzących w czasie

przekształceń w strukturze gleby oraz utworów strefy aeracji. Waga parametru L jest równa 5, a rangi mieszczą się w zakresie od 1 do 10. Największy wpływ przypisuje się nawadnianym gruntom ornym oraz terenom zabudowanym, które posiadają dwukrotnie większą wagę punktową niż nienawadniane grunty orne. Najmniejszy wpływ przypisuje się obszarom naturalnym, takim jak lasy. Metoda ta była stosowana na obszarach położonych między innymi w Iranie (Sadat-Noori i Ebrahimi, 2015) oraz w Polsce (Krogulec, 2011).

$$CD_{index} = DRASTIC_{index} + L_R \cdot L_W \quad [6]$$

gdzie:

CD_{index} – indeks podatności metody CD;

L – potencjalne ryzyko związane z zagospodarowaniem terenu;

Pozostałe oznaczenia jak w równaniu [5].

Metoda NV (Nitrate Vulnerability) została opracowana przez Martinez-Bastida i in. (2010) celem oceny podatności na zanieczyszczenie azotanami dla terenów położonych w środkowej Hiszpanii. Uwzględnia ona potencjalne zagrożenie zanieczyszczeniem azotanami na podstawie przyjęcia rzeczywistego wpływu charakteru zagospodarowania obszaru, które zostało odwzorowane za pomocą mnożnika parametru LU w odniesieniu do oryginalnego indeksu DRASTIC [7]. Wartość parametru LU mieści się w zakresie od 0,1 do 1,0. Najniższe wartości odnoszą się do obszarów naturalnych, które są wolne od wszelkich wpływów antropogenicznych. Natomiast, wartości najwyższe związane są z terenami, których użytkowanie może prowadzić do degradacji jakości wód podziemnych wskutek migracji znacznych ilości azotanów z powierzchni terenu. Metoda ta znalazła swoje zastosowanie również dla obszarów w Indonezji (Zahara i Putranto, 2021) oraz w Polsce (Zabłocki, 2015).

$$NV_{index} = (DRASTIC_{index}) \cdot LU \quad [7]$$

gdzie:

NV_{index} – indeks podatności metody NV;

LU – potencjalne zagrożenie zanieczyszczeniem azotanami;

Pozostałe oznaczenia jak w równaniu [5].

Metoda SI (Susceptibility Index) została opracowana przez Ribeiro (2000) do oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia dla terenów położonych w Portugalii. W metodzie tej wykorzystano algorytm obliczeniowy systemu DRASTIC, w którym uwzględniono parametr LU, przy jednoczesnej eliminacji parametrów S, I oraz C [8]. Parametr LU odnosi się do wpływu działalności rolniczej (głównie emisji azotanów) na jakość wód podziemnych. Przyjęte w metodzie wartości wagowe dla parametrów D, R, A, T i LU wynoszą

odpowiednio 0,186, 0,212, 0,259, 0,121 i 0,222. Rangi parametrów D, R, A i T są przypisywane poprzez pomnożenie oryginalnych wartości przez 10. Natomiast rangi parametru LU są przyjmowane na podstawie opracowanej tabeli przez Ribeiro (2000), w której największe wartości przypisuje się kopalniom, składowiskom odpadów oraz miejscom zrzutów komunalnych, a najmniejsze wartości odpowiadają między innymi obszarom leśnym. Metoda ta znalazła swoje zastosowanie w ocenie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia ze źródeł rolniczych w Turcji (Muhammetoglu i in., 2002) i Włoszech (Bartzas i in., 2015).

$$SI_{index} = D_R \cdot D_W + R_R \cdot R_W + A_R \cdot A_W + T_R \cdot T_W + LU_R \cdot LU_W \quad [8]$$

gdzie:

SI_{index} – indeks podatności metody SI;

LU – potencjalne zagrożenie zanieczyszczeniem azotanami;

Pozostałe oznaczenia jak w równaniu [5].

Metoda SEEPAGE (System of Early Evaluation of Pollution Potential of Agricultural Groundwater Environments) została opracowana przez Moore i John (1990). Swoje zastosowanie ma ona na obszarach znajdujących się pod wpływem działalności rolniczej, na których została naruszona pokrywa glebowa oraz stosowane są znaczne ilości nawozów i pestycydów (Kumar i in., 2015). W algorytmie obliczeniowym S_{index} [9] uwzględniono sześć parametrów: potencjał tłumienia (A_P), utwory warstwy wodonośnej (A_M), wpływ strefy aeracji (V_I), miąższość gleby (S_D), nachylenie powierzchni terenu (S_T), głębokość do zwierciadła wody (D_W). Waga parametrów mieści się w zakresie od 1 do 50, a najwyższa przypisana jest do parametru mającego największy wpływ na migrację zanieczyszczeń z powierzchni terenu. W metodzie tej zwrócono większą uwagę potencjał tłumienia zanieczyszczeń poprzez uwzględnienie właściwości gleby [10].

$$S_{index} = R_1 \cdot A_P + R_2 \cdot A_M + R_3 \cdot V_I + R_4 \cdot S_D + R_5 \cdot S_T + R_6 \cdot D_W \quad [9]$$

$$A_P = \sum_{i=1}^n (\text{soil parameters}_i \cdot R_i) \quad [10]$$

gdzie:

S_{index} – indeks podatności metody SEEPAGE;

A_P – potencjał tłumienia;

A_M – utwory warstwy wodonośnej;

V_I – wpływ strefy aeracji;

S_D – miąższość gleby;

S_T – nachylenie powierzchni terenu;

D_W – głębokość do zwierciadła wody;

R_i – względna ranga wyznaczona dla poszczególnych parametrów ($i = 1-6$);

soil parameters_i – struktura gleby, pH gleby, przepuszczalność gleby, zawartość organiczna itp.

3. METODYKA BADAŃ

Podjęte prace badawcze obejmowały wykonanie badań terenowych, laboratoryjnych, modelowych oraz podatności. Szczegółowy opis metodyki wykonanych badań oraz poszczególnych etapów został przedstawiony w poniższych rozdziałach.

Przygotowanie i analizę danych przestrzennych przeprowadzono w środowisku GIS, przy wykorzystaniu narzędzi dostępnych w pakiecie programów ArcGIS (wersja 10.8) firmy ESRI. Wykorzystanie systemów GIS w badaniach przyrodniczych umożliwia wszechstronne zarządzanie znaczną ilością zebranych danych przestrzennych poprzez ich wprowadzanie, gromadzenie, przetwarzanie oraz wizualizację (Urbański, 2011). Wszystkie uwzględnione dane przestrzenne zostały poddane transformacji do Państwowego Układu Współrzędnych Geodezyjnych 1992 – PUWG1992 (EPSG: 2180). Jest to układ współrzędnych płaskich prostokątnych wykorzystujący system odniesienia ETRS89, który opracowano w wyniku zastosowania odwzorowania Gaussa-Krügera z południkiem środkowym 19°E.

3.1. PRACE WSTĘPNE

W pierwszym etapie przeprowadzonych prac badawczych zgromadzono i przeanalizowano dostępne materiały archiwalne. W toku studium zebranych informacji dokonano szczegółowej oceny ich wiarygodności oraz reprezentatywności w odniesieniu do tematu badań. Zebrane dane pozwoliły na wstępne rozpoznanie warunków środowiskowych panujących w obrębie opracowywanego obszaru, które w głównej mierze obejmowały budowę geologiczną, warunki hydrogeologiczne oraz stan zagospodarowania i użytkowania powierzchni terenu. Podstawę rozpoznania badanego terenu oraz problemu badawczego stanowiły: opracowania kartograficzne, otwory archiwalne, archiwalne wyniki analiz chemicznych wód podziemnych, opracowania hydrogeologiczne oraz literatura naukowa.

Zgromadzony zbiór opracowań kartograficznych obejmował następujące mapy tematyczne wraz z objaśnieniami: hydrogeologiczne (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b, 2007a, 2007b; Sierżęga i Nerkowski, 2010), geologiczne (Mojski, 1978, 1979; Skompski, 1997; Pikies i Zaleszkiewicz, 1998), geośrodowiskowe (Gawlikowska, 2009a, 2009b, 2009c; Seifert, 2017a, 2017b, 2017c), hydrograficzne (Powroźnik, 2005; Nowak, 2005), geodynamiczne polskiej strefy brzegowej Bałtyku Południowego (Zachowicz i in., 2007), aglomeracji gminy Puck (udostępnioną przez Urząd Gminy Puck) oraz pokrycia/użytkowania powierzchni terenu (CLC2018). Przydatnym źródłem informacji były także dane przestrzenne, które zostały udostępnione w tematycznych serwisach internetowych. Spis wykorzystanych serwisów przedstawiono w literaturze.

W celu rozpoznania budowy geologicznej opracowywanego obszaru oraz warunków występowania wód podziemnych przeanalizowano 430 profili i kart archiwalnych otworów wiertniczych, które pozyskano z Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych (CBDH, Bank Hydro) i Centralnego Banku Danych Geologicznych (CBDG) prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy. Zakres pozyskanych danych zawierał również informacje na temat parametrów eksploatacyjnych otworów studziennych i hydrogeologicznych ujętych poziomów wodonośnych.

Wstępne rozpoznanie hydrogeochemiczne badanego obszaru dokonano w oparciu o informacje zawarte w kartach otworów studziennych (CBDH), objaśnieniach załączonych do map hydrogeologicznych oraz wynikach badań wód podziemnych eksploatowanych na ujęciach komunalnych w obrębie gminy Puck. Na tej podstawie zebrano i zestawiono bogaty zbiór analiz chemicznych od lat 60-tych ubiegłego wieku do 2019 roku.

Istotnym źródłem informacji były lokalne opracowania hydrogeologiczne dotyczące eksploatowanych ujęć wód podziemnych. Dokonano analizy dokumentacji hydrogeologicznych, operatów i pozwoleń wodnoprawnych udostępnionych przez Urząd Gminy Puck, przede wszystkim w odniesieniu do wielkości poboru wód i ich jakości.

Na podstawie analizy wyżej wymienionych danych zaplanowano dalsze, szczegółowe badania hydrogeologiczne.

3.2. BADANIA TERENOWE

Badania terenowe zostały przeprowadzone w trakcie 18 sesji terenowych w latach 2017–2019. Wykonane prace miały na celu rozpoznanie aktualnego stanu obszaru objętego badaniami, uzupełnienie i weryfikację materiałów archiwalnych zgromadzonych na etapie przygotowawczym oraz przeprowadzenie pomiarów hydrogeologicznych. W ramach badań terenowych zostało sporządzone kartowanie hydrogeologiczne, które obejmowało:

a) weryfikacje i uzupełnienie danych archiwalnych

W trakcie przeprowadzonych badań terenowych dokonano aktualizacji zgromadzonych danych archiwalnych w zakresie:

- lokalizacji obiektów hydrogeologicznych i innych za pomocą systemu GPS;
- uzupełnienia informacji o obiektach hydrogeologicznych niefigurujących w CBDH;
- stanu otworów studziennych i ich ogólnej oceny technicznej w odniesieniu do kontynuacji badań hydrogeologicznych;
- użytkowników ujęć wód podziemnych i prowadzonej eksploatacji;
- informacji dodatkowych, uzyskanych od aktualnych użytkowników ujęć;
- przebiegu sieci hydrograficznej.

b) przeprowadzenie pomiarów położenia zwierciadła wód podziemnych

Pomiary położenia poziomu wód podziemnych miały cykliczny charakter i były ograniczone do wyselekcjonowanej sieci punktów. Było to spowodowane stanem technicznym otworów hydrogeologicznych, który w wielu miejscach uniemożliwiał przeprowadzenie pomiaru. Na punkty pomiarowe składały się studnie kopane i wiercone, nieeksploatowane w momencie wykonywania pomiaru. Położenie statycznego zwierciadła wód podziemnych w otworach hydrogeologicznych zostało pomierzone za pomocą elektronicznego sygnalizatora dźwiękowo-światlnego składającego się z sondy oraz taśmy mierniczej wyskalowanej co 1 mm (Rys.3.1.A). Zmierzona głębokość do zwierciadła wód podziemnych, w każdym przypadku została przeliczona względem zniwelowanego poziomu odniesienia (m n.p.m.).

c) pobór próbek wód do badań chemicznych

Próbki wód podziemnych zostały pobrane z wyselekcjonowanej sieci punktów badań, celem wykonania terenowych i laboratoryjnych analiz chemicznych. Poboru próbek wód dokonywano w sposób taki, aby przedstawiały one rzeczywisty charakter wody w chwili pobrania z zachowaniem ograniczenia wpływu czynników zewnętrznych. Głównym kryterium typowania miejsc poboru była możliwość uzyskania próbek reprezentatywnych. Pod uwagę brano między innymi rozmieszczenie obiektów hydrogeologicznych, stan techniczny studni i warunki jej eksploatacji, sposób poboru próbki, zagospodarowanie terenu oraz udostępnienie obiektu przez właściciela. Do poboru próbek wód i ich przechowywania wykorzystywano wyłącznie materiały nieoddziałujące na jakość próbki.

Poboru wód podziemnych dokonano ze studni wierconych i kopanych, źródeł, a także sond badawczych. W studniach wierconych próbkę wody pobrano bezpośrednio z kranu zamontowanego przed urządzeniami uzdatniającymi. Wodę ze studni kopanych oraz wykonanych sond badawczych pozyskano przy użyciu próbnika jednozaworowego wykonanego z tworzywa PVC, który umożliwiał pobór próbki z określonej głębokości. Przed dokonaniem poboru otwory zostały przepompowane, celem uniknięcia poboru stagnującej w nich wody. Opróbowane źródła charakteryzowały się intensywnym wypływem wody, co pozwalało na bezpośredni pobór z miejsca wypływu. W miarę możliwości i potrzeby do poboru próbek wody podziemnej był również wykorzystywany przenośny zestaw pompowy do monitoringu wód podziemnych lub pompa perystaltyczna.

Pobór próbek wód wykonywano z zachowaniem należytej ostrożności, do specjalnych naczyń, których typ dobierano w zależności od rodzaju przeprowadzonych analiz chemicznych. Do terenowych oznaczeń podstawowych właściwości fizycznych i chemicznych wód podziemnych oraz analizy ich wybranych składników wykorzystano butelki z tworzywa



polietylenowego „PE” o pojemności 0,5 l. Próbkę wód podziemnych wytypowane do badań laboratoryjnych były pobierane zgodnie z procedurą przekazaną przez laboratorium wykonujące analizy. Do oznaczenia szerszego zakresu składu chemicznego wód podziemnych w warunkach laboratoryjnych, próbki wód pobrano do butelek polietylenowych „PE” o pojemności 1,5 l oraz próbek polipropylenowych „PP” o pojemności 0,015 l. Próbkę wód umieszczone w próbkówkach zostały w terenie przefiltrowane przez sącdek o średnicy porów 0,45 μm i utrwalone kwasem azotowym (V) HNO_3 . Do badań zawartości pestycydów użyto butelek ze szkła specjalnego (ciemne) „SS” o pojemności 1 l – z jednego punktu pobierano 2 l wody.

Przed wykonaniem właściwego poboru próbek, butelki zostały kilkakrotnie przepłukane pobieraną wodą. Następnie, wypełniono całą objętość naczynia („pod korek”), tak aby próbki nie zawierały pęcherzyków powietrza. Pobrane próbki wód były klarowne, bez widocznej zawiesiny. Butelki z pobraną wodą umieszczono w przenośnej lodówce i schłodzono do temperatury około 4°C. Po zakończeniu badań terenowych, próbki niezwłocznie przetransportowano do laboratoriów Katedry Technologii Wody i Ścieków Politechniki Gdańskiej oraz Instytutu Morskiego w Gdańsku i do momentu wykonania analiz chemicznych przechowywano je w lodówce.

d) wykonanie podstawowych analiz właściwości fizycznych i chemicznych wód

Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych wykonano w 51 punktach pomiarowych. Badania zostały przeprowadzone bezpośrednio w terenie przy wykorzystaniu cyfrowego miernika wieloparametrowego (Multi 3630 IDS) wraz z elektrodami (SenTix® 950, SenTix® ORP-T 900 i TetraCon® 925) (Rys.3.1.B). Producentem sprzętu pomiarowego jest firma WTW, która należy do grupy Xylem Analytics (Weilheim, Niemcy). Ogólna specyfikacja techniczna wykorzystanych sond została przedstawiona w tabeli (Tab.3.1). Zakres wykonanych badań obejmował oznaczenia pH, potencjału oksydacyjno-redukcyjnego (redox, E_h), przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) oraz temperatury wody. Zgodnie z zaleceniami Dobrzyńskiego (2010) wyniki pomiaru potencjału redox zostały odniesione względem standardowej elektrody wodorowej.

Przed każdorazowym wyjazdem terenowym, sprzęt pomiarowy został sprawdzony i odpowiednio skalibrowany przy wykorzystaniu wzorców kalibracyjnych zalecanych przez producenta.



Tab.3.1. Specyfika techniczna sond pomiarowych. Informacje w tabeli zostały zestawione na podstawie instrukcji i specyfikacji otrzymanych od producenta sprzętu (WTW Xylem Analytics, Weilheim, Niemcy).

Typ sondy pomiarowej	SenTix® 950	SenTix® ORP-T 900	TetraCon® 925
Mierzony parametr	pH	potencjał redox	PEW ₂₅
Zakres pomiarowy	0,000 – 14,000	-1250,0 – 1250,0 mV	1 μS/cm – 2 S/cm
Dokładność	± 0,004	± 0,2 mV	± 0,5% wartości mierzonej
Diafragma	platynowa	ceramiczna	-
Elektrolit referencyjny	3 mol/l KCl, bez Ag ⁺	3 mol/l KCl, bez Ag ⁺	-
Stała naczynka konduktometrycznego	-	-	0,475 cm ⁻¹ ± 1,5%
Zakres i dokładność mierzonej temperatury	0 – 100°C ± 0,1	0 – 100°C ± 0,1	0 – 100°C ± 0,1

e) oznaczenia wybranych składników wód

W wyselekcjonowanej grupie punktów badań zostały wykonane oznaczenia składu chemicznego wód w zakresie zawartości jonów: NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻, K⁺ oraz Cl⁻. Pomiary przeprowadzono za pomocą fotometru filtrowego pHotoFlex STD (WTW Xylem Analytics, Weilheim, Niemcy) (Rys.3.1.C) oraz testów fotometrycznych w czasie do 24 godzin po poborze próbki. Fotometr wyposażony jest w układ optyczny obsługujący 6 długości fal [nm]: 436, 517, 557, 594, 610 oraz 690, a w pamięci urządzenia zostały zapisane metody i dane dla szeregu testów fotometrycznych. Rodzaj użytych testów fotometrycznych i ich zakres pomiarowy został przedstawiony w tabeli (Tab.3.2.). Zasada pomiaru stężenia danego składnika chemicznego polegała na absorpcji światła o określonej długości fali przechodzącego przez próbkę wody. Przy każdorazowym uruchomieniu fotometru dokonano kalibracji punktu zerowego oraz pomierzono absorbancje wody destylowanej. Przed właściwym określeniem stężenia badanego składnika została oznaczona wartość próby ślepej odczynnika, którą aktualizowano dla każdej nowej serii zestawu testów fotometrycznych. Przygotowanie próbek do analiz chemicznych wykonano zgodnie z instrukcjami oraz procedurami, które zostały dołączone do fotometru oraz testów fotometrycznych.

Tab.3.2. Rodzaj i zakres pomiarowy zastosowanych testów fotometrycznych. Informacje w tabeli zostały zestawione na podstawie instrukcji i specyfikacji otrzymanych od producenta sprzętu (WTW Xylem Analytics, Weilheim, Niemcy).

Składnik chemiczny	Zakres pomiarowy [mg/l]	Rodzaj testu fotometrycznego
NH ₄ ⁺	0,03–3,20	Test kuwetowy
	0,6–20,6	Test kuwetowy
NO ₂ ⁻	0,03–2,30	Test kuwetowy
NO ₃ ⁻	1,0–133,0	Test kuwetowy
PO ₄ ³⁻	0,06–5,00	Test kuwetowy
	1,5–76,7	Test kuwetowy
SO ₄ ²⁻	5–250	Test kuwetowy
K ⁺	5,0–50,0	Test kuwetowy
Cl ⁻	2,5–250,0	Test odczynnikowy

f) wykonanie sond badawczych

W związku z ograniczoną ilością otworów studziennych ujmujących pierwszy poziom wodonośny w obrębie badanego terenu koniecznym było wykonanie małośrednicowych odwiertów o charakterze sond badawczych. Brak lub mała ilość otworów szczególnie uwidaczniała się na obszarze pradoliny Płutnicy oraz występujących płytko pod powierzchnią terenu poziomów zwieszonych. Odwierty wykonano przy wykorzystaniu ręcznego sprzętu wiertniczego firmy Eijkelkamp (Rys.3.1.D) do głębokości maksymalnej 5 metrów.

Wykonano 11 sond badawczych, które umożliwiły przeprowadzenie pomiaru położenia zwierciadła wód podziemnych oraz pobór próbki wód w celu wykonania analizy fizyczno-chemicznej. Po przeprowadzeniu badań miejsce wykonania odwiertu zostało zlikwidowane z zachowaniem następstwa litologicznego przewierconych warstw, a teren wokół przywrócony do stanu przed badaniami.



Rys.3.1. Wykorzystany sprzęt pomiarowy i narzędzia badawcze: A – elektroniczny sygnalizator dźwiękowo-światlny do pomiaru położenia zwierciadła wód podziemnych; B – miernik wieloparametrowy Multi 3630 IDS wraz z elektrodami; C – fotometr filtrowy pHotoFlex STD; D – wykonanie sond badawczych przy użyciu sprzętu wiertniczego firmy Eijkelkamp.

3.3. BADANIA LABORATORYJNE

Badania laboratoryjne zostały wykonane w celu uszczegółowienia składu chemicznego wód podziemnych terenu badań. Analizy laboratoryjne zostały przeprowadzone przez zespoły współpracujące w ramach projektu WaterPUCK, a ich zakres obejmował:

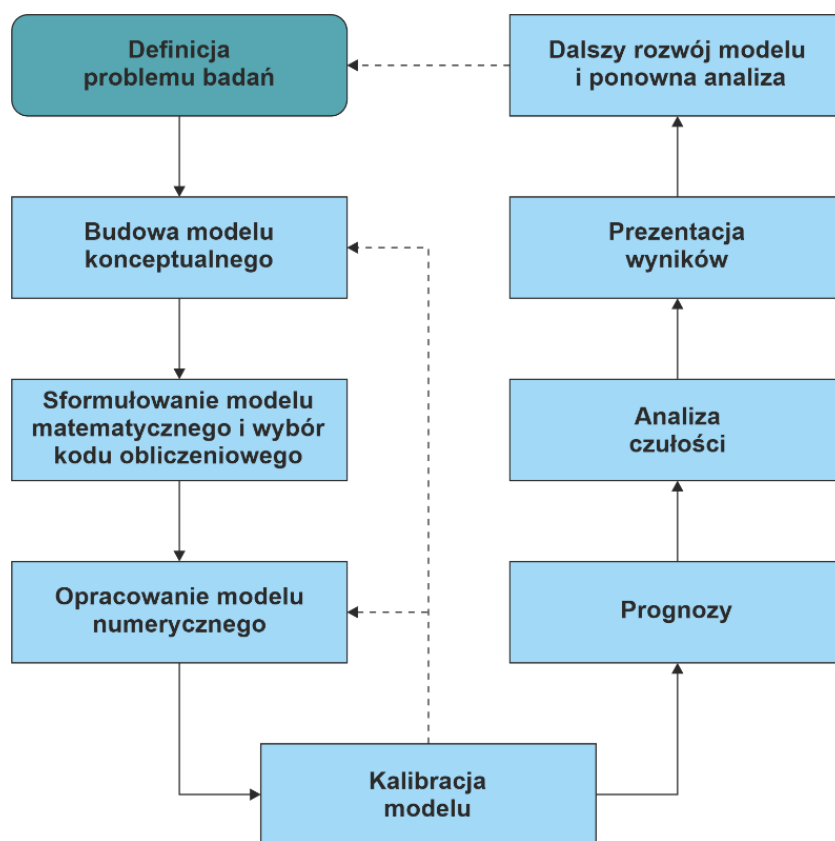
- a) 20 próbek wód podziemnych pobranych w dniach 04–06.06.2019 r. przekazano do laboratorium Katedry Technologii Wody i Ścieków Politechniki Gdańskiej przez zespół prof. dr hab. inż. Ewy Wojciechowskiej. Wykorzystane w niniejszej pracy wyniki obejmowały 220 oznaczeń stężeń następujących składników: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- oraz PO_4^{3-} . Wykorzystano metody: spektrofotometryczną, obliczeniową, miareczkową oraz atomowej spektrometrii emisyjnej, opierając się na normach: EN ISO 26777, EN 38405 D-2, ISO 7150-1, DIN 38406 E5-1, UNI 11669:2017, ISO 6878-1-1986, DIN 38405 D11-4, PN-EN ISO 9963-1:2001 (Matej-Łukowicz i Nawrot, 2019).
- b) 20 próbek wód podziemnych pobranych w dniu 21.08.2018 r. i 04.06.2019 r. przekazano do laboratorium Instytutu Morskiego w Gdańsku. Badania obejmowały 1870 oznaczeń zawartości pestycydów chloroorganicznych (aldryny, dieldryny, endryny, izodryny, DDT, DDD, DDE, izomerów HCH) oraz ich substancji czynnych (po około 330 związków czynnych z różnych grup pestycydów). Analizy zawartości pestycydów chloroorganicznych w próbkach wód przeprowadzono techniką chromatografii gazowej z detekcją spektrometrii mas (GC-MS) zgodnie z normą PN-EN 16693:2015-12. Badanie zawartości 309 środków ochrony roślin wykonano zgodnie z metodyką zawartą w procedurze własnej laboratorium SOP-LA-GC-015-06, a końcowy pomiar z zastosowaniem techniki GC-MS/MS. Zawartość glifosatu i jego substancji aktywnej (AMPA) w próbkach wód analizowano przy zastosowaniu techniki LC-MS/MS (Pazikowska-Sapota i in., 2020).

3.4. BADANIA MODELOWE

Budowa modelu jest wieloetapowa i w zależności od charakteru badań może ona przebiegać w większym bądź mniejszym stopniu złożoności. Na podstawie dostępnej literatury (Macioszczyk i Kazimierski, 1990; Kresic, 2007; Kulma i Zdechlik, 2009; Dąbrowski i in., 2010; Anderson i in., 2015) wyznaczono pięć głównych etapów budowy modelu: schematyzację warunków hydrogeologicznych, opracowanie modelu matematycznego, budowę modelu numerycznego, kalibrację i weryfikację modelu oraz przeprowadzenie symulacji prognostycznych. Numeryczny model systemu wodonośnego został wykonany

zgodnie z przyjętym schematem (Rys.3.2). Poszczególne etapy budowy modelu oraz wyniki przeprowadzonych obliczeń zostały przedstawione w kolejnych rozdziałach pracy.

Przeprowadzone badania modelowe miały na celu określenie warunków filtracji wód podziemnych oraz migracji zanieczyszczeń w postaci azotanów do Zatoki Puckiej. Analizując wielkości ładunków, stężenia jonów NO_3^- zostały przeliczone na formę N-NO_3 poprzez uwzględnienie stosunku mas atomowych (stężenia jonów NO_3^- zostały podzielone przez liczbę 4,4268). Symulacje przeprowadzono ze szczególnym uwzględnieniem wpływu stosowanej praktyki rolniczej na wody podziemne przy wykorzystaniu kombinacji modeli opracowanych za pomocą programów SWAT oraz MODFLOW-NWT i MT3DMS. Dodatkowo określono czas dopływu wód podziemnych z analizowanego obszaru do Zatoki Puckiej za pomocą kodu obliczeniowego MODPATH. Badania modelowe zostały wykonane w całości przez autora pod kierunkiem prof. dr hab. inż. Adama Szymkiewicza i dr hab. Beaty Jaworskiej-Szulc, prof. PG.

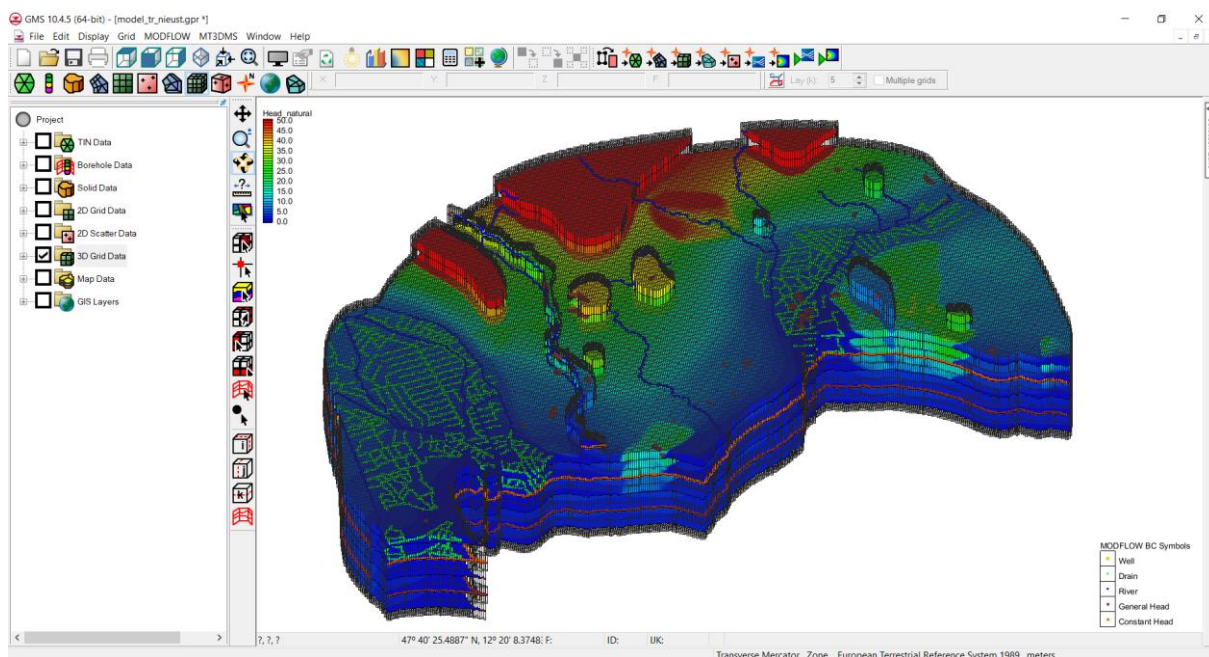


Rys.3.2. Ogólny schemat budowy modelu hydrogeologicznego (Anderson i in., 2015).

Zasadnicze prace modelowe przeprowadzono przy wykorzystaniu oprogramowania Groundwater Modeling System (GMS) w wersji 10.4. System GMS jest zaawansowanym środowiskiem graficznym służącym do przeprowadzania symulacji przepływu wód podziemnych i migracji rozpuszczonych w nich zanieczyszczeń. Oprogramowanie to zostało zaprojektowane przez firmę Aquaveo i składa się z graficznego interfejsu, który



tworzy 12 różnych modułów zawierających specjalistyczne narzędzia do zarządzania danymi w zakresie: budowy, parametryzacji i wizualizacji modelu konceptualnego, generowania i edycji siatek obliczeniowych (regularnych i nieregularnych), geostatystyki oraz końcowego przetwarzania danych (post-processing) (Rys.3.3). Do przeprowadzenia symulacji numerycznych oprogramowanie GMS wykorzystuje szereg kodów obliczeniowych, których doboru dokonuje się w zależności od celu badań i charakterystyki terenu objętego analizą numeryczną (między innymi MODFLOW, MT3D).



Rys.3.3. Interfejs użytkownika programu GMS.

3.4.1. SWAT

SWAT (Soil and Water Assessment Tool) jest programem obliczeniowym stanowiącym wszechstronne narzędzie w ocenie wpływu podejmowanych decyzji w zlewniach na stan wód i osadów powierzchniowych, a także wydajność plonów rolniczych (Neitsch i in., 2011). Został on opracowany na początku lat 90 ubiegłego wieku dla Departamentu Rolnictwa Stanów Zjednoczonych (USDA). SWAT bazuje na szeregu formuł matematycznych opisujących zachodzące w przyrodzie procesy fizyczne, chemiczne i biologiczne. Umożliwia on przeprowadzenie symulacji poszczególnych elementów bilansu wodnego, transportu osadów w zlewni, cyklu obiegu biogenów, wzrostu upraw, a także innych bardziej złożonych procesów. Wszystkie symulowane procesy powiązane są z cyklem wzrostu roślin oraz praktykami zarządzania zlewnią, między innymi z: orką, nawożeniem, poborem wód, odprowadzaniem wód i ścieków. Podstawą wszystkich obliczeń jest bilans wodny wyznaczonej zlewni określany za pomocą równania [11].

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad [11]$$

gdzie:

SW_t – finalna zawartość wody w glebie [mm H₂O];

SW_0 – początkowa zawartość wody w glebie w dniu i [mm H₂O];

t – czas (dzień);

R_{day} – wielkość opadu atmosferycznego w dniu i [mm H₂O];

Q_{surf} – wielkość spływu powierzchniowego w dniu i [mm H₂O];

E_a – ewapotranspiracja w dniu i [mm H₂O];

W_{seep} – ilość wody docierającej do strefy nienasyconej gruntu z profilu glebowego w dniu i [mm H₂O];

Q_{gw} – ilość wody przesiąkającej przez grunt i dopływającej do rzeki, zbiornika wodnego w dniu i [mm H₂O].

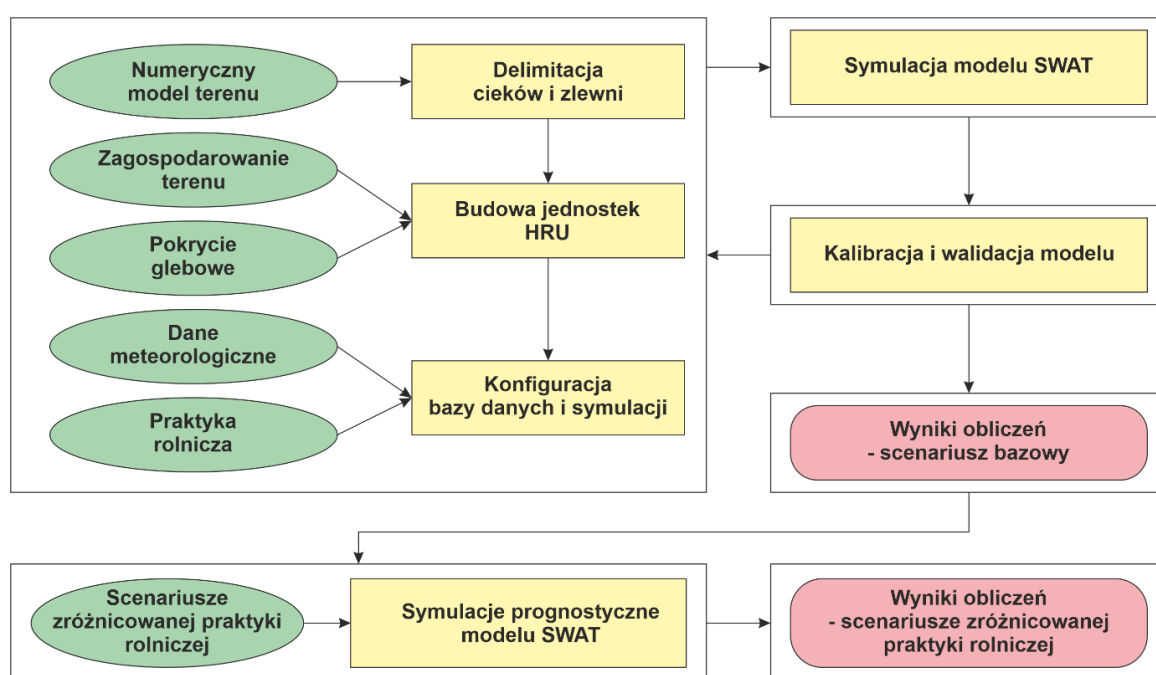
Symulacje wykonane przy wykorzystaniu opracowanego modelu w programie SWAT stanowiły istotny etap badań modelowych, gdyż pozwoliły na uwzględnienie i ocenę oddziaływania stosowanej praktyki rolniczej na środowisko wód podziemnych. Model opracowany w oprogramowaniu SWAT jest oparty na założeniach i wersji modelu wykonanej w ramach projektu WaterPUCK (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019a, 2022), przy wykorzystaniu tej samej procedury budowy modelu (Szymkiewicz i in., 2020; Wielgat i in., 2021). Jednakże, na potrzeby pracy doktorskiej, obszar badań modelowych został rozszerzony oraz dodatkowo przeanalizowany pod względem wprowadzenia potencjalnych zmian w strukturze upraw, gospodarce nawozami, sposobie uprawy roli oraz wypasie zwierząt. Założenia scenariuszy praktyki rolniczej oraz poszczególne etapy budowy modelu i wyniki przeprowadzonych obliczeń zostały przedstawione w rozdziale 6.1.

Badania modelowe w SWAT wykonano na podstawie schematu przedstawionego na Rys.3.4. Dane wejściowe do modelu wczytano za pomocą narzędzia QSWAT (wersja 1.9), będącego wersją programu z interfejsem w programie QGIS (wersja 2.6.1). Posłużyły one do wykonania delimitacji cieków i zlewni w obrębie opracowywanego obszaru oraz wygenerowania jednorodnych obszarów hydrologicznych (HRU) stanowiących podstawowe jednostki obliczeniowe w modelu. Jednostki HRU reprezentują indywidualne kombinacje właściwości gleb, nachylenia terenu i jego zagospodarowania. Dane meteorologiczne zostały wprowadzone w programie SWAT Editor (wersja 2012.10_2.19), a informacje dotyczące stosowanej praktyki rolniczej (założone scenariusze) zdefiniowano za pomocą skryptów napisanych w języku Python, które zostały przygotowane na potrzeby projektu WaterPUCK przez prof. dr hab. inż. Adama Szymkiewicza. Symulacje o charakterze nieustalonym prowadzono z dziennym krokiem czasowym dla okresu 2001–2010 (10 lat). Obliczenia poprzedzał okres rozruchu modelu (start-up period) potrzebny do stabilizacji warunków



gruntowo-wodnych, który uwzględniał lata 1998–2000 (3 lata). Do wstępnej analizy wyników obliczeń wykorzystano program SWAT Check (wersja 1.2.0.10).

Symulacje przeprowadzone przy wykorzystaniu programu SWAT umożliwiają obliczenie szeregu różnorodnych parametrów odpowiadających za warunki panujące w zlewni hydrologicznej. Na potrzeby realizowanego zadania badawczego jako główny wynik obliczeń przyjęto dane w zakresie zasilania wód podziemnych oraz ładunku azotu azotanowego wymywanego z profilu glebowego. Wartości zostały wygenerowane dla każdej jednostki HRU w odniesieniu do wszystkich założonych scenariuszy praktyki rolniczej. Uzyskane wyniki stanowiły dane wejściowe do modelu przepływu wód podziemnych (MODFLOW-NWT) i transportu masy (MT3DMS).



Rys.3.4. Schemat budowy modelu SWAT.

Do wyznaczenia wspomnianych wartości program korzysta ze specjalnych wzorów obliczeniowych. Jednakże, w przypadku poziomów wodonośnych opisują one uproszczoną procedurę przepływu wód i migracji N-NO₃ przez strefę aeracji (między dnem profilu glebowego a zwierciadłem wód podziemnych), która zależna jest od parametru czasu przesączania. W związku z możliwością pojawienia się ewentualnych niedoszacowań wartości rozważanych parametrów, do dalszych obliczeń wykorzystano wielkości otrzymane dla spągu profilu glebowego.

Zasilanie wód podziemnych zostało określone jako ilość wody odpływającej z ostatniej warstwy profilu glebowego, która zależna jest od wilgotności gleby oraz czasu przesączania. Zależność ta opisana jest poniższymi wzorami [12, 13]:

$$w_{perc} = SW_{ly} \cdot \left(1 - \exp \left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}} \right] \right) \quad [12]$$

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}} \quad [13]$$

gdzie:

w_{perc} – ilość wody odpływającej z profilu glebowego [mm H₂O];

SW_{ly} – wilgotność gleby [mm H₂O];

Δt – wielkość kroku czasowego [h];

TT_{perc} – czas przesączania się [h];

SAT_{ly} – zawartość wody w warunkach całkowitego nawodnienia [mm H₂O];

FC_{ly} – pojemność wodna połowa [mm H₂O];

K_{sat} – współczynnik filtracji nawodnionej warstwy gleby [mm/h].

Otrzymane za pomocą powyższego wzoru wartości zostały pomniejszone o ubytek wody wynikający z procesów parowania, dyfuzji i poboru wody przez rośliny z głęboko osadzonymi korzeniami. Jest to szczególnie istotne w miejscach, gdzie warstwa wodonośna występuje płytko pod powierzchnią terenu. Wielkość ta została obliczona za pomocą wzoru [14]:

$$w_{revap} = \beta_{rev} \cdot E_0 \quad [14]$$

gdzie:

w_{revap} – ilość podsiąkającej wody gruntowej [mm H₂O];

β_{rev} – współczynnik różnicujący [-];

E_0 – potencjalna ewapotranspiracja w danym dniu [mm H₂O].

Migracja biogenów (w tym azotu azotanowego) w modelu SWAT związana jest ze spływem powierzchniowym, spływem podpowierzchniowym lub infiltracją. Aby wyznaczyć ładunek azotu azotanowego wymywany z profilu glebowego, obliczone zostaje jego stężenie w wodzie wypłukiwanej z gruntu oraz ilość przesączającej się wody z profilu glebowego za pomocą poniższych wzorów [15, 16]:

$$conc_{NO_3} = \frac{NO_3_{ly} \left(1 - \exp \left[\frac{-w_{mobile}}{(1 - \theta_e) \cdot SAT_{ly}} \right] \right)}{w_{mobile}} \quad [15]$$

$$NO_3_{perc} = conc_{NO_3} \cdot w_{perc} \quad [16]$$

gdzie:

$conc_{NO_3}$ – stężenie azotu azotanowego w wodzie wypłukiwanej z gruntu [kgN/mm H₂O];

w_{mobile} – ilość wody w wodzie wypłukiwanej z gruntu wskutek spływu powierzchniowego (Q_{surf}), spływu podpowierzchniowego (Q_{lat}) i infiltracji (w_{perc}) [mm H₂O];

dla 10 mm górnej warstwy $w_{mobile} = Q_{surf} + Q_{lat} + w_{perc}$; dla dolnych warstw $w_{mobile} = Q_{lat} + w_{perc}$;

θ_e – udział porowatości, z których wykluczone są aniony [-];

NO_3_{ly} – ładunek azotu azotanowego w gruncie [kgN/ha];

NO_3_{perc} – ładunek azotu azotanowego wymywany z profilu glebowego [kgN/ha].

3.4.2. MODFLOW-NWT

Program obliczeniowy MODFLOW-NWT (Niswonger i in., 2011) zaliczany jest do rodziny programów MODFLOW. Jest on modyfikacją powszechnie stosowanego programu MODFLOW2005 (Harbaugh, 2005), który służy do rozwiązywania trójwymiarowego równania przepływu wód podziemnych. MODFLOW-NWT do obliczenia położenia zwierciadła wód podziemnych wykorzystuje metodę Newton'a (zwaną również metodą Newton'a-Raphson'a) pozwalającą na rozwiązywanie układów równań nieliniowych, co ma istotne znaczenie przy przepływach w warstwach wodonośnych o zwierciadle swobodnym oraz w przypadku nieliniowych warunków brzegowych (solver NWT). Jest ona oparta na metodzie różnic skończonych (finite difference method), która w tym przypadku jest tożsama z metodą skończonych objętości (volume element method). Podobieństwo to wynika z tego samego schematu obliczeniowego, ze względu na przyjętą prostokątną siatkę dyskretyzacyjną (Michalak i in., 2011). Do dyskretyzacji przestrzennej równania wykorzystany został moduł UPW (Upstream Weighting Package) (Niswonger i in., 2011).

Przepływ wód podziemnych w ośrodku porowatym podlega równaniom opisującym prawo zachowania masy (równanie ciągłości ruchu) oraz prawo zachowania pędu (równanie ilości ruchu) (Kresic, 2007; Bear i Cheng, 2010; Dąbrowski i in., 2010; Michalak i in., 2011; Fetter, 2014; Anderson i in., 2015). Na ich podstawie wyprowadza się ogólne równanie przepływu wód podziemnych w trójwymiarowym ośrodku porowatym [17]:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) \pm W = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad [17]$$

gdzie:

$H(x, y, z, t)$ – wysokość położenia zwierciadła wody [L];

t – czas [T];

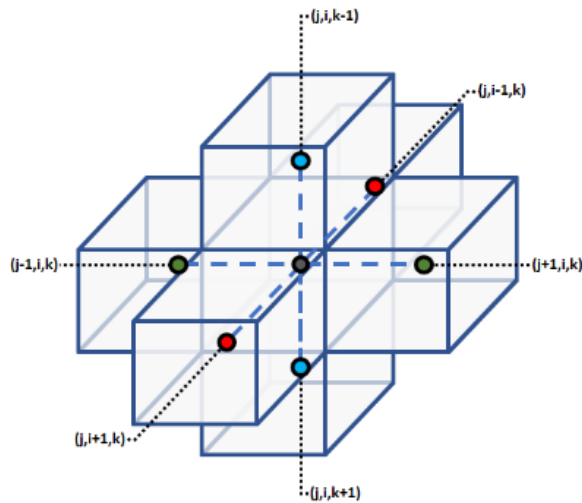
$k(x, y, z)$ – współczynnik filtracji [LT^{-1}];

W – zasilanie lub drenaż ze źródeł zewnętrznych [LT^{-1}];

S_s – współczynnik sprężystej pojemności wodnej właściwej [L^{-1}].

Równanie przepływu wód podziemnych jest równaniem różniczkowym o pochodnych cząstkowych typu parabolicznego. Przy wykorzystaniu metod numerycznych możliwe jest wyznaczenie przybliżonych wartości rozwiązania powyższego równania w dyskretnych punktach przestrzeni i momentach czasu. Wykorzystana do obliczeń metoda różnic skończonych umożliwia zastąpienie pochodnych przez ilorazy różnicowe, co prowadzi do układu równań algebraicznych, które uzyskujemy dla danego zbioru niewiadomych zależnych od liczby węzłów powstałych w wyniku przeprowadzonej dyskretyzacji (Michalak i in., 2011). Dla pojedynczej komórki z centralną lokalizacją węzła obliczeniowego wyprowadzenie

równania różnicowego oparte jest na równaniu ciągłości (Harbaugh, 2005). Ułożenie analogów różnicowych danych członów równania przepływu jest możliwe przy zastosowaniu schematu indeksowania (Rys.3.5).



Rys.3.5. Schemat indeksowania (www.waterloohydrogeologic.com/help/vmod-flex).

W związku z powyższym, ogólne równanie przepływu wód podziemnych jest przedstawione w postaci dopływu wód do poszczególnych komórek modelu. Przepływ poziomy pomiędzy komórką i, j, k oraz $i-1, j, k$ można zapisać w następujący sposób [18]:

$$q_{i-1/2,j,k} = kx_{i-1/2,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \frac{(h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta x_{i-1/2}} \quad [18]$$

gdzie:

$h_{i,j,k}$ – położenie zwierciadła wody węzle komórki i,j,k [L];

$h_{i-1,j,k}$ – położenie zwierciadła wody węzle komórki $i-1,j,k$ [L];

$q_{i-1/2,j,k}$ – objętość wody przepływająca pomiędzy komórką i,j,k i komórką $i-1,j,k$ [LT⁻¹];

$kx_{i-1/2,j,k}$ – poziomy współczynnik filtracji pomiędzy komórką i,j,k i komórką $i-1,j,k$ [LT⁻¹];

$\Delta y_j \Delta z_k$ – powierzchnia komórki prostopadła do kierunku przepływu [L²];

$\Delta x_{i+1/2}$ – odległość pomiędzy węzłami komórki i,j,k i komórki $i-1,j,k$ [L].

W analogiczny sposób można rozpisać przepływ wód dla pozostałych pięciu komórek obliczeniowych, które sąsiadują z centralnym blokiem i, j, k [19–23]:

$$q_{i+1/2,j,k} = kx_{i+1/2,j,k} \Delta y_j \Delta z_k \frac{(h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta x_{i+1/2}} \quad [19]$$

$$q_{i,j-1/2,k} = ky_{i,j-1/2,k} \Delta x_i \Delta z_k \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta y_{j-1/2}} \quad [20]$$

$$q_{i,j+1/2,k} = ky_{i,j+1/2,k} \Delta x_i \Delta z_k \frac{(h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta y_{j+1/2}} \quad [21]$$

$$q_{i,j,k-1/2} = kz_{i,j,k-1/2} \Delta x_i \Delta y_j \frac{(h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k})}{\Delta z_{k-1/2}} \quad [22]$$

$$q_{i,j,k+1/2} = kz_{i,j,k+1/2} \Delta x_i \Delta y_j \frac{(h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k})}{\Delta z_{k+1/2}} \quad [23]$$

Aby w obliczeniach został uwzględniony również przepływ „z zewnątrz” modelu (na przykład z rzek, studni, infiltracji), należy przyjąć dodatkowe założenia opisane równaniem:

$$q_{i-1/2,j,k} + q_{i+1/2,j,k} + q_{i,j-1/2,k} + q_{i,j+1/2,k} + q_{i,j,k-1/2} + q_{i,j,k+1/2} + P_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = S_{i,j,k} (\Delta x_i \Delta y_j \Delta z_k) \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \quad [24]$$

gdzie:

$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t}$ – aproksymacja różnic skończonych dla pochodnej zwierciadła wody w odniesieniu do czasu [LT⁻¹];

$S_{i,j,k}$ – współczynnik pojemności sprężystej w komórce i,j,k [L⁻¹];

$\Delta x_i \Delta y_j \Delta z_k$ – objętość komórki i,j,k [L³];

$P_{i,j,k}$ – suma dopływów i odpływów w komórce i,j,k [L²T⁻¹];

$Q_{i,j,k}$ – suma dopływów i odpływów w komórce i,j,k [L³T⁻¹].

Aby uzyskać jednoznaczność rozwiązania równania różniczkowego należy uwzględnić warunki początkowe i brzegowe modelu. Warunki początkowe opisują w obrębie całego obszaru filtracji zmienność przestrzenną wysokości hydraulicznej w danym momencie czasu, który przyjmowany jest jako początek rozwiązania funkcji. Warunek brzegowy I rodzaju (Dirichleta) definiuje swobodną wymianę wody w wybranych punktach analizowanego obszaru (na jego brzegu lub wewnątrz). Określa on stałą bądź zmienną w czasie wartość funkcji wysokości hydraulicznej. Warunek Dirichleta najczęściej jest wykorzystywany do modelowania: poziomu wód powierzchniowych posiadających dobry kontakt hydrauliczny z warstwą wodonośną, wysokości hydraulicznej na umownej granicy, którą może być hydroizohipsa lub także rzędnej obniżenia zwierciadła wody w studniach eksploatacyjnych. Warunek brzegowy II rodzaju (Neumanna) określa wartość pochodnej funkcji wysokości hydraulicznej wzdłuż normalnej do kierunku przepływu wód podziemnych na brzegu obszaru lub w jego wnętrzu. Interpretowany jest on jako znana wartość zasilania w kierunku prostopadłym do brzegu obszaru. Warunkiem Neumanna w obliczeniach numerycznych odwzorowane są najczęściej zasilanie i drenaż modelu na skutek infiltracji efektywnej opadów

atmosferycznych oraz eksploatacji studni lub innych obiektów odwadniających. Warunek ten jest również przyjmowany na granicy obszaru filtracji, w przypadku gdy występuje: nieprzepuszczalna granica systemu wodonośnego (uniemożliwiająca dopływ wód podziemnych), dopływ wód podziemnych o znanym natężeniu przez zewnętrzną granicę obszaru filtracji, a także wododział wód podziemnych. Warunek brzegowy III rodzaju (Dirichleta-Neumanna) jest liniową kombinacją warunków brzegowych I i II rodzaju, który oznacza stały bądź zmienny przepływ zachodzący w wyniku zmian różnicy ciśnień. Warunek brzegowy Dirichleta-Neumanna zadawany jest w miejscach, w których przepływ wód jest utrudniony ze względu na dodatkowy opór. Najczęściej swoje wykorzystanie ma on w przypadku: zasilania lub drenażu przez wody powierzchniowe cechujące się zakolmatowanym dnem, przesączania się wód przez utwory słabo przepuszczalne, a także dopływu lub odpływu wód podziemnych na granicach modelu (Kulma i Zdechlik, 2009; Michalak i in., 2011; Anderson i in., 2015).

Implementacja warunków brzegowych w programie obliczeniowym MODFLOW-NWT została dokonana przy wykorzystaniu pięciu pakietów obliczeniowych: GHB, RIV, DRN, RCH oraz WEL (Harbaugh, 2005; Niswonger i in., 2011).

Pakiet GHB (general-head boundary) pozwala przeprowadzić obliczenia wartości przepływu wód przez granicę, na której jest on ustalony przy uwzględnieniu różnicy położenia obliczonego zwierciadła wody wewnątrz obszaru filtracji i określonej na warunku brzegowym wartości jego położenia w zależności od zadanej przewodności brzegowej [25]:

$$Q_{GHB} = C_{GHB} \cdot (H_{GHB} - h_{i,j,k}) \quad [25]$$

gdzie:

Q_{GHB} – wielkość przepływu wód [L^3T^{-1}];

C_{GHB} – przewodność brzegowa [L^2T^{-1}];

H_{GHB} – wysokość zwierciadła wody na brzegu [L];

$h_{i,j,k}$ – wysokość zwierciadła wody w bloku obliczeniowym wewnątrz obszaru filtracji [L].

Pakiet RIV (river) umożliwia przeprowadzenie obliczeń wielkości zasilania bądź drenażu warstwy wodonośnej przez cieki wód powierzchniowych. Głównym założeniem tego pakietu obliczeniowego jest stałe zawodnienie komórki obliczeniowej (poziom wody w rzece nie spada poniżej dna koryta). Obliczenia wykonywane są w oparciu o różnicę wysokości położenia zwierciadła wody pomiędzy warstwą wodonośną a rzeką, przy uwzględnieniu przewodności osadów dennych w odniesieniu do powierzchni rzeki w bloku obliczeniowym [26]:

$$Q_{RIV} = C_{RIV} \cdot (H_{RIV} - h_{i,j,k}) \quad [26]$$

gdzie:

Q_{RIV} – wielkość przepływu wód pomiędzy rzeką a warstwą wodonośną [L^3T^{-1}];

C_{RIV} – przewodność osadów dennych koryta rzeki [L^2T^{-1}];

H_{RIV} – wysokość zwierciadła wody w rzece [L];

$h_{i,j,k}$ – wysokość zwierciadła wody w bloku obliczeniowym poniżej biegu rzeki [L].

Przewodność osadów dennych koryta rzeki można oszacować na podstawie poniższej zależności [27]:

$$C_{RIV} = \frac{kLW}{m} \quad [27]$$

gdzie:

k – współczynnik filtracji osadów dennych koryta rzeki [LT^{-1}];

L – długość ciek w obrębie bloku obliczeniowego [L];

W – szerokość ciek w obrębie bloku obliczeniowego [L];

m – miąższość osadów dennych [L].

Pakiet DRN (drain) posłużył do wykonania obliczeń drenażu wód podziemnych przy wykorzystaniu istniejącej sieci rowów melioracyjnych w obrębie pradolin. Istotnym założeniem dopływu wód podziemnych do drenów jest położenie zwierciadła wody w warstwie wodonośnej powyżej dna drenu, przy uwzględnieniu ich wydajności zależnej od przewodności drenów. W innym przypadku dreny nie będą spełniały swojej funkcji, co można opisać zależnością [28, 29]:

$$Q_{DRN} = C_{DRN} \cdot (h_{i,j,k} - H_{DRN}) \quad \text{dla założenia } h_{i,j,k} > H_{DRN} \quad [28]$$

$$Q_{DRN} = 0 \quad \text{dla założenia } h_{i,j,k} \leq H_{DRN} \quad [29]$$

gdzie:

Q_{DRN} – wielkość przepływu z warstwy wodonośnej do drenu [L^3T^{-1}];

C_{DRN} – przewodność drenu [L^2T^{-1}];

H_{DRN} – wysokość położenia dna drenu [L];

$h_{i,j,k}$ – wysokość zwierciadła wody w bloku obliczeniowym [L].

Pakiet RCH (recharge) określa zasilanie modelu wskutek infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych z powierzchni terenu. Wielkość zasilania w bloku obliczeniowym opisuje zależność [30]:



$$Q_{RCH} = I_{i,j} \cdot \Delta x \cdot \Delta y \quad [30]$$

gdzie:

Q_{RCH} – wielkość zasilania modelu na drodze infiltracji efektywnej [L^3T^{-1}];

$I_{i,j}$ – wysokość zwierciadła wody w bloku obliczeniowym poniżej biegu rzeki [LT^{-1}];

$\Delta x, \Delta y$ – wymiary bloku obliczeniowego [L].

Pakiet WEL (well) pozwala na symulacje wielkości poboru bądź włączania wód z/do warstwy wodonośnej [31]:

$$\frac{Q_n}{Q_w} = \frac{T_n}{\sum T} \quad [31]$$

gdzie:

Q_n – wielkość poboru lub włączania wody z warstwy n do określonej studni w określonym czasie [L^3T^{-1}];

Q_w – całkowita wielkość poboru lub włączania wody dla studni w określonym czasie [L^3T^{-1}];

T_n – przewodność warstwy n [L^2T^{-1}];

$\sum T$ – suma przewodności wszystkich warstw ujmowanych przez studnie [L^2T^{-1}].

Symulacje numeryczne dynamiki wód podziemnych przy wykorzystaniu kodu MODFLOW-NWT umożliwiły określenie wielkości dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej, co stanowi główny wynik badań modelowych. Dodatkowo, za pomocą kodu obliczeniowego MODPATH określono czas dopływu wód podziemnych do zatoki. Obliczenia przeprowadzono w warunkach ustalonego i nieustalonego przepływu wód podziemnych. W symulacjach dla stanu ustalonego rozważano jedynie warunki aktualnie stosowanej działalności rolniczej. Natomiast, wpływ potencjalnych zmian w praktyce rolniczej, zdefiniowanych za pomocą poszczególnych scenariuszy, przebadano przy założeniu nieustalonego pola filtracji obejmującego lata 2001–2010. Symulacje wykonane w warunkach przepływu nieustalonego umożliwiły analizę stanów pośrednich analizowanego systemu hydrogeologicznego, a tym samym zbadanie wpływu danego wymuszenia na zmienność czasową przepływu wód podziemnych dla każdego zdefiniowanego okresu obliczeniowego.

3.4.3. MT3DMS

Program obliczeniowy MT3DMS jest nowszą wersją programu MT3D, który umożliwia przeprowadzenie obliczeń transportu masy w warunkach filtracji ustalonej lub nieustalonej (Zheng, 1990, 2010; Zheng i Wang, 1999). Jest to program modułowy służący do symulacji procesów adwekcji, dyspersji hydrodynamicznej oraz reakcji chemicznych zachodzących w systemie wodonośnym. Program MT3DMS oparty jest na obliczeniach modelu hydrodynamicznego opracowanego za pomocą kodu obliczeniowego MODFLOW. Do rozwiązania równania transportu zanieczyszczeń program umożliwia wykorzystanie

stosunkowo szerokiego wachlarza metod numerycznych opartych na metodach charakterystyk (MOC, MMOC, HMOC), różnic skończonych (Upstream Finite Difference, Central Finite Difference) lub TVD (ULTIMATE).

Migracja cząstek zanieczyszczeń w wodach podziemnych jest zagadnieniem niezwykle skomplikowanym, której mechanizm podlega wielu złożonym czynnikom i procesom (Sawicki, 2003; Małecki i in., 2006; Nawalany, 2008; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007; Witczak i in., 2013). Zjawisko to jest głównie wypadkową procesów przenoszenia adwekcyjnego, dyfuzyjnego, dyspersji mechanicznej, procesów sorpcyjnych oraz określonych reakcji chemicznych (rozpadu promieniotwórczego lub biodegradacji). Zależność procesów warunkujących transport masy w środowisku porowatym można zapisać w postaci poniższego równania (Zheng i Wang, 1999) [32]:

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta v_i C^k) + q_s C_s^k + \sum R_n \quad [32]$$

gdzie:

θ – porowatość [-];

C^k – stężenie zanieczyszczenia w wodzie [ML^{-3}];

t – czas [T];

$x_{i,j}$ – wektor współrzędnych kartezjańskich [L];

D_{ij} – macierz współczynnika dyspersji hydrodynamicznej [L^2T^{-1}];

v_i – wektor średniej prędkości przepływu [LT^{-1}];

q_s – strumień objętościowy wody na jednostkę objętości gruntu reprezentujący źródło (wartości dodatnie) lub upust (wartości ujemne) [T^{-1}];

C_s^k – stężenie zanieczyszczenia źródła lub upustu [ML^{-3}];

$\sum R_n$ – człon źródłowy opisujący reakcje chemiczne [$ML^{-3}T^{-1}$].

Pierwsza składowa prawej strony równania określa migrację zanieczyszczeń związaną z dyspersją hydrodynamiczną, a druga dotyczy przenoszenia adwekcyjnego. Pozostałe dwa wyrażenia dotyczą procesów warunkujących transport cząsteczek zanieczyszczeń, które odpowiednio odnoszą się do sorpcji i określonych reakcji chemicznych. Na potrzeby badań modelowych założono, że transport azotanów w wodach podziemnych podlega przenoszeniu w strumieniu adwekcyjno-dyspersyjnym z uwzględnieniem procesu denitryfikacji.

Adwekcja jest podstawowym czynnikiem przenoszenia zanieczyszczeń w wodach podziemnych, które polega na unoszeniu cząstek w strumieniu wód płynących ze średnią ich prędkością. W ośrodkach porowatych przepływ wód jest bardzo powolny, wynoszący od kilku do kilkuset metrów w skali roku, co przekłada się także na zasięg przepływu zanieczyszczeń. Jednakże nawet niewielkie zmiany parametrów filtracyjnych warstwy wodonośnej mogą w istotny sposób wpływać na zasięg rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń (Małecki, 2006).

Dyspersja (dyspersja hydrodynamiczna) jest zbiorem efektów wynikających ze zjawisk fizycznych i fizykochemicznych prowadzących do zróżnicowania w przestrzeni i czasie stężenia składnika migrującego w wodach podziemnych. Prowadzi ona do mieszania się cząstek migrujących zanieczyszczeń z wodą podziemną występującą w środowisku naturalnym, co przekłada się na zmiany stężenia danego składnika w warstwie wodonośnej. Dyspersja hydrodynamiczna wynika z niejednorodności pola prędkości filtracji w przestrzeni porowej na skutek występowania dyspersji mechanicznej oraz reakcji pomiędzy migrującymi cząstkami zanieczyszczenia a rodzajem rozpraszającego medium określanej dyfuzją molekularną. W naturalnych warunkach przepływu wód podziemnych dyspersja mechaniczna ma znacznie większe znaczenie w rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń niż dyfuzja molekularna, przy czym powodują one ten sam efekt. Dyfuzja jest procesem nieodwracalnym, polegającym na wyrównaniu stężeń danego składnika na skutek jego migracji ze strefy o wyższym stężeniu do strefy o niższym stężeniu, niezależnie od warunków przenoszenia adwekcyjnego. Proces dyfuzji ma szczególnie istotne znaczenie w przypadku bardzo małej prędkości przepływu wód podziemnych i niskiego gradientu hydraulicznego. W środowisku wód podziemnych przenoszenie dyfuzyjne jest w znacznym stopniu uzależnione od gradientu stężenia danej substancji (Zheng i Wang, 1999; Małecki, 2006; Małecki i in., 2006).

Denitryfikacja jest procesem powszechnie przebiegającym w przyrodzie, polegającym na biodegradacji utlenionych form azotowych (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007). Proces ten i transformacje pozostałych związków azotowych zostały opisane w rozdziale 2.3.

Opisane wyżej procesy zostały zdefiniowane w programie obliczeniowym MT3DMS za pomocą czterech pakietów określających warunki migracji zanieczyszczeń w środowisku wód podziemnych: ADV, DSP, SSM i RCT. Pakiet ADV (advection package) oblicza zmianę stężeń danego składnika spowodowaną procesem adwekcji. Pakiet DSP (dispersion package) oblicza zmianę stężenia danego składnika wywołaną dyspersją hydrodynamiczną. Pakiet SSM (sink and source mixing package) odpowiada za obliczenia zmian stężenia danego składnika, które wynika z mieszania się substancji zachodzącej na jej dopływie lub odpływie do/z modelu. Pakiet RCT (reaction package) wykorzystywany jest do określenia zmiany stężenia danego składnika zachodzącej pod wpływem określonych reakcji chemicznych w środowisku hydrogeologicznym, które obejmują liniowe lub nieliniowe izotermy sorpcji bądź nieodwracalne reakcje pierwszego rzędu (rozpad promieniotwórczy lub biodegradacja). Ponadto, w programie MT3DMS zdefiniowano pakiet BTN (Basic Transport Package), który odpowiada za określenie ogólnych warunków symulacji, między innymi: warunków początkowych i brzegowych, kroku czasowego i typu danych wynikowych.

Symulacje transportu masy przeprowadzono w standardowej procedurze, przy zastosowaniu (niejawnej) metody różnic skończonych z uwzględnieniem schematu „pod prąd” (Upstream Finite Difference). Metoda ta charakteryzuje się bardzo małymi błędami bilansu masy w porównaniu do pozostałych dostępnych metod numerycznych. Jednakże posiada ona swoje ograniczenie przy rozwiązywaniu problemów dotyczących ostrych frontów stężeń migrujących zanieczyszczeń, ze względu na możliwe powstanie znaczącej dyspersji numerycznej (Małecki i in., 2006). Tak samo, jak w przypadku modelu przepływu wód podziemnych, dla rozwiązania równania transportu mas w odpowiedni sposób zdefiniowano i sformułowano warunki początkowe i brzegowe modelu.

Warunek początkowy przedstawia rozkład stężenia migrującego składnika w polu filtracji w momencie czasu przyjętym jako początek symulacji numerycznych. Warunki brzegowe definiują zależność pomiędzy analizowanym ośrodkiem a jego otoczeniem. Warunek brzegowy I rodzaju (Dirichleta) określa stałe w czasie stężenie danego składnika na brzegu pola filtracji wykorzystując do tego określoną funkcję. Warunek brzegowy II rodzaju (Neumanna) oznacza zmienność czasową składowej normalnej strumienia masy zanieczyszczenia na danym segmencie obszaru filtracji przy wykorzystaniu określonej funkcji. Warunek brzegowy III rodzaju (Dirichleta-Neumanna) jest kombinacją liniową warunków brzegowych I i II rodzaju określającą zmienność czasową stężenia oraz składowej normalnej strumienia masy zanieczyszczenia na danym fragmencie brzegu na podstawie określonej funkcji (Bear i Cheng, 2010; Michałak i in., 2011).

Symulacje numeryczne transportu masy przy wykorzystaniu kodu MT3DMS umożliwiły oszacowanie wielkości migracji jonów NO_3^- do Zatoki Puckiej, co stanowi główny wynik badań modelowych. Obliczenia transportu mas opierały się na założeniach modelu przepływu wód podziemnych, przy czym zakładając warunki przepływu ustalonego, przeanalizowano długoterminowy transport azotanów w wodach podziemnych.

3.5. BADANIA PODATNOŚCI

Obszar badań został poddany analizie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami górnego poziomu wodonośnego (Q1) za pomocą opracowanej przez autora metody $\text{DRASTIC}_{\text{SWAT}}$. Jest to adaptacja powszechnie stosowanej metody DRASTIC (Aller i in., 1987), która została zmodyfikowana na potrzeby prowadzonych badań. Przeprowadzona modyfikacja polegała na wyeliminowaniu parametru S (litologia gleby) z oryginalnego algorytmu DRASTIC oraz dodaniu parametru N. Parametr N określa wielkość ładunku N-NO_3 wypłukiwanego z profilu glebowego, który został oszacowany na podstawie badań modelowych w programie SWAT. W opracowanym modelu nie zastosowano podziału



nachylenia terenu na dodatkowe klasy, w związku z czym zdecydowano się pozostawić ten parametr w ocenie podatności. Analiza podatności w metodzie $DRASTIC_{SWAT}$ jest oparta na wykorzystaniu prostego algorytmu obliczeniowego AI_{index} (Agriculture Impact index) [33]:

$$AI_{index} = D_R \cdot D_W + R_R \cdot R_W + A_R \cdot A_W + T_R \cdot T_W + I_R \cdot I_W + C_R \cdot C_W + N_R \cdot N_W \quad [33]$$

gdzie:

D – głębokość do zwierciadła wody;

R – zasilanie warstwy wodonośnej;

A – utwory warstwy wodonośnej;

T – nachylenie powierzchni terenu;

I – wpływ strefy aeracji;

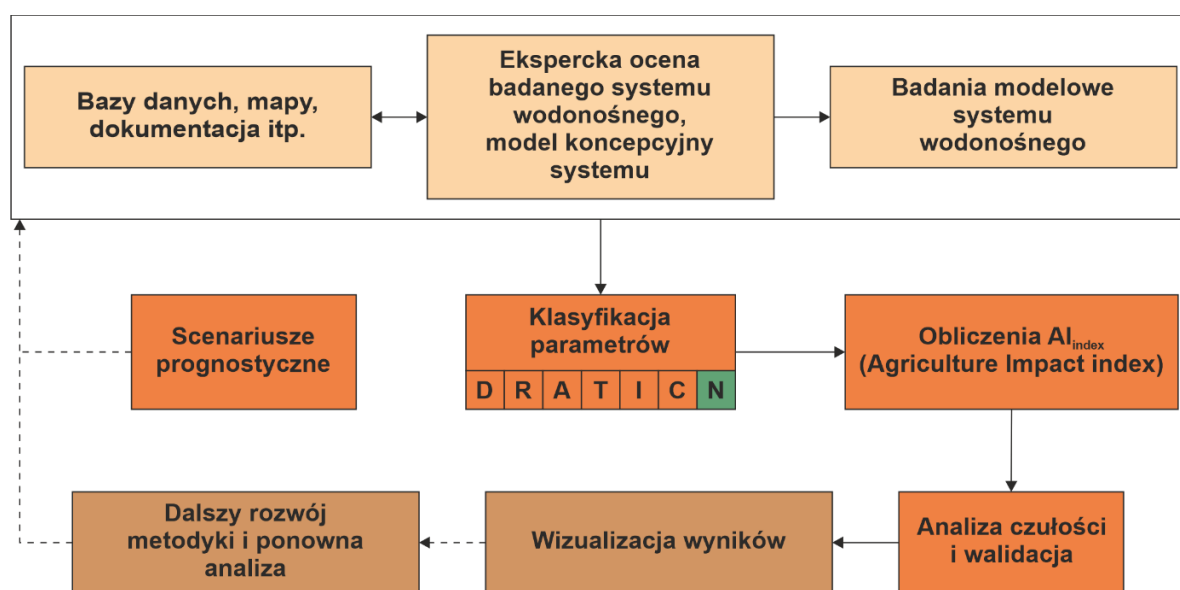
C – współczynnik filtracji warstwy wodonośnej;

N – wielkość ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego;

r – ranga parametru;

w – waga parametru.

Ocenę podatności specyficznej przeprowadzono zgodnie ze schematem zaproponowanym na Rys.3.6. Dane wejściowe zostały szczegółowo rozpoznane na podstawie przeprowadzonego studium materiałów archiwalnych oraz badań terenowych i modelowych. Przygotowanie danych wejściowych oraz zasadnicze obliczenia indeksu podatności wykonano przy wykorzystaniu narzędzi dostępnych w oprogramowaniu ArcGIS. Mapy cząstkowe parametrów wchodzących w skład oceny podatności zostały przekonwertowane do postaci rastrowej i połączone na podstawie algorytmu AI_{index} . Wynikiem była mapa ukazująca rozkład przestrzenny wskaźnika AI_{index} na podstawie którego wyróżniono klasy podatności. Obliczenia wykonano dla każdego założonego scenariusza praktyki rolniczej.



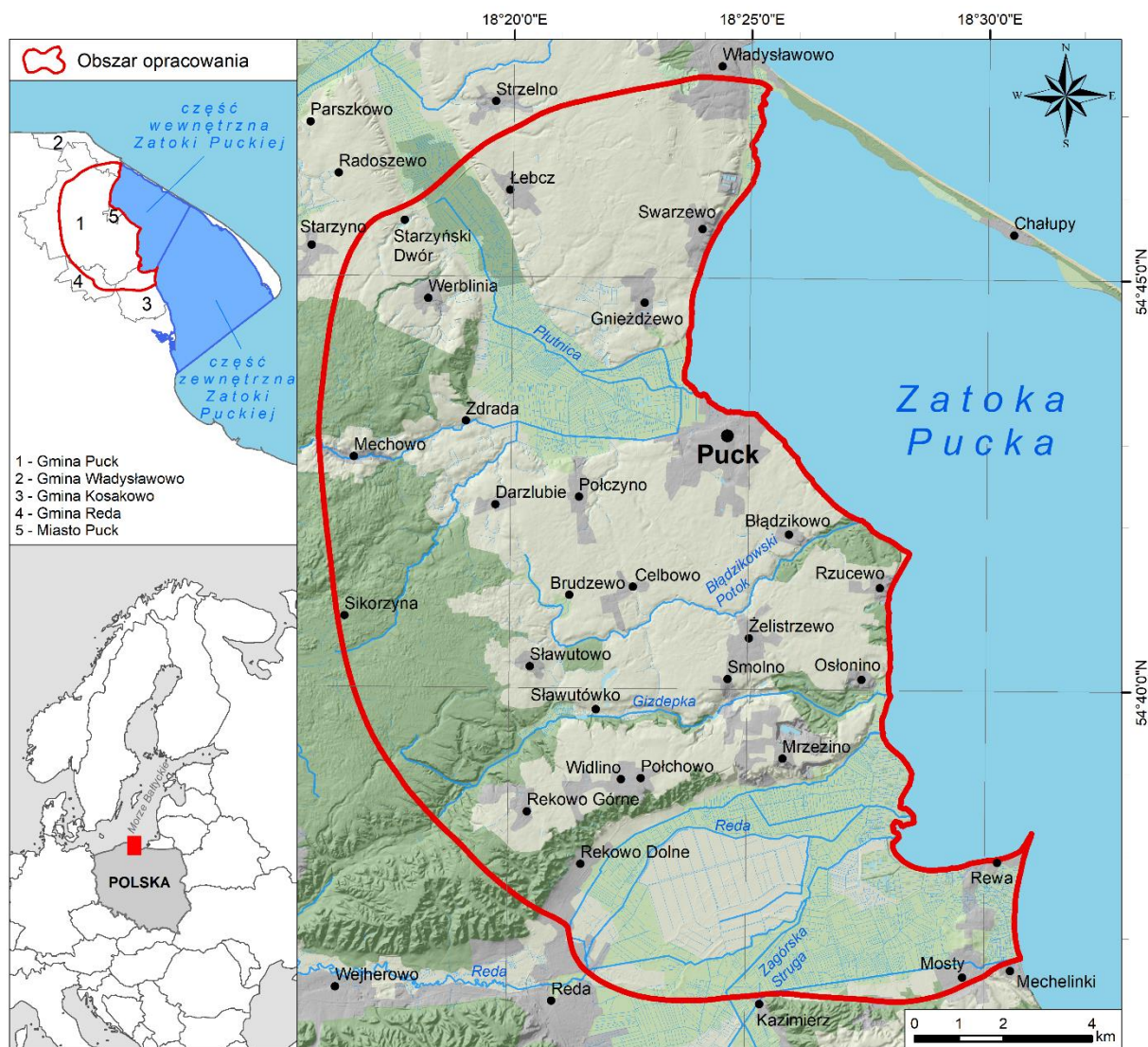
Rys.3.6. Ogólny schemat oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami za pomocą metody $DRASTIC_{SWAT}$.

4. CHARAKTERYSTYKA REJONU BADAŃ

4.1. POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE

Teren objęty badaniami stanowi obszar położony w nadmorskiej strefie północnej części Polski, w rejonie Zatoki Puckiej. Zasięgiem obejmuje zachodni fragment wybrzeża Zatoki Puckiej wewnętrznej (Zalewu Puckiego) od Władysławowa do Mecheliniek o łącznej powierzchni 202,3 km² (Rys.4.1). Granice terenu badań zostały wyznaczone w oparciu o panujące warunki hydrodynamiczne, które uwzględniają regionalny system krążenia wód podziemnych i związane z nim strefy zasilnia i drenażu. Definiują one warunki brzegowe opracowanego modelu przepływu wód podziemnych (rozdział 6.2.2.7).

Pod względem administracyjnym obszar badań znajduje się w granicach województwa pomorskiego, w obrębie gmin: Puck, Władysławowo, Kosakowo (powiat pucki) oraz Reda (powiat wejherowski).



Rys.4.1. Lokalizacja obszaru badań.

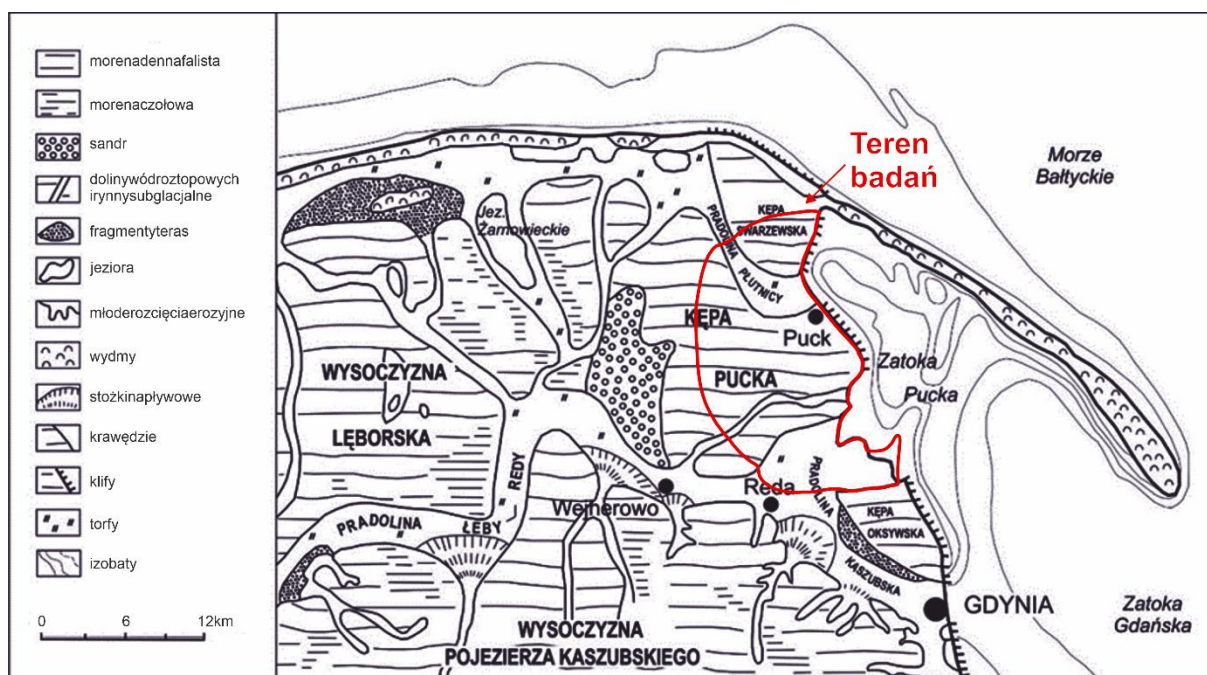
4.2. WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE

Uwzględniając podział Polski na jednostki fizycznogeograficzne (Solon i in., 2018), opracowany obszar w całości położony jest w granicach mezoregionu Pobrzeże Kaszubskie stanowiącej fragment makroregionu Pobrzeże Gdańskie (podprowincja Pobrzeża Południowobałtyckie).

Aktualna rzeźba Pobrzeża Kaszubskiego powstała głównie podczas rozwoju paleogeograficznego w ostatnim stadiale zlodowacenia wisły (fazy pomorska i gardzieńska) (Mojski, 1968; Uścińowicz, 2003; Woźniak, 2014). Powierzchnia badanego terenu uformowała się pod wpływem wielu czynników morfologicznych o zróżnicowanej genezie: lodowcowej, wodnolodowcowej, rzecznej, eolicznej, jeziornej, bagiennej denudacyjnej, morskiej, a także współczesnej – antropogenicznej (Mojski, 1979; Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Rzeźba regionu jest również w pewnym stopniu odzwierciedleniem konfiguracji powierzchni utworów przedczwartorzędowych (Jereczek-Korzeniowska, Jegliński, 2011; Woźniak, 2014).

Region Pobrzeża Kaszubskiego znajdował się pod pokrywą lodową do końca okresu deglacjacji, po fazie pomorskiej (Woźniak, 2014). W skutek deglacjacji frontalnej stagnujące na powierzchni masy lodowe zaczęły się wytapiać, co zainicjowało proces depozycji materiału morenowego. Na opracowywanym obszarze utworzyły się w ten sposób rozległe tereny wysoczyznowe o płaskiej powierzchni i niewielkich deniwelacjach. Jedynie w miejscach, gdzie równomierne rozmieszczenie materiału morenowego zostało zaburzone, uformowały się niewielkie wzniesienia bądź obniżenia terenu. Podczas regresji lądolodu i w fazie gardzieńskiej zaczęła się tworzyć sieć odwodnieniowa obszarów wysoczyznowych (Stankowski, 1996; Uścińowicz, 2003; Rudowski i in., 2007). Jednolity system odwodnieniowy tego regionu stanowiły wówczas Pradolina Płutnicy i Meander Kaszubski wraz z obniżeniem Terasy Nadmorskiej Oliwsko-Sopockiej i obniżeniem Redłowskim (Rudowski i in., 2007). Znaczna ilość wód polodowcowych, która odpływała w kierunku niżej położonych obszarów i kolejno marginalnie w odniesieniu do terenów wysoczyznowych, wyerodowała szerokie doliny we wcześniej złożonym materiale glacialnym, fluwioglacialnym i limnoglacialnym (Leśniak, 2002). Po wycofaniu się lądolodu, ukształtowanie linii brzegowej badanego regionu zmieniało się wielokrotnie, wraz z szeregiem faz rozwojowych Morza Bałtyckiego (Uścińowicz, 2003; Miotk-Szpiganowicz, Uścińowicz, 2016). Postępujące procesy geologiczne z czasem doprowadziły do wykształcenia obecnej linii brzegowej i powstania środowiska lagunowo-morskiego Zalewu Puckiego (Kramarska i in., 1995; Miotk-Szpiganowicz, Uścińowicz, 2016).

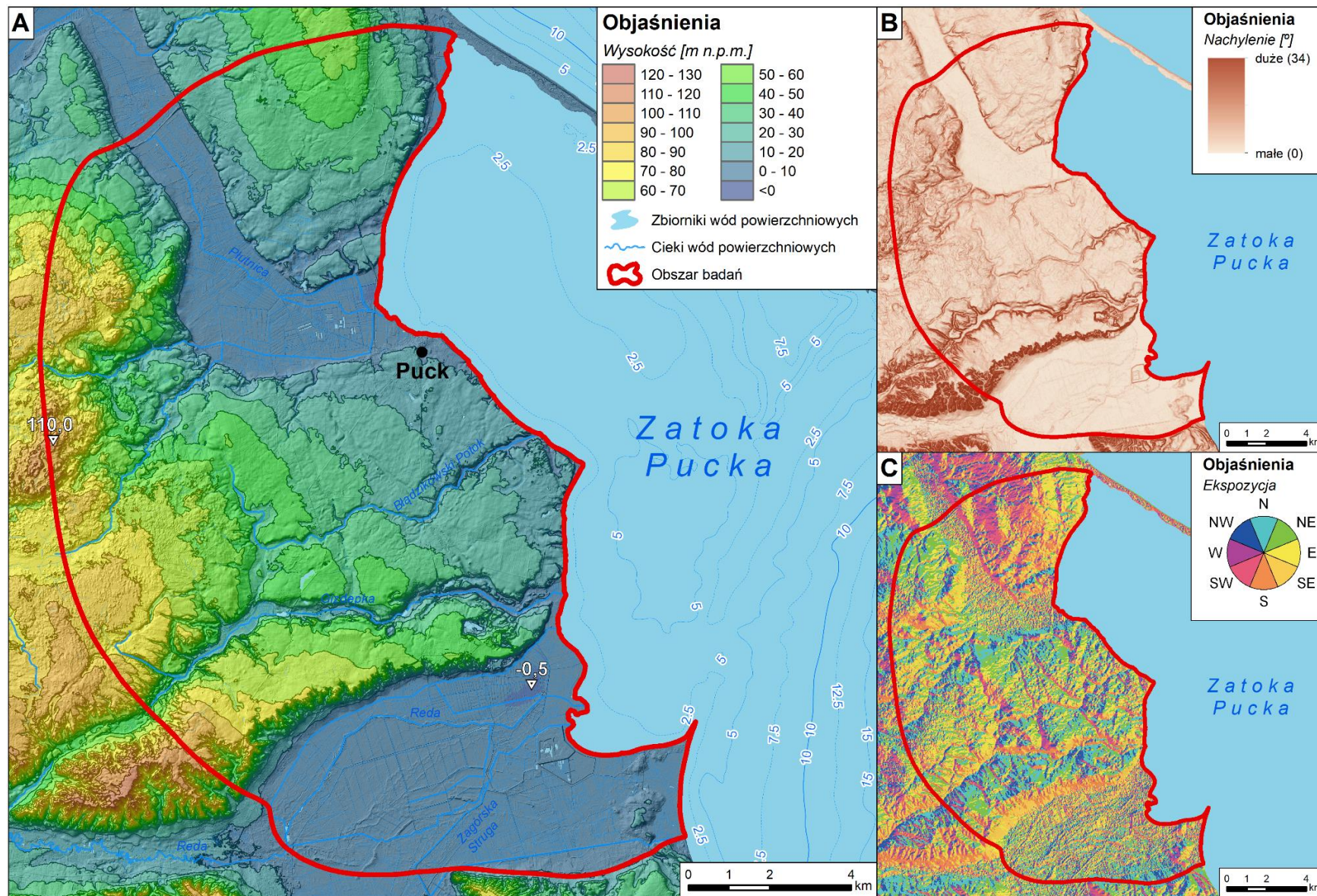
Charakterystyczną cechą Pobrzeża Kaszubskiego jest występowanie dwóch elementów krajobrazu: kęp morenowych oraz pradolin (Rys.4.2). Kępy morenowe występują w formie wyodrębnionych płatów wysoczyznowych, które między sobą są izolowane pradolinami, a zarazem sąsiadują z wodami morskimi. W granicach badanego obszaru znajdują się kępy Swarzevska i Pucka oraz pradoliny Płutnicy i Kaszubska (Meander Kaszubski). Na przestrzeni lat granice tych mikroregionów ewoluowały w zależności od zastosowanych kryteriów regionalizacji fizycznogeograficznej oraz poglądów przyjętych przez różnych badaczy (Kistowski, Szydłowski, 2018).



Rys.4.2. Formy rzeźby czwartorzędowej obszaru wokół Zatoki Puckiej (Augustowski, 1977).

Kępa Swarzevska znajduje się na północy opracowywanego obszaru. Od zachodu i południa otacza ją łukiem pradolina Płutnicy, północną część stanowi brzeg Morza Bałtyckiego, a od strony wschodniej graniczy ona z wodami Zalewu Puckiego oraz przylegającym do niej Półwyspem Helskim. W centralnej części badanego terenu, pomiędzy Pradolina Płutnicy na północy i Pradolina Kaszubska na południu położona jest Kępa Pucka. Od strony wschodniej otaczają ją wody Zalewu Puckiego, a za zachodnią granicę najczęściej jest przyjmowana rynna Jeziora Dobrego wraz z Pradolina Redy (Augustowski, 1977). Pradoliny Płutnicy oraz Kaszubska rozcinają przylegające obszary wysoczyznowe, a ich wschodnie granice wykształciły się w postaci odcinków ujściowych do wód Zatoki Puckiej. Przedłużeniem pradoliny Płutnicy jest Równina Błot Przymorskich, która rozciąga się wzdłuż północnego obszaru wybrzeża w kierunku zachodnim. Meander Kaszubski tworzą dwa ramiona (północne i południowe), które okalają Kępę Oksywska. W zachodniej części terenu Meander Kaszubski przechodzi w Pradolina Redy.

Morfologia badanego regionu jest urozmaicona, typowa dla nadmorskiego obszaru mlodoglacjalnego (Rys.4.3). Powierzchnia terenu badan opada w kierunku strefy brzegowej, z zachodu na wschod. Za najwyzsze wzniesienie nalezy uznać punkt zlokalizowany przy zachodniej granicy terenu badan na poludnie od Mechowa (110,0 m n.p.m.), a najnizsze stanowią niewielkie obszary depresyjne w rejonie ujscia pradolin (około -0,5 m n.p.m.). Tereny o najwiecej nachyleniu zboczy, a tym samym duzych spadkach terenu polozone sa w strefach krawedziowych kęp morenowych (powyzej 15°) i sa one wyeksponowane w kierunku pradolin. Krawedzie kęp na granicy z pradolinami sa poprzerywane przez system glęboko wcietych suchych dolinek bądź miejscami tworzą je dlugi stoki. Na granicy z Zatoką Pucką kępy opadają stromymi i wysokimi klifami, które powstały w wyniku abrazji morskiej. Analizowane fragmenty kęp morenowych tworzą powierzchnie wysoczyzny morenowej płaskiej oraz wysoczyzny morenowej płaskiej zdenudowanej (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Obszary wysoczyzny morenowej płaskiej zajmują centralne partie kęp, wznosząc się średnio od wysokości 30 m n.p.m. Poniżej tej rzędnej, w sąsiedztwie strefy brzegowej oraz pradolin rozprzestrzenia się powierzchnia wysoczyzny morenowej płaskiej zdenudowanej. Powierzchnie kęp porozcinane są systemem obniżen rynnowych, które nawiązują do szlaku odpływu wód polodowcowych. Rynny na Kępie Puckiej są głębsze i szersze niż te, które występują w obrębie Kępy Swarzewskiej. Dwie najlepiej wykształcone rynny na Kępie Puckiej mają przebieg równoleżnikowy i aktualnie wykorzystywane są przez cieki Bładzikowski Potok oraz Gizdepkę. W rynnach tych początkowo zalegały bryły martwego lodu, po których wytopieniu powstały rozszerzenia dolinne, a czasem tworzyły się zastoiska (Jereczek-Korzeniowska, Olszak, 2007). W przeszłości, doliny Gizdepki i Bładzikowskiego Potoku ulegały w pewnym stopniu przekształceniu nie tylko na skutek zachodzących procesów hydrologicznych i geologicznych, ale także antropogenicznych (Olszak, Jereczek-Korzeniowska, 2005; Jereczek-Korzeniowska, Waszkowska, 2008). Pradoliny Płutnicy i Kaszubska charakteryzują się mało urozmaiconą, monotonna morfologią. Powierzchnia terenu jest płaskorówninna, o spadkach nie przekraczających 2°. Dna pradolin przy zachodniej granicy badanego terenu polozone sa na wysokości do 10 m n.p.m., natomiast na obszarach ujsciowych przylegających do Zalewu Puckiego na 0,5–1,0 m n.p.m. Średnia szerokość Pradoliny Płutnicy wynosi 2 km, a północnego ramienia Pradoliny Kaszubskiej około 5 km.



Rys.4.3. Morfologia obszaru badań: A – Mapa hipsometryczna; B – Mapa nachyleń powierzchni terenu; C – Mapa ekspozycji powierzchni terenu.

Na aktualny przebieg linii brzegowej wpływ ma przede wszystkim dynamika morza objawiająca się zróżnicowaną intensywnością falowania. Ponadto, odmienna budowa geologiczna strefy brzegowej, występowanie różnorodnych zjawisk geologicznych na lądzie, a także działalność antropogeniczna również przyczynia się do abrazji bądź akumulacji na wybrzeżu Zatoki Puckiej i powstania odcinków o odmiennej charakterystyce. Brzeg morski analizowanego terenu odznacza się obszernymi wygięciami linii brzegowej o łącznej długości równej 28,7 km. Występują tu odcinki o charakterze klifowym, niskim (aluwialnym i zalewowym) oraz wydmowym (Zachowicz i in., 2007). Charakter wybrzeża ma istotny wpływ na system obiegu wód podziemnych w strefie nadmorskiej oraz warunki ich odpływu w kierunku akwenu (rozdział 2.2.1).

Występowanie odcinków o charakterze klifowym jest typowe dla wybrzeży kęp morenowych (Rys.4.4.A). Niemal cały brzeg Kępy Swarzewskiej oraz Kępy Puckiej ma charakter klifowy (Rys.4.2), w którego obrębie występują zjawiska geodynamiczne o różnym stopniu aktywności. Aktywne zbocza klifowe o łącznej długości około 1 km zostały zidentyfikowane w pobliżu miejscowości Gniezdzewo, Puck i Osłonino (Jankowska i Łęczyński, 1993) (Rys.4.1). Procesy aktywizujące degradację wybrzeża klifowego wzdłuż Zalewu Puckiego zachodzą w sposób ciągły, wskutek oddziaływania wielu różnych (często nakładających się na siebie) czynników (Zaleszkiewicz, Koszka-Maróń, 2005; Zachowicz i in., 2007). W efekcie, wzdłuż zbocza klifów gniezdzewskiego, puckiego oraz osłonińskiego można zaobserwować: obrywy, osuwiska, zsuwy, zrywy, liczne spękania oraz podcięcia abrazyjne. Tempo cofania się wybrzeża klifowego Zalewu Puckiego jest zróżnicowane na całej jego długości. W przeważającej części jest ono niewielkie, a lokalnie wynosi kilka centymetrów na rok i głównie przejawia się występowaniem pojedynczych ubytków w ścianie klifu (Subotowicz, 1982, Zaleszkiewicz, Koszka-Maróń, 2005). Mała intensywność geodynamiczna badanego fragmentu wybrzeża wynika z obecności Półwyspu Helskiego i Rewy Mew, które osłaniają wybrzeże Zalewu Puckiego przed występującymi na otwartym morzu silnymi sztormami.

Wybrzeża o charakterze niskim aluwialnym rozwinęły się u wylotu jednostek pradolinnych: Pradoliny Płutnicy i Pradoliny Kaszubskiej (Rys.4.2). Linia brzegowa w tym rejonie charakteryzuje się obszernymi wygięciami w kierunku lądu, co wiąże się z występowaniem osadów mało odpornych na abrazję, głównie bagiennych. Jednakże stały dopływ materiału terygenicznego niesionego przez ciekę w znacznym stopniu ogranicza naturalną tendencję do niszczenia tego typu brzegów (Jankowska, Łęczyński, 1993). Specyficzny jest odcinek niskiego wybrzeża zalewowego zlokalizowany w północnej części



terenu, u nasady Półwyspu Helskiego (Rys.4.4.B). Jest to obszar podmokłej równiny torfowej na którym, w wyniku dopływu wód zasolonych do słodkich wód powierzchniowych i podziemnych rozwinął się unikatowy ekosystem łąk halofilnych (Krajewska, Bogdanowicz, 2008). Zbliżona pod względem gatunkowym roślinność rozwinęła się także w rejonie odcinków ujściowych pradolin Płutnicy i Kaszubskiej.

Wybrzeże o charakterze akumulacyjno-wydmowym uformowało się na niewielkim odcinku Cypla Rewskiego (Rys.4.4.C). Jest to długi wał piaszczysty utworzony w wyniku depozycji materiału transportowanego przez prąd przybrzeżny płynący z południa na północ, a zarazem podlegający dynamicznym zmianom kształtu wskutek oddziaływania procesów hydrometeorologicznych w obrębie Zatoki Puckiej (Leśniak, 2006; Hańkowiak, 2015). Przedłużeniem Cypla Rewskiego jest Rewa Mew (Rybitwia Mielizna), która dzieli Zatokę Pucką na dwie części i łączy cypel z Półwyspem Helskim w okolicy Kuźnicy. W obrębie odcinków brzegowych Pradoliny Kaszubskiej występują sztormowe stożki przelewowe o charakterze akumulacyjnym, które w wyniku oddziaływania procesów eolicznych zostały przemodelowane i utworzyły niskie wydmy (Zachowicz i in., 2007). Natomiast, wydmy w rejonie Cypla Rzucewskiego rozwinęły się na tarasie akumulacyjnym u podnóża wysoczyzny. Przyrost Cypla Rzucewskiego został oszacowany na około 100 m³/rok (Uścińowicz, Miotk-Szpiganowicz, 2003). Niemal na całym fragmencie analizowanego wybrzeża Zalewu Puckiego występuje plaża (poza wybranymi odcinkami wybrzeża niskiego). Jej szerokość zmienia się w sposób nieregularny, zależnie od stanu wód morskich. Z wyjątkiem rejonów Cypla Rewskiego, Cypla Rzucewskiego i Cypla Puckiego, szerokość plaży nie przekracza pięciu metrów.

Wzdłuż wybranych fragmentów Zalewu Puckiego wybrzeże zostało przekształcone antropogeniczne (Rys.4.4.D). Istniejąca zabudowa została wykonana przede wszystkim na potrzeby ochrony brzegów morskich, a także gospodarki morskiej, rozwijającego się ruchu turystycznego i osadnictwa. Istotne zmiany w krajobrazie opracowywanego regionu zostały również spowodowane prowadzoną eksploatacją kopalni. Pozostałością po wydobyciu surowców są często znacznych rozmiarów wyrobiska pokopalniane. W obrębie terenu badań prowadzono eksploatację: piasków i żwirów (Władysławowo, Gnieźdzewo, Mrzezino, Smolno), piasków szklarskich (Puck) oraz ilów ceramiki budowlanej (Rzucewo, Werblinia) (Gawlikowska i in., 2009a, 2009b). Działalność antropogeniczna, która ma wpływ na obecny kształt tego obszaru, wynika również z przekształceń hydrograficznych (głównie w obrębie pradolin) oraz lokalizacji składowisk odpadów (między innymi składowisko popiołów przy ujściu rzeki Redy).





Rys.4.4. Typy wybrzeża obszaru badań.

Objaśnienia: A – klifowe (klif osłonięty); B – niskie-zalewowe (rezerwat „Słone Łąki”); C – akumulacyjno-wydmowe (Cypel Rewski); D antropogeniczne (Kaczy Winkiel – ujście Pardoliny Płutnicy).

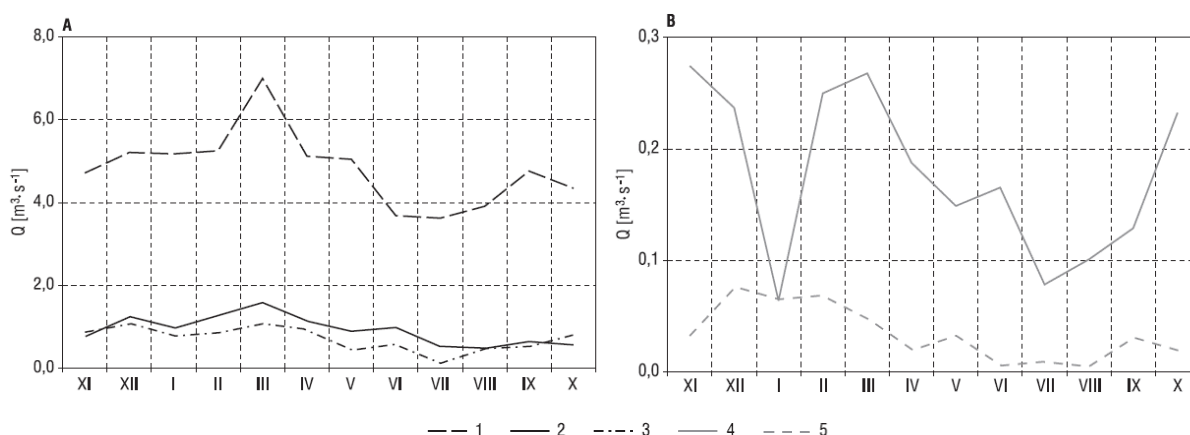
4.3. WARUNKI HYDROLOGICZNE

Teren badań należy do regionu wodnego Dolnej Wisły, który zarządzany jest przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Gdańsku. Położony jest on w dorzeczu rzek przyziemnych, przylegającym od strony wschodniej do Zatoki Puckiej. Sieć rzeczna opracowywanego obszaru rozwinęła się w obrębie Kępy Puckiej, Pradoliny Płutnicy i Pradoliny Kaszubskiej. Głównymi ciekami odwadniającymi Kępę Pucką są rzeki Bładzikowski Potok oraz Gizdepka (Rys.4.1). Natomiast, wewnątrz pradolin przepływają rzeki Płutnica, Reda i Zagórska Struga (Rys.4.1). Naturalne stosunki wodne w pradolinach zostały silnie przeobrażone (Cieśliński, 2005; Jereczek-Korzeniewska, 2005; Cieśliński i Gołębowska, 2008). Na ich obszarze utworzono gęstą sieć rowów melioracyjnych, znajdują się stacje pomp oraz inne urządzenia hydrotechniczne, a także zostały przemodelowane koryta cieków. Rzeki zlewiska Zatoki Puckiej są przede wszystkim zasilane na drodze opadów atmosferycznych, a ich kontakt z wodami podziemnymi sprawia, że zapewniona jest stałość odpływu rzeczno-morskiego (Cieśliński i in., 2022). W okresach sztormowych obserwowane są „cofki” i związane z nimi ingresje wód morskich w koryta rzek rozwiniętych w pradolinach, co może także powodować migrację składników wód morskich w przybrzeżne strefy słodkich warstw wodonośnych przy wysokim stanie wód w rzece (Hrynyszak, 2007; Pruszkowska-Caceres, 2011). W strefie brzegowej obszaru badań występują również podmokłości będące pod stałym wpływem wód

morskich – Rezerwat „Słone Łąki” oraz Rezerwat „Beka” (Krajewska i Bogdanowicz, 2008; Jokieli i Woźniak, 2012). Zaznacza się także obecność ponad 250 niewielkich zbiorników o charakterze stawów i oczek wytopiskowych.

Wszystkie rzeki przepływające przez badany teren odpływają do Zatoki Puckiej, a dokładnie jej wewnętrznej części – Zalewu Puckiego. Zatoka Pucka stanowi wydzielony subakwen Zatoki Gdańskiej ograniczony umowną linią łączącą Cypel Helski z Przylądkiem Orłowskim (Nowacki, 1993). Granicę między wewnętrzną i zewnętrzną częścią Zatoki Puckiej stanowi częściowo zatopiona piaszczysta bariera (Rewa Mew). Stan środowiskowy Zatoki Puckiej jest kształtowany zarówno pod czynnym wpływem otwartego morza, jak i dopływających rzek (Damaszke i Szymczak, 2013; Szymczak i Szmytkiewicz, 2014). Dno Zatoki Puckiej jest słabo zróżnicowane i obniża się w kierunku południowo-wschodnim. Średnia głębokość tego zbiornika wynosi 15,53 m, jednak część wewnętrzna jest znacznie płytsza (3,13 m) od zewnętrznej (20,50 m) (Nowacki, 1993).

Wielkość przepływu wód w rzekach znajdujących się na obszarze badań jest wyraźnie zróżnicowana (Rys.4.5). Średnie przepływy jednostkowe (SSQ) określone na podstawie pomiarów wykonanych przez Bogdanowicza i Cysewskiego (2008) dla poszczególnych cieków wynoszą: 0,035 m³/s dla Bładzikowskiego Potoku, 0,178 m³/s dla Gizdepki, 0,718 m³/s dla Płutnicy, 4,820 m³/s dla Redy i 0,940 m³/s dla Zagórskiej Strugi. Pomiarów te prowadzono w ujściowych odcinkach rzek. Zmienność sezonowa wielkości przepływów odznacza się najwyższymi wartościami w porze roztopów wiosennych, zaś najniższe wartości są charakterystyczne w czasie niżówek letnich (Cyberski, 1993; Bogdanowicz i Cysewski, 2008; Cieśliński i in., 2022).

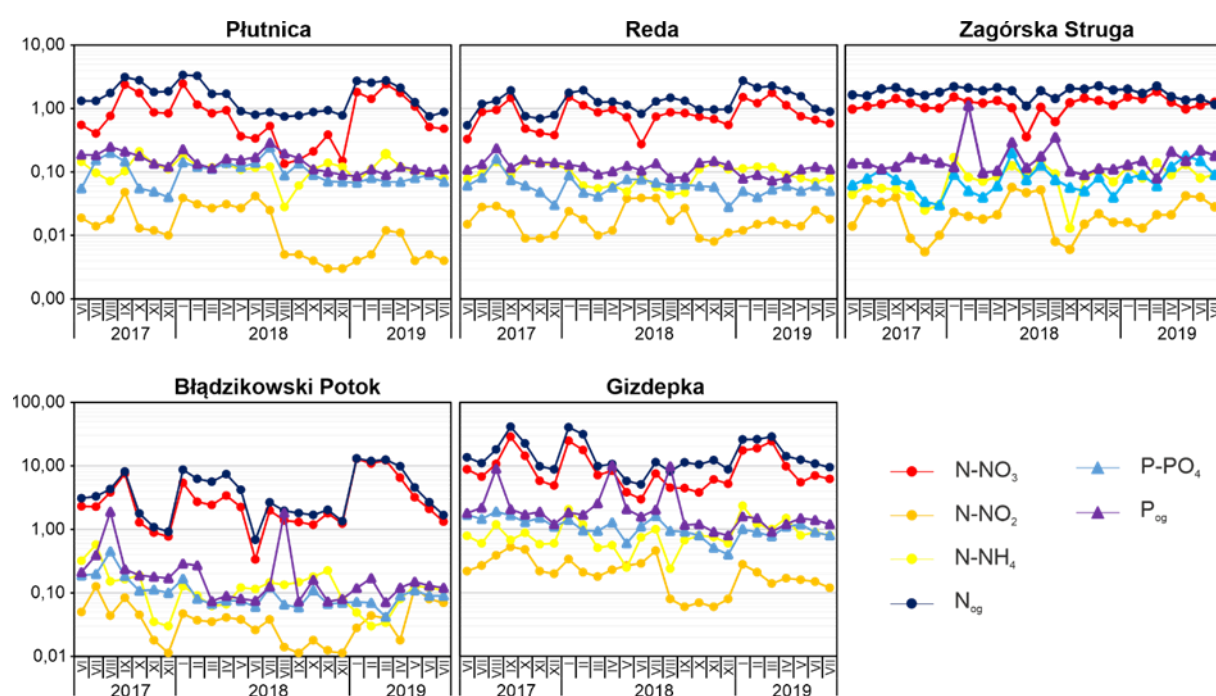


Rys.4.5. Roczny przebieg natężenia przepływu w ciekach Nadmorskiego Parku Krajobrazowego (Bogdanowicz i Cysewski, 2008).

Objaśnienia: A – Reda (1), Zagórská Struga (2), Płutnica (3); B – Gizdepka (4), Bładzikowski Potok (5).



Na podstawie badań jakości wód powierzchniowych przeprowadzonych w ramach projektu WaterPUCK (Wojciechowska i in., 2019a; Dzierzbicka-Głowacka i in., 2022) stwierdzono, że rzeki występujące w obrębie opracowywanego obszaru spełniają wymagania dla I lub II klasy jakości wód w odniesieniu do Rozporządzenia Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie klasyfikacji stanu ekologicznego, potencjału ekologicznego i stanu chemicznego oraz sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych, a także środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (Dz.U. 2019 poz. 2149). Najgorszym stanem wód charakteryzują się rzeki przepływające przez Kępę Pucką: Bładzikowski Potok i Gizdepka, których zlewnie są zagospodarowane typowo rolniczo w charakterze gruntów ornych. Notowane zakresy stężeń poszczególnych składników w rzekach wynosiły: 0,01–0,58 mg/l dla N-NH₄, 0,01–0,13 mg/l dla N-NO₂, 0,13–12,90 mg/l dla N-NO₃, 0,50–13,10 mg/l dla N_{og}, 0,03–0,45 mg/l dla P-PO₄ i 0,07–1,89 mg/l dla P_{og}. Jakość wód w poszczególnych ciekach charakteryzuje się zróżnicowaniem sezonowym oraz zależnością od intensywności wegetacji oraz etapu praktyk rolniczych (Wojciechowska i in., 2019a). Najwyższe stężenia składników azotowych i fosforu w rzekach są obserwowane w sezonie letnim lub po intensywnych opadach (Rys.4.6).



Rys.4.6. Stężenia składników azotowych i fosforu w rzekach: Płutnica, Reda, Zagórska Struga, Gizdepka i Bładzikowski Potok. Wartości podano w mg/l. (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2022).

4.4. WARUNKI KLIMATYCZNE

Warunki klimatyczne mają istotne znaczenie w zasilaniu i drenażu zasobów wód podziemnych (Olichwier i Tarka, 2013; Herbich i in., 2016), a także mogą wpływać na chemizm wód (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007). Klimat badanego obszaru jest uwarunkowany jego położeniem w umiarkowanych szerokościach geograficznych, które odznaczają się wpływem określonych warunków radiacyjnych i cyrkulacji atmosferycznej. W skali regionalnej, do której można zaliczyć badany obszar, czynniki te podlegają modyfikacji głównie w wyniku oddziaływania rzeźby terenu oraz położenia lądu względem obszarów morskich i oceanicznych (Trapp, 2007). Teren badań znajduje się w strefie oddziaływania dwóch zróżnicowanych pod względem termiczno-wilgotnościowym dzielnic klimatycznych, co wpływa na całokształt występujących stanów pogodowych i ich dużą zmienność. Charakterystyczne położenie Zatoki Puckiej powoduje, iż szczególnie w jej części przybrzeżnej, klimat kształtuje się zarówno pod wpływem cech lądowych, jak i morskich wód Zatoki Gdańskiej i kolejno Morza Bałtyckiego (Cyberski i Szefler, 1990).

W podziale na regiony klimatyczne zaproponowanym przez Wosia (1999), obszar badań położony jest w regionie wschodniomorskim, który charakteryzuje się częstym występowaniem dni z pogodą chłodną z opadem oraz dni z dużym zachmurzeniem. W porównaniu z pozostałą częścią kraju występują tu najdłuższe okresy bez przymrozków, łagodne zimy i chłodniejsze lata. Wschodnia część obszaru obejmuje wąską strefę brzegową, w której zaznacza się wyraźny wpływ klimatu morskiego. Oddziaływanie akwenu morskiego jest widoczne w notowanych wartościach temperatury powietrza latem i zimą, wilgotności powietrza, wielkości zachmurzenia oraz rozwoju lokalnej cyrkulacji bryzowej (Woś, 1999), a także długości pór roku – zimy są krótsze a jesień dłuższa (Wojterski i Bednorz 1982). Zasięg wpływu Morza Bałtyckiego w dużej mierze zależy od ukształtowania terenu budującego wybrzeże (Trapp, 2007). Na odcinkach wybrzeża płaskiego, których przedłużeniem są pradoliny Płutnicy oraz Kaszubska, istnieje ułatwiona penetracja powietrza morskiego w głąb lądu, nawet do 30 km od linii brzegowej (Kwiecień i Taranowska, 1974). Natomiast, występowanie w obrębie linii brzegowej wzniesień morenowych, w postaci kęp Swarzewskiej i Puckiej, znacznie ogranicza napływ powietrza morskiego (Trapp, 2007). Wyniesione ponad wąską strefę brzegową obszary wysoczyznowe kształtują klimat na lądzie, głównie pod wpływem zróżnicowanej orografii, użytkowania ziemi oraz innych cech podłoża (Cyberski i Szefler, 1990). Zauważalne jest przestrzenne zróżnicowanie opadów, które wykazują tendencję wzrostową z obszarów przybrzeżnych w kierunku wyższych partii obszarów wysoczyznowych oraz w głąb lądu. W zachodniej części terenu średnia temperatura roczna

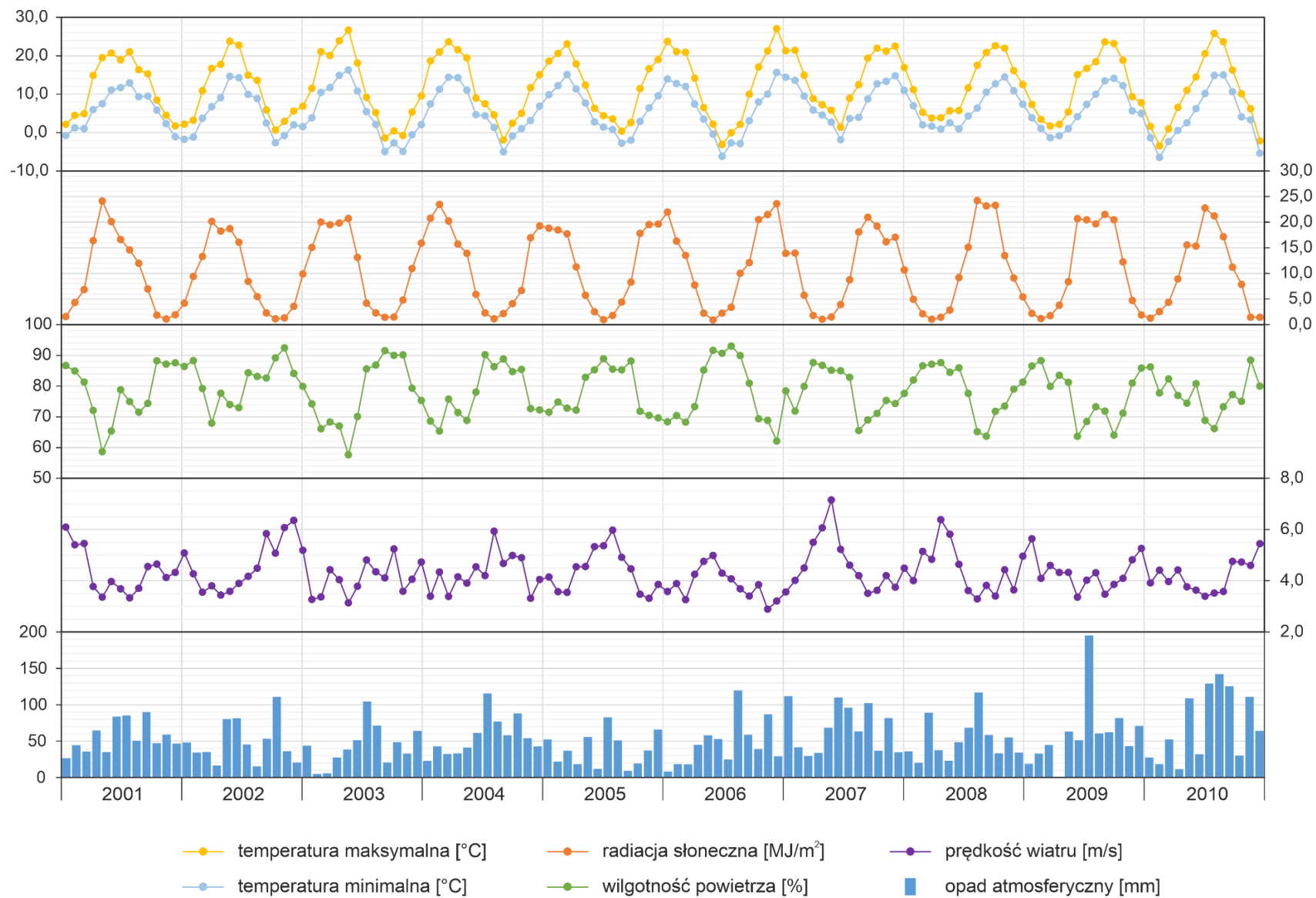


powietrza jest niemal o 1°C niższa od wartości tego parametru w strefie przybrzeżnej. Średnia długość okresu wegetacyjnego na badanym terenie wynosiła 220 dni (1971–2010) i zazwyczaj rozpoczynała się 3 kwietnia, a kończyła 3 listopada (Tomczyk i Szyga-Pluta, 2016).

Rejon badań znajduje się pod stałą obserwacją meteorologiczną Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego (IMGW-PIB) przy pomocy stacji zlokalizowanych w: Gdyni, Helu, Rozewiu, Wejherowie, Wierzychucie i Żelistrzewie. Na potrzeby prowadzonych badań modelowych szczegółową analizą objęto dane pogodowe z lat 2001–2010. Na Rys.4.7 zestawiono miesięczne wartości poszczególnych parametrów pogodowych, które zostały obliczone na podstawie pomiarów dziennych, w zakresie: minimalnej i maksymalnej temperatury powietrza, sumy opadu atmosferycznego, średniej radiacji słonecznej, średniej wilgotności powietrza oraz średniej prędkości wiatru. Dane sumy opadu atmosferycznego zostały pozyskane z zasobu IMGW-PIB dla stacji meteorologicznej w Żelistrzewie. Wartości pozostałych parametrów pogodowych pobrano dla obszaru badań z bazy danych udostępnionej na stronie www.globalweather.tamu.edu. W bazie zawarty jest globalny zestaw danych meteorologicznych, które pochodzą z systemu Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) powszechnie wykorzystywanego w badaniach modelowych SWAT (Fuka i in., 2013; Dile i Srinivasan, 2014). Suma opadów atmosferycznych z lat 2001–2010 wynosiła 646,5 mm, minimalna i maksymalna wartość temperatury powietrza wynosiła -6,5°C (01.2010) i 27,2°C (07.2006), średnia wartość wilgotności powietrza mieściła się w zakresie od 57,6% (08.2002) do 93,0% (02.2006), radiacji słonecznej od 0,9 MJ/m² (12.2005) do 24,2 MJ/m² (05.2008), a prędkości wiatru od 2,9 m/s (06.2006) do 7,2 m/s (01.2007).

Badania dotyczące zachodzących zmian klimatu sygnalizują ewolucje panujących obecnie warunków środowiskowych na polskim wybrzeżu (Wibig i Jakusik, 2012). Zmiany te będą przejawiać się w częstszym występowaniu zjawisk ekstremalnych, takich jak: ulewne deszcze, intensywne burze, gwałtowne sztormy czy powtarzające się fale upałów. Zachodzące globalnie zmiany klimatyczne prowadzą do systematycznego podnoszenia się poziomu morza, co w okresie kilkudziesięciu lat może doprowadzić do zalania terenów nizinnych i depresyjnych oraz zwiększenia wezbrań sztormowych. Prognozowany na lata 2081–2100 średni roczny poziom morza wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku wzrośnie od 20 cm do 28 cm (Jakusik i in., 2012). Wzrost poziomu morza przełoży się na sukcesywną erozję wielu odcinków wybrzeża (Pruszek i Zawadzka, 2008), a także ingresję zasolonych wód morskich do poziomów wodonośnych (Kozerski i in., 1992; Potrykus i in., 2018b). Długookresowe skutki zmian klimatu będą wysoce odczuwalne przez człowieka, ekosystemy oraz różne sektory gospodarki, przede wszystkim rolnictwo, osadnictwo i turystykę (Lorenc, 2012).

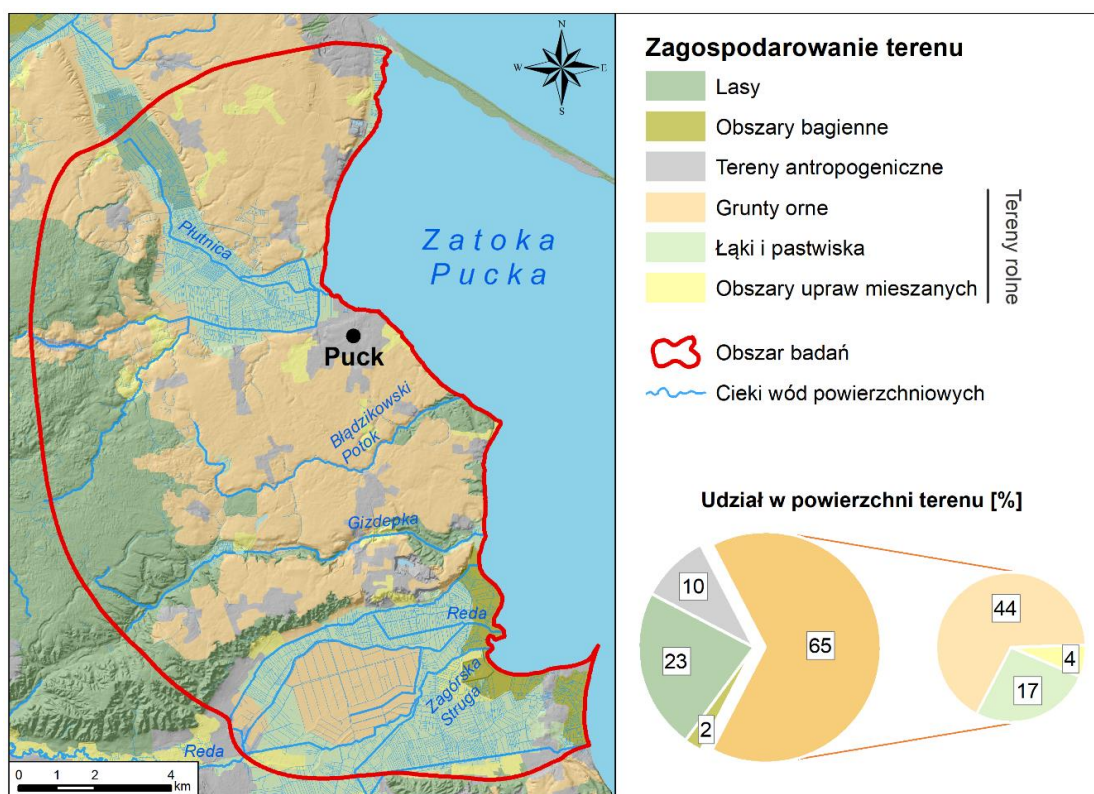




Rys.4.7. Rozkład wartości miesięcznych wybranych parametrów pogodowych z okresu lat 2001–2010.

4.5. ZAGOSPODAROWANIE TERENU

Region objęty badaniami charakteryzuje się zróżnicowaną strukturą użytkowania powierzchni terenu. Można tu wyodrębnić 4 klasy zagospodarowania powierzchni terenu, na które składają się tereny rolne, lasy, obszary bagienne i tereny antropogeniczne (Rys.4.8).



Rys.4.8. Struktura zagospodarowania powierzchni obszaru badań (na podstawie danych Corine Land Cover 2018).

Największą powierzchnię obszaru badań zajmują tereny rolne, która wynosi 65%. Wśród nich wyróżniono: grunty orne (44%), łąki i pastwiska (17%) oraz obszary upraw mieszanych (4%). Grunty orne występują przede wszystkim na wylesionych fragmentach obszarów wysoczyznowych, łąki i pastwiska zajmują tereny położone wewnątrz obu pradolin, a małopowierzchniowe obszary upraw mieszanych są rozproszone na całym terenie badań.

Lasy pokrywają 23% powierzchni badanego terenu, z czego największe skupiska znajdują się w jego wschodnim fragmencie, na Kępie Puckiej. Usytuowany jest tam zwarty kompleks leśny Puszczy Darżlubskiej o dużej zgodności drzewostanów z siedliskiem, w którym dominuje sosna i buk. Poza tymi obszarami, duże zalesienie powierzchni terenu ma miejsce w okolicach dolin rzecznych Bładzikowskiego Potoku oraz Gizdepki, północno-zachodniej części Pradoliny Płutnicy oraz południowej strefy krawędziowej Kępy Puckiej. Występujący w obrębie badanego terenu ekosystem leśny charakteryzuje się przewagą drzew liściastych z niewielką domieszką gatunków drzew iglastych.

Obszary bagienne zajmują 2% powierzchni badanego terenu i są one zlokalizowane we wschodniej części Pradoliny Kaszubskiej przy granicy z wodami Zalewu Puckiego. Przebieg granic obszarów bagiennych niemal pokrywa się z przebiegiem granic rezerwatów „Beka” oraz „Mechelińskie Łąki”.

Tereny antropogeniczne są rozmieszczone na 10% powierzchni obszaru objętego badaniami i mają charakter rozproszony. Głównymi ośrodkami osadniczymi o zwartej zabudowie miejskiej są Puck (11,2 tys. mieszkańców) oraz Władysławowo (10,0 tys. mieszkańców). Oba miasta pełnią istotne role jednostek administracyjnych oraz funkcje usługowe i portowe dla opracowywanego regionu. Pozostałe miejscowości mają status wsi, które charakteryzują się luźną zabudową zagrodową, głównie ukierunkowaną na funkcjonowanie gospodarstwa rolnego.

Nadmorska lokalizacja, wyjątkowe walory przyrodnicze oraz kulturowe, a także funkcjonalność gospodarcza rejonu Zalewu Puckiego sprawia, iż od wielu lat obszar ten ulega dynamicznemu rozwojowi. Podstawowym źródłem dochodów lokalnej ludności są rolnictwo, rybołówstwo, turystyka oraz przemysł spożywczy. Analizowany region charakteryzuje się pozytywnymi trendami demograficznymi, co potwierdzają dane publikowane przez Główny Urząd Statystyczny (GUS2020). W ostatnich latach można zaobserwować coraz intensywniejsze zjawisko suburbanizacji, które przejawia się w rozprzestrzenianiu osadnictwa na tereny podmiejskie oraz wokół wsi. Nowa zabudowa powstaje przede wszystkim na gruntach dotychczas wykorzystywanych rolniczo, przy intensywnym przekształceniu ich na działki budowlane w miejscowym planie zagospodarowania przestrzennego. Ponadto, unikatowy nadmorski krajobraz opracowywanego regionu sprawia, iż jest on uznawany za jeden z najbardziej atrakcyjnych turystycznie miejsc w Polsce (Tylman, 2022). Intensywny ruch turystyczny wywiera znaczną presję inwestycyjną na obszary przybrzeżne, która wymaga ciągłego rozwoju infrastruktury transportowej, technicznej i rekreacyjno-turystycznej. Działania te powodują potencjalne zagrożenia dla środowiska, co w rejonie Zatoki Puckiej może przejawiać się między innymi w:

- zubożeniu zasobów wód podziemnych w wyniku ich intensywnego poboru;
- zanieczyszczeniu terenów leśnych i przybrzeżnych wskutek wytwarzania dużej ilości odpadów i ścieków komunalnych;
- zakłóceniu funkcjonowania naturalnych ekosystemów nadmorskich wskutek różnych form rekreacji;
- degradacji terenu w wyniku rozwoju infrastruktury rekreacyjno-turystycznej.

Według danych udostępnionych przez Główny Urząd Statystyczny za rok 2018 odsetek ludności korzystającej z sieci kanalizacyjnej w obrębie badanego terenu wynosił około 70%. Ścieki komunalne z zasadniczej części badanego terenu trafiają do oczyszczalni ścieków w Swarzewie, która po przeprowadzeniu procesu oczyszczania odprowadza je do wód otwartego morza, w rejonie portu we Władysławowie. Zatoka Pucka jest odbiornikiem oczyszczonych ścieków z oczyszczalni usytuowanych w Jastarni i Gdyni – Dębogórze. Oczyszczalnie zlokalizowane w Swarzewie i Jastarni są typu mechaniczno-biologiczno-chemicznego, a oczyszczalnia Gdynia – Dębogórze typu mechaniczno-biologicznego. Na terenie objętym opracowaniem są aktualnie prowadzone intensywne prace mające na celu rozbudowę i modernizację systemu wodno-kanalizacyjnego, które pozwolą na podłączenie pozostałych mieszkańców do zbiorowego systemu odbioru ścieków.

W obrębie badanego terenu występują liczne formy ochrony przyrody, ustanowione na mocy stosownych aktów prawnych, zgodnie z ustawą z dnia 16 kwietnia 2004 r. o *ochronie przyrody* (Dz.U.2004 nr 92 poz. 880 z późn. zm.). Między innymi można wyróżnić:

- Nadmorski Park Krajobrazowy;
- Rezerwaty: Beka, Mechelińskie Łąki, Słone Łąki, Darżlubskie Buki;
- Obszar Chronionego Krajobrazu Puszczy Darżlubskiej;
- Obszary Specjalnej Ochrony Ptaków Natura 2000: Puszcza Darżlubska (PLB220007) i Zatoka Pucka (PLB220005);
- Specjalne Obszary Ochrony Siedlisk Natura 2000: Zatoka Pucka i Półwysep Helski (PLH220032);
- Użytki ekologiczne: Mechowska Łąka i Darżlubskie Źródlika;
- liczne pomniki przyrody (między innymi: grotty mechowskie, grupa głazów narzutowych na plaży w Pucku, aleja lipowa Sobieskiego, dęby szypułkowe, buki zwyczajne, jesiony wyniosłe).

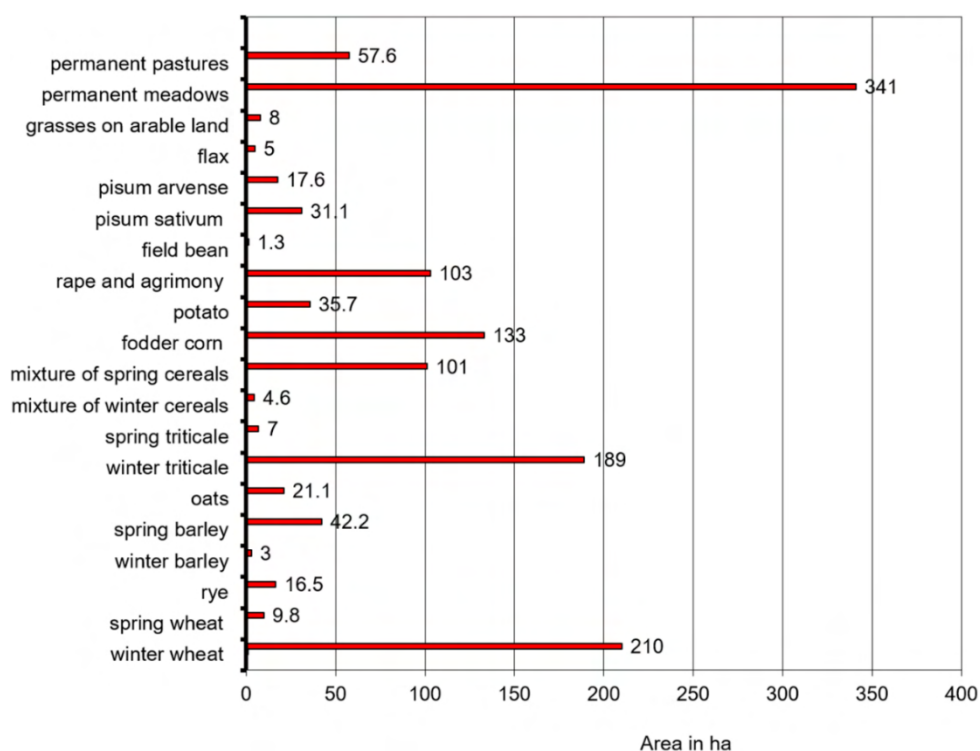
4.6. PRAKTYKA ROLNICZA

Charakterystyka działalności rolniczej oraz jej wpływ na środowisko terenu badań zostały przedstawione w artykułach, między innymi przez: Dzierzbicka-Głowacka i in. (2019b), Wojciechowska i in. (2019b), Dybowski i in. (2020), Pazikowska-Sapota i in. (2020) oraz Pietrzak i in. (2020). Wiele informacji na temat działalności rolniczej przyniosły badania ankietowe przeprowadzone wśród rolników w ramach projektu WaterPUCK (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019a, 2019b). Ankietyzację przeprowadzono w 31 gospodarstwach rolnych, które stanowiły jedynie niecałe 4% wszystkich gospodarstw na terenie gminy Puck. Jednakże, pomimo niewielkiej liczby przebadanych gospodarstw, zebrane dane umożliwiły ogólne rozpoznanie stosowanej praktyki rolniczej.



Jak już wspomniano, obszary rolne zajmują około 65% powierzchni terenu. Średnia powierzchnia gospodarstwa rolnego w gminie Puck wynosi 45,82 ha, w tym powierzchnia gruntów ornych średnio to 30,79 ha, a łąk i pastwisk średnio 12,77 ha (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b). Gospodarstwa rolne są na ogół skupione w obrębie zabudowań wiejskich, które rzadko występują jako pojedyncze jednostki.

Do głównych upraw rolnych należą (w kolejności malejącej): pszenica ozima, pszenżyto ozime, kukurydza na kiszonkę, rzepak ozimy, mieszanki zbożowe jare, ziemniaki i groch (Pisum). Rodzaj i wielkość powierzchni upraw rolnych oraz użytków zielonych w gminie Puck przedstawiono poniżej (Rys.4.9). Na obszarach gruntów ornych stosuje się płodozmiian obejmujący naprzemienną uprawę pszenicy ozimej, kukurydzy na kiszonkę i rzepaku, które stanowią dominujące uprawy na badanym terenie. Przy czym, powszechnym rodzajem płodozmiianu jest płodozmiian zbóż, a głównymi typami są mieszanki: kukurydza na kiszonkę – pszenica ozima – zboża jare, pszenica ozima – pszenica jara – pszenica ozima – owies oraz jęczmień jary – owies – zboża jare – ziemniaki. Na obszarach upraw rolnych dominują gleby średniej kategorii III (około 90%), a resztę stanowią gleby lekkie (około 10%) (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b).



Rys.4.9. Typ i powierzchnia gruntów ornych lub użytków zielonych w wybranych gospodarstwach na terenie gminy Puck (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b).

Rozpatrywane uprawy: winter wheat (pszenica ozima), winter triticale (pszenżyto ozime), fodder corn (kukurydza na kiszonkę), rape and agrimony (rzepak ozimy), mixture of spring cereals (mieszanki zbożowe jare), potato (ziemniaki) i pisum sativum (groch).

W celu uzyskania pożądaných plonów powszechnie stosuje się zarówno nawozy naturalne, jak i mineralne. Stosowanym nawozem naturalnym w większości gospodarstw rolnych położonych w gminie Puck były obornik i gnojowica (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b). Wielkość azotu wytworzonego w nawozach pochodzenia zwierzęcego różni się w zależności od obsady zwierząt gospodarskich (DJP – duża jednostka przeliczeniowa inwentarza), przy czym nie przekracza ona wartości granicznej (170 kgN/ha na rok) określonej w dyrektywie azotanowej (Dyrektywa Rady 91/676/EWG):

- 5–56 kgN/ha przy małym zagęszczeniu zwierząt gospodarskich (0,1–1,0 DJP/ha);
- 27–80 kgN/ha przy średnim zagęszczeniu zwierząt gospodarskich (1,1–2,0 DJP/ha);
- 138–145 kgN/ha przy dużym zagęszczeniu zwierząt gospodarskich (2,1–3,0 DJP/ha).

W przypadku nawozów mineralnych powszechnie stosowane są wieloskładnikowe nawozy mineralne typu NPK, zawierające różne proporcje azotu (N), fosforu (P) oraz potasu (K). Przeciętne zużycie nawozu mineralnego NPK na hektar użytków rolnych w latach 2016–2017 w obrębie gminy Puck wynosiło średnio 114,9 kgN/ha, 9,3 kgP/ha i 22,9 kgK/ha (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b). Wielkość zużycia mineralnych nawozów azotowych jest większa, a fosforowych i potasowych mniejsza w porównaniu do wartości ich średniego zużycia w Polsce w tych samych latach, odpowiednio 76,1 kgN/ha, 23,4 kgP/ha i 37,4 kgK/ha (GUS2018). W przypadku zużycia nawozów azotowych i fosforowych, ich wartości są znacznie większe niż w krajach o dobrze rozwiniętym rolnictwie, takich jak: Niemcy, Dania czy Szwecja (Pietrzak, 2020).

W rolnictwie wykorzystywana jest duża ilość składników odżywczych, z których część jest przetwarzana na produkty pochodzenia roślinnego bądź zwierzęcego. Niewykorzystane w produkcji rolniczej składniki odżywcze akumulują się w glebie, dostają się do atmosfery oraz migrują do wód powierzchniowych lub podziemnych, co ma istotne znaczenie w procesie eutrofizacji zbiorników wodnych. Przeciętna wielkość nadmiaru azotu, fosforu i potasu w obrębie badanego obszaru, oszacowana metodą „u bramy gospodarstwa”, wynosi średnio 120,6 kgN/ha, 5,0 kgP/ha i 10,8 kgK/ha (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b).

Wielkość zużycia środków ochrony roślin jest typowa dla rolnictwa polskiego. W latach 2017–2018 średnia dawka substancji aktywnych środków ochrony roślin stosowana w terenie badań w przeliczeniu na hektar gruntów ornych wynosiła 0,680 kg/ha, a ich oddziaływanie było obserwowane w środowisku gruntowo-wodnym (Pietrzak, 2020; Pazikowska-Sapota i in., 2020).



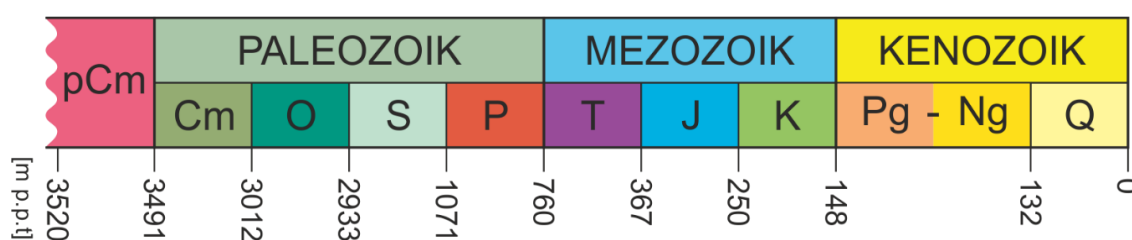
Do głównych zwierząt hodowlanych w rejonie prowadzonych badań należy bydło (mleczne i mięsne) oraz trzoda chlewna. Średnia obsada zwierząt w gospodarstwach wynosi 0,70 DJP/ha, co przekracza wielkość średniej obsady zwierząt w Polsce (0,46 DJP/ha) i w województwie pomorskim (0,36 DJP/ha). W większości gospodarstw zwierzęta utrzymywane są w budynkach inwentarskich na płytkiej ściółce. W niewielkiej części gospodarstw zajmujących się hodowlą bydła mlecznego i mięsnego zwierzęta były wypasane okresowo (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019b).

Stosowany na badanym obszarze kalendarz praktyk rolniczych, który został przyjęty na potrzeby badań modelowych, omówiono w rozdziale 6.1.1.

4.7. BUDOWA GEOLOGICZNA

Wgłębna budowa geologiczna terenu badań została rozpoznana w oparciu o wyniki licznych wierceń geologicznych, które wykonano głównie na cele związane z poszukiwaniem surowców mineralnych. Rozległe badania nad występowaniem złóż były prowadzone w obrębie różnych wiekowo formacji geologicznych. Przeprowadzone głębokie wiercenia były ukierunkowane na rozpoznanie warunków występowania złóż soli kamiennej i polihalitu oraz ropy naftowej i gazu (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Najgłębszym otworem geologicznym wykonanym w granicach terenu badań jest otwór Darżlubie IG-1 sięgający skał fundamentu krystalicznego paleoproterozoiku, którego końcowa głębokość wynosi 3520 m (Modliński, 2011). Liczne wiercenia sięgają utworów epoki przydolu okresu sylurskiego, jednak rzadko przekraczają one głębokość 1000 m. Pozostałe wiercenia wynoszą przeważnie kilkadziesiąt metrów i zostały wykonane głównie na cele związane z eksploatacją wód podziemnych oraz wydobyciem złóż surowców ceramiki budowlanej i kruszywa naturalnego. Swym zasięgiem obejmują one warstwy najmłodszych osadów, głównie czwartorzędowych.

Teren badań położony jest na obszarze prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Karnkowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Profil chronostratygraficzny tworzą utwory prekambriu, kambriu, ordowiku, syluru, permu, triasu, jury, kredy, paleogenu, neogenu i czwartorzędu (Rys.4.10).



Rys.4.10. Uogólniony profil chronostratygraficzny regionu badań, opracowany na podstawie wyników wiercenia Darżlubie IG-1 (Modliński, 2011).

Odnosząc się do poruszonych w niniejszej pracy zagadnień, niezbędne było dokonanie dokładnego rozpoznania budowy geologicznej utworów kenozoicznych, w których wykształciły się badane poziomy wodonośne. Przedstawiony opis utworów przedkenozoicznych zawiera tylko najważniejsze informacje na temat poszczególnych jednostek stratygraficznych, w celu przybliżenia ogólnej charakterystyki wgłębnej budowy geologicznej opracowywanego regionu.

4.7.1. UTWORY PRZEDKENOZOICZNE

Podłoże krystaliczne skał prekambryjskich zbudowane jest z paleoproterozoicznych granitoidów (migmatytów stromatytowych), które w części przystropowej zostały przeobrażone hydrotermalnie (Dziedzic i in., 2011). Strop fundamentu krystalicznego występuje na głębokości około 3500 m p.p.m. i obniża się w kierunku południowym (Stolarczyk, 1979).

Na zwietrzałych skałach krystaliniku leżą bezpośrednio osady ediakaru, które wraz z osadami najniższego kambru dolnego reprezentowane są przez piaskowce i zlepieńce o miąższości około 19 m (Jaworowski, 2011). Rozdzielenie utworów ediakaru i najniższego kambru dolnego uniemożliwia brak stwierdzonych wskaźników biostratygraficznych (Jendryka-Fuglewicz, 2011). Utwory kambru wykształcone są w postaci piaskowców, iłowców i mułowców o łącznej miąższości około 480 m (Paczeńska i Szymański, 2011) i odpowiadają one dwóm różnym sekwencjom depozycyjnym edikarsko-dolnopaleozoicznej pokrywy osadów kratonu wschodnioeuropejskiego (Jaworowski, 2011). Profil osadów ordowickich charakteryzuje się dominacją utworów ilastych nad węglanowymi, które reprezentowane są głównie przez iłowce i wapienie z wkładkami margli i bentonitów. Sekwencja ta odpowiada tak zwanej konfacji skańskiej, która stanowi wewnętrzną strefę bałtyckiego paleobasenu ordowickiego (Modliński, Szymański, 2011). Utwory ordowiku występują w przedziale około 2933–3003 m p.p.t. Utwory syluru zostały stwierdzone w licznych otworach wiertniczych wykonanych na głębokości w zakresie około 1071–2933 m. Osady te są głównie reprezentowane przez gruby kompleks iłowców (miąższość około 1862 m) z liczną fauną graptolitów, które miejscami przewarstwione są mułowcami, wapieniami i marglami (Podhalańska, 2011). Sedymentacja tych utworów przebiegała na obszarze rozległej równi głębokiego zbiornika szelfowego, w środowisku hemipelagicznym, która przerywana była podmorskimi sływami grawitacyjnymi dostarczającymi materiał pylasty oraz węglanowy (Modliński i in., 2006). Na badanym terenie nie odnotowano utworów okresów dewońskiego i karbońskiego, co przyczyniło się do powstania znacznej przerwy stratygraficznej

i sedymentacyjnej w polskiej części syneklizy perybałtyckiej obejmującej około 100 mln lat. Prawdopodobnie stan ten wynika z erozji bądź niekorzystnych warunków do sedymentacji osadów (Stupnicka, 2007). Bezpośrednio na utworach sylurskich zalegają cechsztyńskie osady permu, które zostały nawiercone na głębokości około 760 m, o miąższości osadów wynoszącej około 310 m. Utwory te zostały rozpoznane w związku z prowadzonymi poszukiwaniami złóż soli kamiennej oraz soli potasowo-magnezowych. Osady permskie składają się z ewaporatów wykształconych w postaci halitytu, polihalitu i anhydrytu, a także wapieni, dolomitów, zlepieńców i łupków miedzionośnych (Skompski, 2001). Udokumentowane licznymi wierceniami osady cechsztynu reprezentują cztery cyklotemy: węglanowo-ewaporatowe (PZ1 – Werra, PZ2 – Stassfurt, PZ3 – Leine) oraz serii terygeniczej (PZ4 – Aller) (Wagner, 2011).

Profil utworów mezozoicznych o łącznej miąższości około 612 m jest mocno zredukowany i cechuje się licznymi lukami stratygraficznymi. Utwory triasu (ind, olenek) są reprezentowane przez kompleks osadów pstrego piaskowca w postaci iłowców, mułowców, piaskowców, margli i wapieni (Skompski, 2011). Podczas późnego triasu i wczesnej jury zachoni fragment syneklizy perybałtyckiej, podlegał procesom denudacyjnym, co doprowadziło do wyraźnej luki stratygraficznej (Wagner i in., 2009). Skały jury zbudowane są z osadów batonu, keloweju oraz oksfordu, w postaci mułowców, iłowców, piaskowców, margli i wapieni oolitowych (Feldman-Olszewska, 2011). Osady kredy o miąższości około 102 m zostały zdeponowane w strefie płytkiego szelfu silikoklastycznego w cenomanie, turonie, koniaku i prawdopodobnie kampanie (Leszczyński, 2011). Są one reprezentowane przez piaski glaukonitowe, mułowce, ily, opoki i gezy. Spąg kredy górnej w rejonie Pucka położony jest na rzędnej około -200 m n.p.m. i opada w kierunku południowym, osiągając wartość -300 m n.p.m. w Pradolinie Kaszubskiej. Natomiast, strop tych utworów położony jest na rzędnej -100 m n.p.m., z wyjątkiem głębokiej rynny (około -140 m n.p.m.) rozciągającej się od okolic Pucka w kierunku północnym (Sadurski, 1989; Kramarska, 2006).

4.7.2. OSADY PALEOGEŃSKO-NEOGEŃSKIE

Dominującą część powierzchni przedczwartorzędowej badanego terenu pokrywają osady paleogenu i neogenu. Ich miąższość charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem, co znajduje swoje odzwierciedlenie w urozmaiconej rzeźbie powierzchni stropowej tych utworów. Najmniejsze miąższości (bądź całkowity brak osadów) zostały stwierdzone w dnach wcięć pradolinnych i strefie brzegowej (do kilkunastu metrów), a największe mogą być związane z glacitektoniką i wynosić około 100 m, jak w rejonie Starzyńskiego Dworu. Obserwuje się ogólny wzrost miąższości osadów paleogeńsko-neogeńskich z kierunku wschodniego ku

zachodowi (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Nieregularna forma występowania tych osadów jest spowodowana procesami erozyjnymi i denudacją zachodzącymi w kenozoiku. Profil utworów paleogenu i neogenu charakteryzuje się brakiem ciągłości stratygraficznej. Rozpoczynają go osady eocenu, na których zalegają utwory oligocenu i miocenu. Ze względu na trudności w identyfikacji granicy między osadami eocenu i oligocenu, w niektórych miejscach nie są one rozdzielane (Skompski, 2001). Postępująca denudacja, która miała miejsce od końca mastrychtu, przez cały paleocen i eocen dolny doprowadziła do wyerodowania zdeponowanych w tym czasie osadów (Skompski, 2001).

Osady eocenu zalegają bezpośrednio na powierzchni kredy górnej w północnej i środkowej części badanego terenu. Zaliczane są one do utworów formacji pomorskiej, które wykształciły się w strefie litoralnej oraz częściowo w środowisku pływowym i deltowym (Jaworowski, 1987). Są to mułowce, ropy, mułki i piaski, które osiągają miąższość od kilku do 60 metrów (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Miejscami, utwory te są wapniste, a także zawierają fragmenty skamieniałości fauny i flory eoceńskiej. W wyższej części profilu eocenu występują utwory bursztynonośne, które były transportowane ze wschodniego wybrzeża basenu sedymentacyjnego przez prądy wzdłuż brzegowe w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej (Kasiński, 2011). Bogate złoża bursztynów zostały stwierdzone licznymi wierceniami na Kępie Swarzewskiej, gdzie w rejonie Chłapowa zalegają na głębokości 114–126 m p.p.t. i wypływają się na wschodzie, w kierunku Wyniesienia Sambii (Kramarska i in., 2008). W schyłkowej fazie eocenu miała miejsce krótkotrwała, pulsacyjna ingresja morska, po czym nastąpił rozwój procesów erozyjnych na obszarach lądowych, która miejscami doprowadziła do zniszczenia warstw eoceńskich (Kasiński, 2011).

Profil geologiczny oligocenu tworzą mułowce, mułki, piaski i ropy wykształcone jako warstwy mosińskie i czempińskie (Skompski, 2001; Kasiński, 2011). Łączna miąższość tych osadów wykazuje znaczne wahania i mieści się w zakresie od 5 do 87 m (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Formację mosińską dolną reprezentują piaski kwarcowo-glaukonitowe z niewielką warstwą żwiru w spągu, które odpowiadają sekwencji systemów depozycyjnych wysokiego poziomu morza. Powyżej zalega formacja czempińska wykształcona w postaci piasków mułkowatych, mułków i ropy zdeponowanych w środowisku brackim. W dolnej części formacji mosińskiej występują miejscami niewielkie warstewki węgla wskazujące na sedymentację w warunkach środowiska bagiennego. Profil osadów oligocenicznych zamyka warstwa mosińska górna wykształcona w postaci mułkowatych piasków kwarcowych z glaukonitem, w spągu podścielonymi żwirem kwarcowym, a w stropie



przechodząc w mułowce piaszczyste z glaukonitem. W końcowej fazie oligocenu nastąpiła regresja morska i panowały warunki lądowe (Kasiński, 2011).

Neogen reprezentują osady miocenu w postaci piasków, mułków, iłów i węgla brunatnego. Przeważnie występują one w formie spiętrzeń lub kier lodowcowych, co zaznacza się w mocno zróżnicowanej miąższości tych osadów. Osady neogenu najwyżej są położone w rejonie Starzyna, gdzie osiągają ponad 30 m n.p.m., a najniżej w rejonie Mrzezina (na około -70 m n.p.m.) (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003).

Osady mioceńskie występują w postaci trzech formacji (Kasiński, 2011). Najstarsze warstwy miocenu wykształciły się na obszarze równi aluwialnej w środowisku lądowym, gdzie zdeponowane zostały utwory drobnodetrytyczne, torfy i namuły organiczne formacji gorzowskiej. Powyżej zalegają osady formacji krajeńskiej reprezentowane przez drobnoziarniste i pylaste piaski kwarcowe z domieszką muskowitu i ksyliłów. Utwory piaszczyste przewarstwione są lokalnie zwęglonymi mułkami, przechodzącymi stopniowo w węgle brunatne. Osady formacji krajeńskiej mają genezę aluwialną i wykształciły się w ciepło-umiarkowanym i wilgotnym klimacie. Natomiast, w ciepłym i wilgotnym klimacie typu sawannowego wykształciły się osady formacji adamowskiej, w postaci drobnoziarnistych piasków kwarcowo-łyszczykowych z wkładkami iłów i mułków węglistych. W schyłkowej fazie miocenu oraz w pliocenie panowały warunki lądowe, związane z zachodzącymi procesami erozyjnymi i denudacyjnymi (Kasiński, 2011). Postępujące w tym czasie procesy erozyjne i denudacja doprowadziła do zniszczenia osadów miocenu, oligocenu, eocenu, a lokalnie także kredy (Skompski, 2001). Procesy glacitektoniczne w okresie czwartorzędowym doprowadziły do lokalnego, w strefach krawędziowych wysoczyzn, występowania utworów paleogenu i neogenu w formie porwaków. Są to eoceńskie mułki i ły w okolicy Werblini oraz mioceńskie piaski, mułki i ły w pobliżu Pucka, Osłonina i Mrzezina (Skompski, 2001).

4.7.3. OSADY CZWARTORZĘDOWE

Procesy geologiczne zachodzące podczas ostatniego okresu kenozoiku sprawiły, iż budowa geologiczna osadów czwartorzędowych badanego fragmentu Pobrzeża Kaszubskiego ma charakter mozaikowy (Sokołowski, 2014). Obszar badań tworzy wielowarstwowy układ strukturalny w przewodzie zbudowany z plejstocenijskich glin oraz serii piaszczysto-żwirowych, które zazębiają się z młodszymi osadami holocenijskimi i wspólnie zalegają na starszych utworach przedczwartorzędowych.

Bezpośrednie podłoże dla utworów czwartorzędowych stanowią osady paleogenu i neogenu oraz lokalnie kredy (okolice Pucka i Władysławowa), które charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem morfologicznym. Powierzchnia utworów przedczwartorzędowych na ogół wznosi się ze wschodu ku zachodowi, można także zaobserwować jej lokalne wypiętrzenie się. Spąg utworów czwartorzędowych najniżej położony jest w okolicach Pucka i Władysławowa (około -100 m n.p.m.), a najwyżej występuje on w zachodniej części badanego terenu, powyżej 30 m n.p.m. (okolice Starzyna).

Teren badań położony jest w obrębie wszystkich zlodowaceń plejstocenijskich, w których trakcie wykształciły się utwory lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe. Ogólna miąższość utworów czwartorzędowych wynosi zazwyczaj 30–80 m, a lokalnie może przekraczać 100 m (Skompski, 2001; Mojski, 2002).

Najstarsze stwierdzone osady czwartorzędowe zostały zdeponowane podczas zlodowacenia południowopolskiego. Są to wodnolodowcowe piaski i piaski ze żwirami oraz gliny zwałowe, które występują zasadniczo na głębokościach 40–80 m p.p.m. (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Utwory zlodowacenia południowopolskiego zostały udokumentowane jedynie kilkoma głębszymi wierceniami, które wykonano w zasięgu obniżen podłoża czwartorzędowego. Występują one w części ujściowej pradoliny Redy i kontynuują w kierunku północnym i północnowschodnim. Gliny zwałowe lokalnie są dwudzielne, przewarstwione serią osadów piaszczysto-żwirowych. Stwierdzone utwory wodnolodowcowe rozdzielają gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich, a ich miąższość wzrasta w kierunku zachodnim i południowozachodnim.

Utwory zlodowacenia środkowopolskiego występują powszechnie niemal na całym opracowywanym obszarze. Wykształcone są one w postaci osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych i lodowcowych, które przeważnie zalegają od 10 do -30 m n.p.m. (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Piaski i żwiry wodnolodowcowe o średniej miąższości około 10 m znajdują się przeważnie na utworach paleogenu i neogenu lub glinie zwałowej zlodowacenia południowopolskiego bądź rozdzielają osady zastoiskowe zlodowacenia środkowopolskiego. Gliny zwałowe tworzą ciągły poziom o miąższości do 12 m i położone są w przedziale od -10 do 10 m n.p.m. Osady zastoiskowe w postaci piasków pyłowych i zastoiskowych, ilów i mułków zostały udokumentowane w południowej części Kępy Puckiej, w okolicy Mrzezina. Piaski pyłowe i zastoiskowe (seria dolna) od pozostałych osadów zastoiskowych (seria górna) są w tym miejscu rozdzielone utworami wodnolodowcowymi. Miąższość dolnej serii osadów zastoiskowych wynosi około 23 m, a serii górnej około 13 m i sięga -15 m n.p.m.



Utwory interglacjału eemskiego w postaci piasków rzecznych (miejscami ze żwirami) zostały zidentyfikowane we wschodniej części badanego terenu. Osady te odpowiadają formacji bładzickowskiej, które stwierdzono w okolicy Rzucewa (8–43 m p.p.m.) i Osłonina (do 15 m n.p.m.) (Skompski, 2001).

Sekwencje zlodowceń plejstoceńskich kończą utwory zlodowacenia północnopolskiego, które charakteryzują się dużym zróżnicowaniem genetycznym. Są one szeroko rozprzestrzenione i najczęściej występują powyżej 10 m n.p.m. Profil utworów zlodowacenia północnopolskiego budują kompleksy glin zwałowych oraz osadów zastoiskowych, które są rozdzielone warstwami piasków i żwirów wodnolodowcowych (Skompski, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003).

Najstarsze pokłady gliny zwałowej (stadiału środkowego) o miąższości od 8 do 19 m występują lokalnie w obrębie badanego terenu, niekiedy odsłaniając się na zboczach wysoczyzn morenowych. Gliny zwałowe stadiału górnego są dwudzielne, a lokalnie tworzą jeden, zwarty pokład. Dolny poziom glin zwałowych stadiału górnego o miąższości kilku metrów, miejscami jest piaszczysty lub mułkowy. Natomiast, poziom górny występuje powszechnie, zajmując znaczne obszary na powierzchni wysoczyzn morenowych. Są to jednolite pod względem litologicznym gliny o miąższości wynoszącej od 5 do 15 m, często zwietrzałe w części stropowej.

Serie osadów wodnolodowcowych w postaci piasków, żwirów i głazików rozdzielających utwory gliniaste występują powszechnie w obrębie badanego obszaru. Najstarszy poziom utworów wodnolodowcowych o miąższości do kilkunastu metrów zalega na glinach zlodowacenia środkowopolskiego. Wykształcone w stadiale górnym zlodowacenia północnopolskiego dolne piaski wodnolodowcowe o zróżnicowanej granulacji, miejscami ze żwirami rozdzielają dwa poziomy glin zwałowych. Ich miąższość wynosi zazwyczaj kilka metrów, a większe miąższości (powyżej 10 m) występują w północnej części badanego terenu (w rejonie Władysławowa). Górna seria piasków wodnolodowcowych występuje lokalnie na powierzchni terenu badań, przykrywając kompleks glin zwałowych na wysoczyznach. Seria ta jest zbudowana z piasków średnioziarnistych, lokalnie z domieszką frakcji drobnoziarnistej bądź żwirów. Ich miąższość wynosi około 5 m.

Piaski lodowcowe występują lokalnie i mają miąższość do kilku metrów. Charakteryzują się one dużym zróżnicowaniem pod względem litologicznym, przechodząc z frakcji żwirowej i piaszczystej w gliny piaszczyste. Starsze serie często tworzą przewarstwienia w obrębie utworów gliniastych, a młodsze osady występują na powierzchni glin, w strefach przykrawędziowych obszarów wysoczyznowych.



W obrębie Pradoliny Kaszubskiej występują utwory rzeczno-wodnolodowcowe charakteryzujące się występowaniem piasków o różnej granulacji oraz żwirów i otoczków. Ich miąższość pomiędzy Kępą Pucką a Kępą Oksywską jest zbliżona i mieści się w granicach 20–23 m. Piaski rzeczne występują także w dolinach Gizdepki, Bładzikowskiego Potoku oraz na północ od Rzucewa, przy ujściu do zatoki.

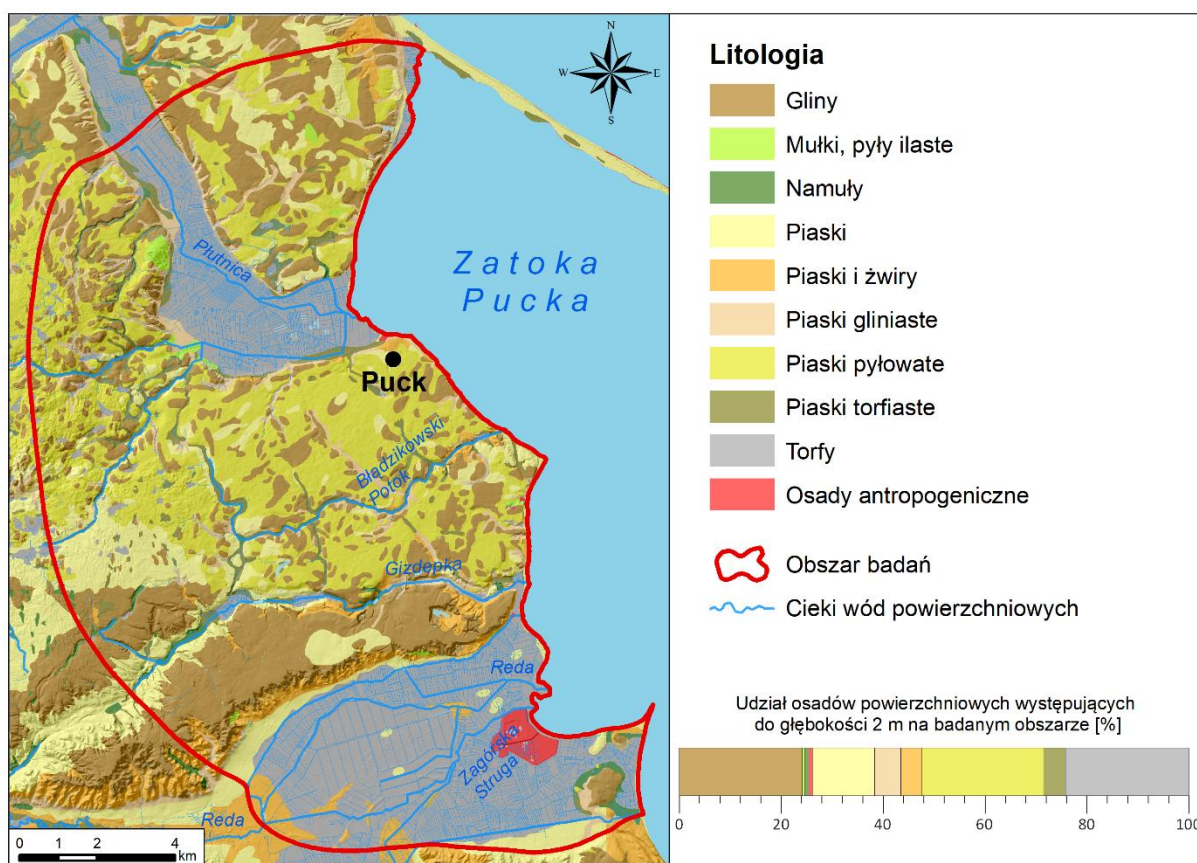
Osady zastoiskowe zlodowacenia północnopolskiego wykształcone w postaci mułków, ilów i piasków występują w kilku miejscach w obrębie badanego terenu, na różnych głębokościach. Najlepiej są one wykształcone we wschodniej części, gdzie są także zaburzone glacitektonicznie i osiągają miąższość do 36 m (rejon Żelistrzewa i Rzucewa). W rejonie Mrzezina rozpoznano dwie warstwy osadów zastoiskowych rozdzielone utworami wodnolodowcowymi – dolna o miąższości 9 m oraz górna o miąższości 12 m.

Deluwialne piaski i gliny wypełniają zagłębienia bezodpływowe oraz dna i zbocza niewielkich dolin. Na znacznej powierzchni, na glinach zwałowych zlodowaceń północnopolskich, zalegają zwietrzelinowe piaski pyłowate o miąższości do około 1 m.

Utwory plejstocenijskie w obrębie badanego terenu miejscami przykryte są osadami holocenijskimi. W pradolinach Płutnicy i Kaszubskiej wykształciły się rozległe obszary torfowiskowe o średniej miąższości około 2 m, niekiedy przekraczając 5 m. W obrębie Pradoliny Płutnicy zalegają one miejscami na holocenijskich mułkach jeziornych bądź plejstocenijskich piaskach i żwirach wodnolodowcowych. W Pradolinie Kaszubskiej spoczywają one na plejstocenijskich piaskach i żwirach rzeczno-wodnolodowcowych. Torfy w pradolinach często zazębiają się z namułami i piaskami torfiastymi. Doliny rzeczne Gizdepki i Bładzikowskiego Potoku oraz mniejszych cieków, a także zagłębien bezodpływowych wypełnione są namułami torfiastymi i piaszczystymi oraz piaskami torfiastymi o miąższości nieprzekraczającej 2 m. Prawie na całej długości brzegu morskiego Zatoki Puckiej osadziły się plażowe i morskie utwory piaszczysto-żwirowe o miąższości maksymalnie do kilku metrów. Największą miąższość osiągają one wzdłuż Cypla Rewskiego. Na plażach wykształconych wzdłuż odcinków klifowych, które zbudowane są z gliny zwałowej, można zauważyć dominację osadów o większej frakcji (żwirowa, kamienista).

Rozmieszczenie i charakter osadów powierzchniowych w granicach terenu objętego badaniami przedstawiono na poniższej mapie geologicznej (Rys.4.11). Strukturę poszczególnych warstw geologicznych ukazano na przekrojach hydrogeologicznych stanowiących załączniki do niniejszej pracy (Zał. nr 2.1–2.10), a linie przekrojów zostały zaznaczone na mapie dokumentacyjnej badanego obszaru (Zał. nr 1).





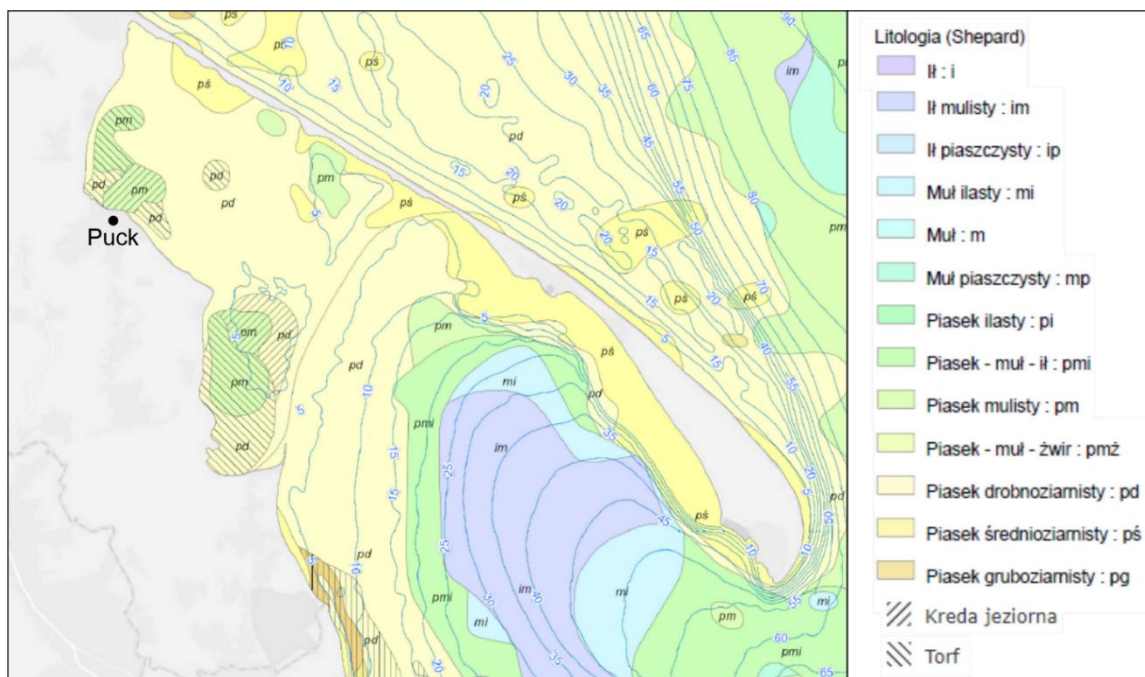
Rys.4.11. Mapa osadów powierzchniowych obszaru badań opracowana na podstawie SMGP (Mojski, 1978; Skompski, 1997; Pikies i Zaleszkiewicz, 1998).

4.7.4. OSADY DŃA ZALEWU PUCKIEGO

Rozmieszczenie osadów powierzchniowych dna Zalewu Puckiego, stanowiącej wewnętrzną część Zatoki Puckiej odnosi się do morfologii akwenu, jego małej aktywności litodynamicznej oraz warunków hydrodynamicznych (Wajda i Witkowski, 1985; Szymczak i Szymtkiewicz, 2014). Dno Zalewu Puckiego wypełniają zróżnicowane osady geologiczne, które ostatecznie wykształciły się wskutek procesów zachodzących w czwartorzędzie (Uścińowicz i Zachowicz 1993; Pikies i Jurowska 199). Wyodrębniono osady pochodzące z odmiennych środowisk sedymentacyjnych (Kramarska i in., 1995):

- lodowcowe i wodnolodowcowe osady plejstoceny;
- limniczne, bagienne oraz rzeczne osady późnoplejstoceny i holoceny;
- morskie osady holoceny.

Osady dna wewnętrznej części Zatoki Puckiej zostały scharakteryzowane poniżej i przedstawione na podstawie przyjętej klasyfikacji według Shepard'a (1954), której schemat uwzględnia proporcje piasku, łu i pyłu (Rys.4.12).



Rys.4.12. Mapa osadów dennych wewnętrznej części Zatoki Puckiej wg klasyfikacji Shepard'a (www.geologia.pgi.gov.pl).

Osady plejstoceny o genezie lodowcowej i wodnolodowcowej są reprezentowane przez utwory piaszczyste oraz lokalnie gliny zwałowe. Występują one w obrębie klifów zachodniego wybrzeża Zalewu Puckiego i mają swoją kontynuację pod dnem akwenu. Na powierzchni dna są przykryte osadami młodszymi. W pobliżu abradowanych klifów występują utwory o grubszej frakcji (żwiry i piaski gruboziarniste z otoczkami), które pochodzą z rozmycia utworów morenowych (Jankowska i Łęczyński, 1993). Strop osadów plejstoceny w obrębie Zalewu Puckiego położony jest od kilkudziesięciu centymetrów do około 30 m poniżej powierzchni dna (Witkowski i Witak, 1993).

Różnorodne osady późnoplejstoceny i holoceny środowisk lądowych są wykształcone w postaci piasków, torfów, gytii wapiennej i mułów organicznych. Miąższość tych osadów wynosi zazwyczaj od 2 do 5 m. W utworach piaszczystych dominuje frakcja drobnziarnista, która często jest przewarstwiona piaskami mulistymi, co umożliwia odróżnienie ich od niżej ległych piasków fluwioglacjalnych. W stropie osadów piaszczystych występują torfy, gytie wapienne i muły organiczne o miąższości zasadniczo nie przekraczającej 0,5 m. Występowanie tych utworów jest ograniczone do przybrzeżnych stref dna zatoki, stanowiąc przedłużenie pradolin Płutnicy i Redy (Jankowska i Łęczyński, 1993).

Powszechnie na powierzchni dna Zalewu Puckiego występują morskie osady holoceny. Osady te są głównie reprezentowane przez piaski drobnziarniste i serie muliste o zróżnicowanej miąższości. Na znacznych obszarach miąższość tych osadów nie przekracza 0,5 m, a największe wartości przyjmuje w rejonie Rewy Mew (12,5 m).

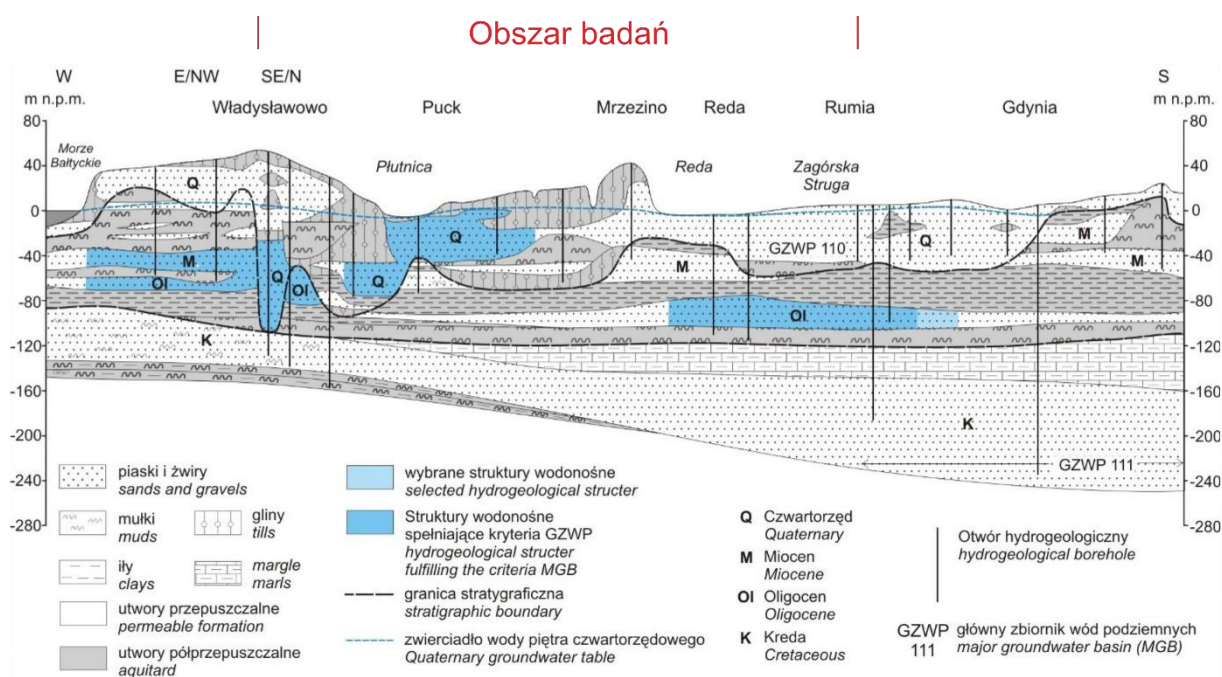
4.8. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Warunki hydrogeologiczne w obrębie analizowanego terenu nie są jednorodne. Wynika to z charakteru budowy geologicznej, morfologii oraz pozycji strefy nadmorskiej w regionalnym układzie krążenia wód podziemnych.

Biorąc pod uwagę ogólnie przyjętą regionalizację hydrogeologiczną obszaru Polski według Paczyńskiego (2007), teren objęty badaniami zaliczany jest do prowincji wybrzeża i pobrzeża Bałtyku, regionu wschodniopomorskiego. Natomiast, w odniesieniu do podziału Polski na Jednolite Części Wód Podziemnych (JCWPd) wynikającego z zapisów Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE), obszar ten położony jest w granicach JCWPd nr 13 (PLGW200013).

4.8.1. WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD PODZIEMNYCH

Specyficzną cechą nadmorskiego obszaru młodoglacjalnego jest występowanie wód podziemnych w wielopiętrowym systemie wodonośnym. Na podstawie dotychczas przeprowadzonych badań w regionie wschodniopomorskim stwierdzono, iż zwykle wody podziemne są związane z osadami czwartorzędu, neogenu, paleogenu i kredy (Pazdro, 1958; Piekarek–Jankowska, 1994; Kozerski, Pruszkowska, 2007; Lidzbarski i in., 2007) (Rys.4.13). W utworach starszych od kredy, w strukturach uniemożliwiających aktywną wymianę wód, zidentyfikowano silnie zmineralizowane wody głębinowe (Kozerski i Pruszkowska, 2007; Bojarski i in., 2011).



Rys.4.13. Struktura występowania poziomów wodonośnych w rejonie obszaru badań (Lidzbarski i Pasierowska, 2013).

Warunki występowania wód podziemnych zostały przedstawione graficznie za pomocą przekrojów hydrogeologicznych stanowiących załączniki do niniejszej pracy (Zał. nr 2.1–2.10), a linie przekrojów zaznaczono na mapie dokumentacyjnej (Zał. nr 1).

Występowanie wód podziemnych w utworach piętra kredowego zostało potwierdzone wierceniami wykonanymi między innymi w okolicy Władysławowa (Zał. nr 2.2 i 2.4). Jednakże, ze względu na małą ilość otworów hydrogeologicznych w obrębie opracowywanego obszaru, dokładne rozprzestrzenienie oraz parametry hydrogeologiczne kredowego piętra wodonośnego są słabo rozpoznane. Znacznie lepiej piętro to jest zbadane w okolicy Trójmiasta, gdzie na przestrzeni lat podlegało intensywnej eksploatacji. Wody podziemne piętra kredowego na badanym obszarze występują w utworach kredy górnej (santonu, koniaku i dolnego kampanu), które należą do północnego skrzydła gdańskiego basenu artezyjskiego (Sadurski, 1989; Kozerski i Pruszkowska, 2007). Ta rozległa struktura hydrogeologiczna rozciąga się od Pojezierza Kaszubskiego po Żuławy Wiślane i Pobrzeże Kaszubskie, kontynuując się także pod dnem Zatoki Puckiej po Półwysep Helski (Rys.4.13). W części północnej badanego terenu warstwa wodonośna wykształcona jest w postaci osadów piaszczysto–mułkowatych, które w kierunku południowym przechodzą w serie piaszczyste i węglanowe (Orłowski, 1998). Strop wodonośnego piętra kredowego w rejonie Zatoki Puckiej położony jest na rzędnych od -100 do -140 m n.p.m. i zapada w kierunku południowym (Sadurski, 1989; Piekarek-Jankowska, 1994). Miąższość piaszczystej serii wodonośnej na północy wynosi kilkanaście metrów i wzrasta ku południowi do kilkudziesięciu metrów, osiągając około 40 m w ujściowym odcinku rzeki Redy, a w rejonie Gdańska przekraczając nawet 100 m (Piekarek-Jankowska, 1994; Kozerski, Pruszkowska, 2007). Kredowe piętro wodonośne jest przykryte słabo przepuszczalnymi osadami górnego kampanu i dolnego paleogenu. Jedynie w okolicy Władysławowa i dalej na Półwyspie Helskim wody omawianego piętra znajdują się w bezpośrednim kontakcie z plejstocенską serią wodonośną, gdzie tworzą wspólny poziom wodonośny. Wartości współczynnika filtracji piaszczystej serii wodonośnej utworów kredowych mieszczą się w przedziale $1,6 \cdot 10^{-5}$ – $12,7 \cdot 10^{-5}$ m/s (Tab.4.1).

Wody podziemne występujące w strukturach paleogenu i neogenu zostały ujęte nielicznymi otworami studziennymi między innymi w Darżlubiu, Rekowiu Górnym i Redzie. Zidentyfikowane poziomy wodonośne wykształciły się w osadach oligocenu i miocenu (Piekarek-Jankowska, 1994; Lidzbarski, Kordalski, 2003; Pruszkowska, 2005). Na całym opracowywanym terenie, poziomy wodonośne wykształcone w strukturach geologicznych paleogenu bądź neogenu mają podrzędny charakter użytkowy. Jedynie lokalnie stanowią one



główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW), co stwierdzono w okolicach Władysławowa, Strzelna, Starzyna i Darżlubia (Frączek, 1998; Orłowski, 1998).

Poziom oligoceński występuje prawie na całym badanym obszarze, z wyjątkiem głębokich rynien erozyjnych zlokalizowanych w rejonie Władysławowa i Pradoliny Kaszubskiej (Zał. nr 2.1 i 2.2). Tworzy on głównie piaszczyste serie drobnoziarniste, niekiedy z wkładkami mułków i ilów bądź domieszką żwirów. Miąższość tego poziomu jest zróżnicowana – na obszarach wysoczyznowych wynosi około 15 m, a w Pradolinie Kaszubskiej od 15 do 40 m. Strop utworów wodonośnych oligocenu najczęściej zalega na rzędnej -80 m n.p.m., podnosząc się do około -60 m n.p.m. w północnej części Kępy Swarzewskiej. Współczynnik filtracji wodonośnych utworów oligocenu zawiera się w przedziale $2,3 \cdot 10^{-5}$ – $3,9 \cdot 10^{-4}$ m/s (Tab.4.1). Poziom oligoceński przykryty jest słabo przepuszczalnymi mułkami i ilami, które oddzielają go od poziomu miocenińskiego.

Poziom mioceniński tworzą drobnoziarniste utwory piaszczyste, niekiedy o charakterze pylastym. Lokalnie jest on rozdzielony słabo przepuszczalnymi wkładkami mułków, na dwie serie wodonośne (Piekarek-Jankowska, 1994, Pruszkowska, 2005). Warstwy wodonośne miocenu występują wyspowo, w formie wyodrębnionych soczew o miąższości od około 5 do 20 metrów. Ze względu na duże deniwelacje powierzchni neogenu, strop zawodnionych utworów miocenu położony jest na różnych głębokościach mieszczących się zazwyczaj od -50 m n.p.m. do 30 m n.p.m. Wody podziemne miocenu często znajdują się w kontakcie hydraulicznym z wodami podziemnymi plejstocenu, głównie na obszarze Kępy Swarzewskiej, tworząc wspólny mioceniśko-plejstoceniśki poziom wodonośny. W Pradolinie Płutnicy i na Kępie Puckiej mioceniśki poziom wodonośny jest niemal w pełni zredukowany i występuje jedynie w strefie przybrzeżnej (Rys.4.13; Zał. nr 2.2 i 2.6). Natomiast, na obszarze Pradoliny Kaszubskiej poziom ten występuje w formie nieciągłych soczewek. Współczynnik filtracji mieści się w granicach $4,1 \cdot 10^{-6}$ – $7,6 \cdot 10^{-4}$ m/s (Tab.4.1).

W granicach opracowywanego obszaru wody podziemne występują powszechnie w utworach czwartorzędowych (plejstocenu). Wykształcone w tych osadach warstwy wodonośne cechują się szerszym rozprzestrzenieniem oraz wykorzystaniem zasobów wodnych w porównaniu do przedstawionych wcześniej poziomów wodonośnych starszych jednostek stratygraficznych. Warunki występowania czwartorzędowych poziomów wodonośnych są zróżnicowane, w znacznym stopniu uzależnione od urozmaicenia powierzchni terenu i związane z dwoma charakterystycznymi formami geomorfologicznymi – wysoczyznami oraz pradolinami.



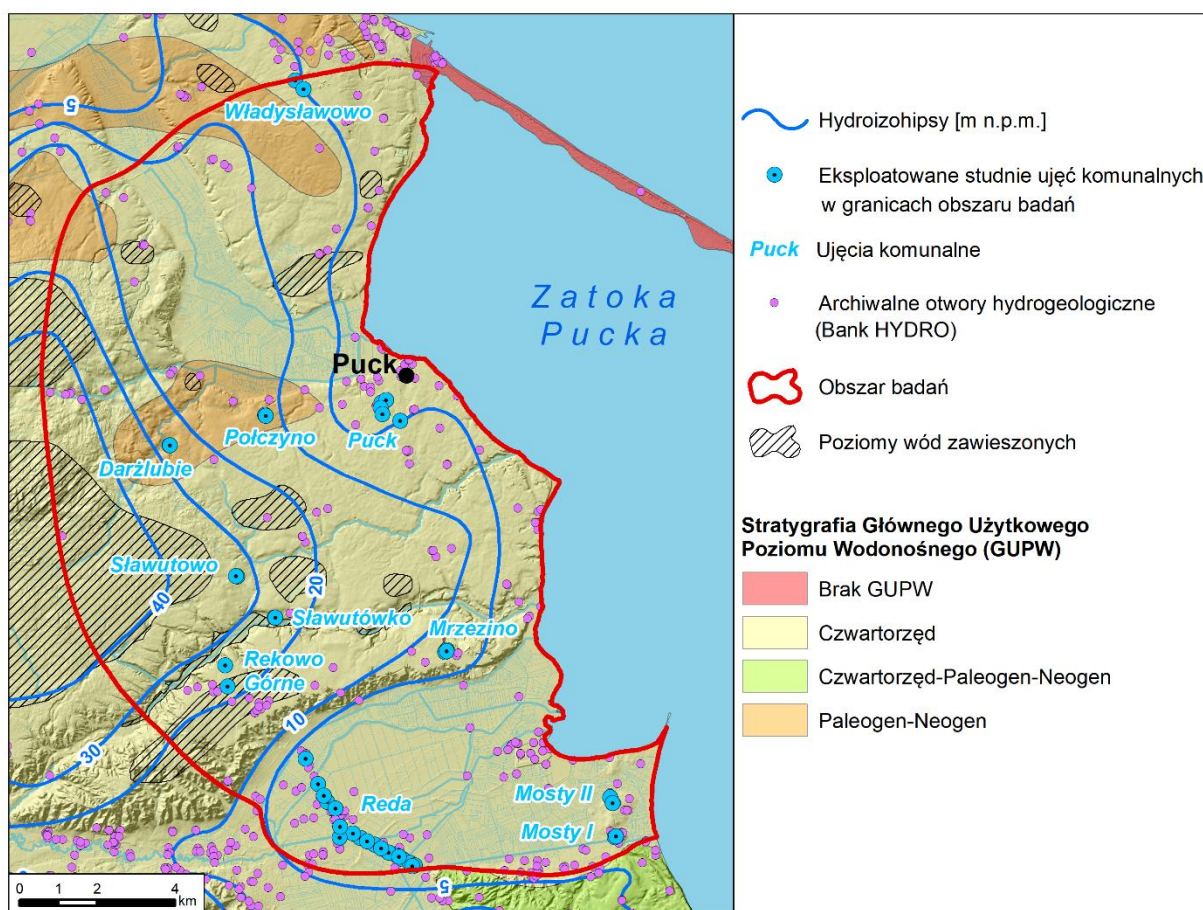
Na obszarze wysoczyznowym w rejonie Zatoki Puckiej (kępy Pucka i Swarzewska) zostały wyodrębnione dwa czwartorzędowe poziomy wodonośne o charakterze głównym użytkowym (GUPW) – podmorenowy (dolny) oznaczony w pracy symbolem Q2 i międzymorenowy (górny) oznaczony symbolem Q1 (Frączek, 1998; Orłowski, 1998). Oba poziomy na przeważającej części badanego obszaru są rozdzielone utworami słabo przepuszczalnymi, głównie glinami zwałowymi. Jednakże obecne lokalnie okna hydrogeologiczne oraz głęboko wcięte rynny erozyjne umożliwiają bezpośredni kontakt wód czwartorzędowych z wodami starszych poziomów. Strop dolnego poziomu wodonośnego występuje na wysokościach od -75 do -40 m n.p.m., a jego miąższość wynosi od 10 do 35 metrów (Zał. nr 2.6 i 2.8). Poziom ten tworzą piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia południowopolskiego, miejscami wspólnie z wodonośnymi utworami piaszczystymi miocenu. Poziom podmorenowy lokalnie stanowi pierwszy od powierzchni terenu poziom wodonośny, w którego nadkładzie występuje kilkudziesięciometrowy kompleks glin zwałowych (rejon Gnieźdzewa). Współczynnik filtracji wynosi od $1,0 \cdot 10^{-5}$ do $5,9 \cdot 10^{-4}$ m/s (Tab.4.1). Górny poziom wodonośny wykształcony jest w wodnolodowcowych utworach piaszczysto-żwirowych (miejscami z wkładkami gliniastymi) zlodowacenia północnopolskiego o współczynniku filtracji mieszczącym się w zakresie od $1,0 \cdot 10^{-6}$ do $4,5 \cdot 10^{-4}$ m/s (Tab.4.1). W jego nadkładzie występuje warstwa glin o zróżnicowanej miąższości, która miejscami stanowi dobrą izolację dla wód podziemnych od powierzchni terenu. Miąższość międzymorenowego poziomu wodonośnego wynosi około 20 m, lecz miejscami może osiągać nawet 50 m. Jego strop występuje na głębokościach od -10 do 20 m n.p.m. i zanika w rejonie południowej części Kępy Swarzewskiej, Żelistrzewa i Darżlubia (Zał. nr 2.1, 2.2, 2.8). Na większości obszaru wysoczyznowego, stanowi on pierwszy od powierzchni terenu poziom wodonośny (Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b).

Obydwa poziomy wodonośne na obszarze wysoczyzn są eksploatowane ujęciami komunalnymi we Władysławowie (Cetniewo), Pucku, Połczynie, Mierzynie, Sławutowie, Sławutówku i Rekowie Górnym, a także licznymi pojedynczymi prywatnymi studniami zlokalizowanymi poza istniejącą siecią wodociągową bądź studniami wybudowanymi na potrzeby prowadzonych działalności gospodarczych (Rys.4.14).

Miejscami w obrębie obszarów wysoczyznowych na głębokości do 5 m p.p.t. występują poziomy wód zawieszonych, które oznaczono symbolem Q0. Wykształciły się one w przewarstwieniach piaszczystych stropowych partii glin zwałowych i są zawieszone kilkadziesiąt metrów nad poziomem międzymorenowym. Poziomy wód zawieszonych zostały zidentyfikowane w okolicy Swarzewa, Gnieźdzewa, Werblini, Mechowa, Zdrady, Brudzewa,



Celbowa, Sławutówka, Smolna, Rekowa Górnego oraz Połchowa (Rys.4.14). Co więcej, na znacznej powierzchni obszaru leśnego w zachodniej części badanego terenu stwierdzono zróżnicowane warunki występowania wód (Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b). Występują tam podmokłości, które mają kontakt z płytkimi wodami podziemnymi, zgromadzonymi w warstwie piaszczystej o nieciągłym rozprzestrzenieniu. Interesującą strukturę hydrogeologiczną stanowi rynna subglacjalna w obrębie doliny Gizdepki. Wykształcony w niej poziom wodonośny, w części zachodniej jest zawieszony kilka metrów nad międzymorenowym poziomem wodonośnym i łączą się one jedynie we wschodnim fragmencie doliny. Lokalnie, wody zawieszane pozostają w kontakcie hydraulicznym z siecią hydrograficzną, a z płytszym poziomem wodonośnym łączą się w strefach krawędziowych wysoczyzn (Lidzbarski, 2005). Ze względu na marginalne znaczenie poziomów zawieszonych w eksploatacji wód podziemnych, ich parametry hydrogeologiczne i dokładne rozprzestrzenienie nie zostały zbadane. Poziom ten jest głównie ujmowany za pomocą płytkich studni kopanych.



Rys.4.14. Występowanie GUPW w obrębie badanego obszaru. Opracowano na podstawie mapy hydrogeologicznej Głównego Użytkowego Poziomu Wodonośnego oraz Pierwszego Poziomu Wodonośnego (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b).

W obrębie osadów czwartorzędowych pradolin Płutnicy i Kaszubskiej znajduje się zasadniczo jeden czwartorzędowy poziom wodonośny o znaczeniu użytkowym (poziom pradolinny), miejscami przewarstwiony utworami słabo przepuszczalnymi w postaci glin, mułków bądź ilów. Występuje on płytko, do kilku metrów pod powierzchnią terenu, powszechnie na całym obszarze obu pradolin. Warstwa wodonośna wykształcona jest w formie piasków i żwirów fluwioglacjalnych o miąższości mieszczącej się w przedziale 20–40 m. Osady te zalegają niezgodnie w odniesieniu do przylegających wysoczyzn morenowych, lecz często łączą się z poziomami wodonośnymi wykształconymi w obrębie kęp morenowych (poziom międzymorenowy). W związku z tym został on również scharakteryzowany jako poziom górny (Q1). Współczynniki filtracji osadów wodonośnych pradolin mieszczą się w przedziale od $1,0 \cdot 10^{-5}$ do $4,2 \cdot 10^{-3}$ m/s (Tab.4.1). Na obszarze Pradoliny Płutnicy nie jest prowadzona eksploatacja wód podziemnych, a jedyne nieliczne otwory studzienne są wykonane przy jej ujściu do zatoki. Sprawia to, iż brak jest szczegółowych informacji na temat rozprzestrzenienia poziomu wodonośnego i dokładnych wartości jego parametrów hydrogeologicznych w głębi pradoliny. Na głębokości około -50 m n.p.m. w obrębie Pradoliny Płutnicy został także stwierdzony podmorenowy poziom wodonośny, który stanowi przedłużenie poziomu wykształconego na Kępie Swarzewskiej (Zał. nr 2.2). Na obszarze północnego ramienia Pradoliny Kaszubskiej zostały wykonane liczne otwory hydrogeologiczne głównie na potrzeby eksploatacji wód podziemnych na ujęciach w Redzie, Mostach (ujęcie Mosty I i Mosty II, studnie prywatne), składowani popiołów z elektrociepłowni EC-II w Gdyni oraz bazy paliw PERN S.A. w Dębogórze.

W obrębie organicznych utworów holocenu – torfów i namulów, można wyodrębnić lokalny poziom wodonośny bez znaczenia użytkowego, który występuje w nadkładzie głównego użytkowego poziomu wodonośnego i jest ściśle związany z pracą gęstego systemu melioracyjnego w obu pradolinach.

W zasięgu plejstocénskich utworów fluwioglacjalnych Pradoliny Kaszubskiej został wyodrębniony Główny Zbiornik Wód Podziemnych (GZWP) nr 110 – Pradolina Kaszubska (Kleczkowski, 1990). Szacunkowe zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą $6000 \text{ m}^3/\text{h}$, co sprawia, iż posiada on istotne znaczenie w zaopatrzeniu w wodę pobliskich miast: Wejherowa, Redy, Rumi i Gdyni (Lidzbarski i in., 2007). Na południowych obrzeżach Pradoliny Kaszubskiej znajduje się północna granica struktury GZWP nr 111 – subniecka gdańska, wykształcona w utworach piaszczystych kredy górnej (Kleczkowski, 1990). Zbiornik ten, o szacunkowych zasobach dyspozycyjnych wynoszących $3700 \text{ m}^3/\text{h}$ stanowi ważne źródło wody dla Trójmiasta (Lidzbarski i in., 2007). W ostatnich latach pojawiła się propozycja



wydzielenia nowych zbiorników w strukturach wodonośnych plejstocenu i paleogenu-neogenu w obrębie Pobrzeża Kaszubskiego, które spełniają wytyczne GZWP (Lidzbarski i Pasierowska, 2013) (Rys.4.13). Ze względu na swoją zasobność i dostępność mogą one być brane pod uwagę dla perspektywicznego zaopatrzenia ludności w wodę w sytuacjach awaryjnych bądź rozwijającego się sektora turystyki.

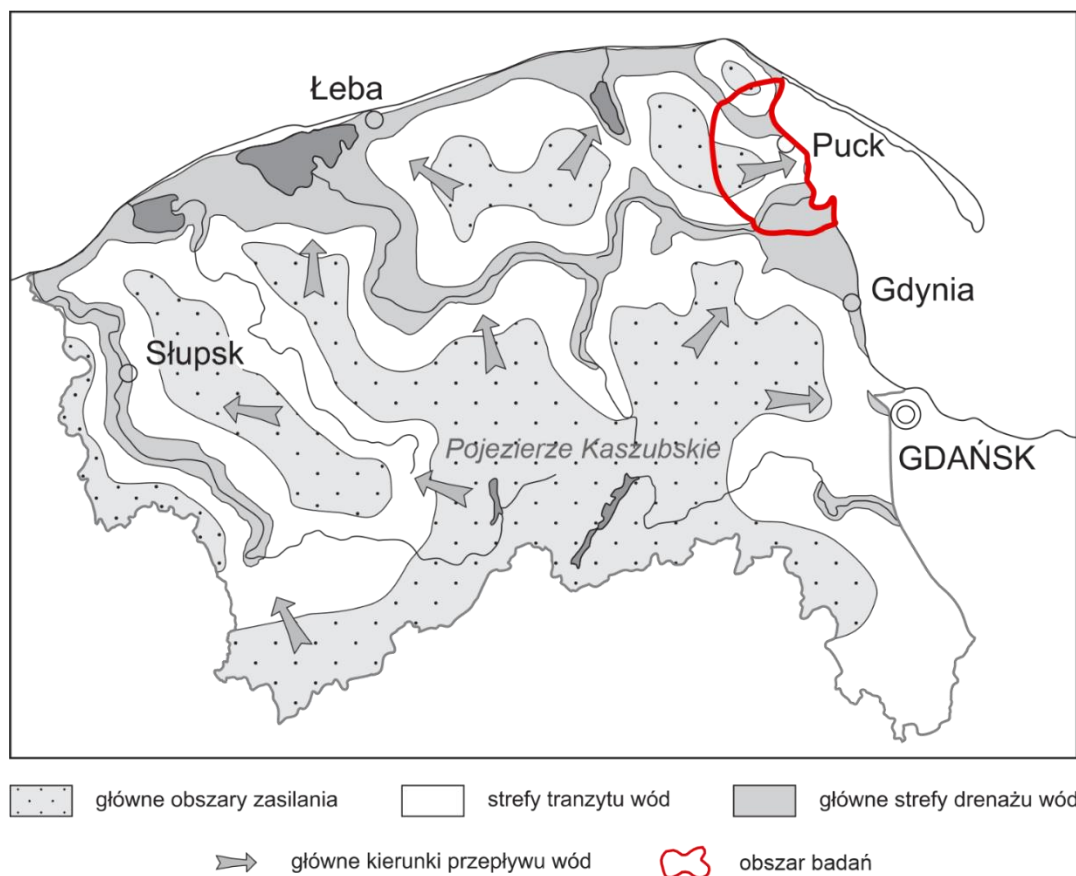
Tab.4.1. Wybrane parametry hydrologiczne pięter wodonośnych występujących w rejonie Zatoki Puckiej (Matciak i in. 2022, zmienione).

		Głębokość występowania stropu warstwy [m n.p.m.]	Miąszość [m]	Zwierciadło statyczne w strefie nadmorskiej [m n.p.m.]	Współczynnik filtracji [m/s]
piętro czwartorzędowe	poziom pradolinny	0,5–6,0	20–40	0,1–0,5	$1,0 \cdot 10^{-5}$ – $4,2 \cdot 10^{-3}$
	poziom międzymorenowy	-10–20	20–50	0,5–1,5	$1,0 \cdot 10^{-6}$ – $4,5 \cdot 10^{-4}$
	poziom podmorenowy	-75–40	10–35	0,5–2,0	$1,0 \cdot 10^{-5}$ – $5,9 \cdot 10^{-4}$
piętro neogeńskie (poziom miocenu)		-50–30	5–20	1,0–3,0	$4,1 \cdot 10^{-6}$ – $7,6 \cdot 10^{-4}$
piętro paleogeńskie (poziom oligocenu)		-60–80	15–40	1,0–3,0	$2,3 \cdot 10^{-5}$ – $3,9 \cdot 10^{-4}$
piętro kredowe		-100–140	39–46	8,0*	$1,6 \cdot 10^{-5}$ – $12,7 \cdot 10^{-5}$

*otwór w Łebcu nr 60125 położony około 1,0 km od linii brzegowej.

4.8.2. SYSTEM OBIEGU I DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

System obiegu wód podziemnych na badanym terenie tworzy trójstrefowy układ hydrodynamiczny, na który składają się obszary zasilania, przepływu (tranzytu) i drenażu, (Rys.4.15). Układ krążenia wód podziemnych pomiędzy tymi strefami jest złożony i cechuje się zróżnicowanym natężeniem przepływów pionowych i poziomych, co przekłada się na przestrzenne zróżnicowanie położenia zwierciadła wód podziemnych. Schemat przepływu wód podziemnych został rozpoznany przede wszystkim na podstawie sporządzonych przekrojów hydrogeologicznych (Zał. nr 2.1–2.10).



Rys.4.15. System krążenia wód w regionie wschodniopomorskim (Lidzbarski i in. 2007, zmienione).

Kredowe piętro wodonośne ma regionalne znaczenie w przepływie wód podziemnych, które zasilane jest na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego (Rys.4.15). Według Sadurskiego (1983) wielkość infiltracji wód opadowych w głąb systemu wodonośnego do kredowego piętra wodonośnego wynosi od 10 mm/rok w centrum do 25 mm/rok na północy i w partiach brzeżnych wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Drenaż wód z osadów kredowych zachodzi w Zatoce Gdańskiej w wyniku ascenzji, w rejonach dna morskiego zlokalizowanych na północny-wschód od cypla Półwyspu Helskiego oraz w Głębi Gdańskiej (Sadurski i in., 1987; Piekarek-Jankowska, 2007). Na obszarze Zatoki Puckiej nie stwierdzono przejawów drenażu wód piętra kredowego, w związku z czym należy uznać, iż mogą one mieć charakter stagnujący (Piekarek-Jankowska, 1994). Przepływ pionowy ograniczony jest występowaniem warstwy mułowcowo-ilastej kredy górnej, która w rejonie Pucka położona jest na głębokości około 150 m p.p.m. Warstwa ta stanowi naturalną dolną granicę regionalnego przepływu wód podziemnych, a zarazem wyznacza zasięg strefy aktywnej wymiany wód podziemnych (Sadurski, 1989). Wody piętra kredowego nie mają jednak większego znaczenia w bilansie przepływu wód podziemnych płytkiego krążenia (Lidzbarski, 2006).

W zachodniej części badanego terenu statyczne zwierciadło wód podziemnych piętra kredowego położone jest na rzędnej około 20 m n.p.m. i obniża się w kierunku strefy brzegowej, gdzie stabilizuje na wysokości około 8 m n.p.m., przy średnim spadku hydraulicznym pomiędzy obszarem wysoczyznowym Pobrzeża Kaszubskiego a brzegiem morza wynoszącym około 0,003 (Sadurski, 1989; Piekarek-Jankowska, 1994). W wyniku wzmożonej eksploatacji wód z osadów kredy, która była prowadzona w związku z intensywnym rozwojem regionu gdańskiego w drugiej połowie XX wieku, w bliskim sąsiedztwie opracowywanego obszaru powstał rozległy lej depresji obejmujący swym zasięgiem południowe ramię Pradoliny Kaszubskiej i Kępę Oksywską (Kozerski, 1988; Piekarek-Jankowska, 1994). Jednakże, od kilkudziesięciu lat eksploatacja wód podziemnych z kredy górnej drastycznie zmalała i został przywrócony naturalny układ ciśnień (Przewłocka i Jaworska-Szulc, 2007; Kordalski i Sadurski, 2018).

Wody podziemne piętra paleogeńsko-neogeńskiego stanowią istotny element w przejściowym oraz częściowo regionalnym przepływie wód podziemnych. Zasadnicze obszary alimentacji poziomów oligoceńskiego i mioceneńskiego znajdują się na obszarze Pojezierza Kaszubskiego oraz Wysoczyzny Żarnowieckiej (Lidzbarski i Kordalski, 2003). W obrębie badanego obszaru zasilanie obu poziomów zachodzi w wyniku przesączania wód z wyżej leżących czwartorzędowych poziomów wodonośnych oraz lateralnego dopływu wód spoza granic terenu badań. Na podstawie badań przeprowadzonych przez Lidzbarskiego i Kordalskiego (2001) na obszarze zlewni Redy i Zagórskiej Strugi stwierdzono, iż wody poziomu mioceneńskiego są zasilane z poziomów czwartorzędowych w wielkości osiągającej 150 mm/rok, jednak dalsza infiltracja do poziomu oligoceńskiego jest ograniczona i najczęściej nie przekracza 50 mm/rok.

Poziom oligoceński tworzy rozległą strukturę wodonośną, w której zwierciadło wód podziemnych ma charakter naporowy (Lidzbarski i Kordalski, 2003). W południowo-zachodniej części Kępy Swarzewskiej stabilizuje ono powyżej 10 m n.p.m. i obniża się w kierunku zatoki i otwartych wód Morza Bałtyckiego do 0,5–1,0 m n.p.m. W obrębie Kępy Puckiej zwierciadło wód podziemnych poziomu oligoceńskiego najwyżej jest położone w jej zachodniej części, na obszarze sandrowym (sandr piasnicky), gdzie stabilizuje na rzędnej około 40 m n.p.m. Poziom piezometryczny wód oligocenu obniża się w kierunku strefy brzegowej zatoki oraz pradolin Redy i Kaszubskiej, stabilizując na 25,5 m n.p.m. w Darzłubiu, a w pobliżu Zatoki Puckiej na około 1 m n.p.m. W zachodniej części Pradoliny Kaszubskiej statyczne zwierciadło wód podziemnych poziomu oligoceńskiego położone jest poniżej 10 m n.p.m. i obniża się łagodnie w kierunku ujścia pradoliny do akwenu, osiągając wartość



7,5 m n.p.m. w rejonie ujęcia Reda i do kilku metrów powyżej poziomu morza w strefie przybrzeżnej. Na obszarze pradoliny, zwierciadło statyczne poziomu oligoceńskiego może przyjmować charakter artezyjski. Naturalny układ powierzchni piezometrycznej poziomu oligoceńskiego jest zaburzony w rejonie poboru wód z tego poziomu. Przeprowadzone przez Kordalskiego i Lidzbarskiego (2003) symulacje numeryczne dotyczące prognozy zmian warunków eksploatacji wód podziemnych z utworów oligocenu na obszarze Pradoliny Kaszubskiej, Pradoliny Redy oraz Kępy Oksywskiej wskazują, iż przy zwiększonym o 150% poborze, maksymalne zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w poziomie oligoceńskim będą wynosiły 5–7 m. Pobór ten jednak nie będzie wywoływał znaczących obniżen zwierciadła wód podziemnych w kredowym i czwartorzędowym piętrze wodonośnym.

Warstwy wodonośne miocenu charakteryzują się występowaniem wód podziemnych o zwierciadle naporowym (subartezyjskim). W rejonie Werblini zwierciadło wody stabilizuje na około 10 m n.p.m. i obniża się w kierunku brzegu morskiego oraz pradolin. Nieregularne występowanie poziomu mioceńskiego sprawia, iż obieg wód jest bardziej złożony, często zależny od warunków występowania dolnego czwartorzędowego poziomu wodonośnego, z którym się łączy lokalnie.

Znaczącą rolę w przepływie pośrednim odgrywają również główne czwartorzędowe poziomy wodonośne, które występują na znacznych głębokościach. Podmorenowy poziom wodonośny zasilany jest na obszarach wzniesień morenowych w wyniku przesiąkania descenzyjnego z wyżej leżącego poziomu wodonośnego oraz bocznego dopływu wód z wyższych partii Wysoczyzny Żarnowieckiej. Natomiast, główne obszary zasilania międzymorenowego poziomu wodonośnego znajdują się w centralnej części Kępy Swarzewskiej oraz zachodniej części Kępy Puckiej. Poziom ten zasilany jest poprzez infiltrację wód opadowych, lokalnie w wyniku przesiąkania wód z poziomów zawieszonych, a także dopływu bocznego spoza obszaru badań. Na przeważającej części obszaru osady powierzchniowe są wykształcone w postaci słabo przepuszczalnych glin zwałowych, które utrudniają zasilanie z powierzchni terenu. Dogodne warunki infiltracji występują jedynie w obrębie licznych przewarstwień piaszczystych. Zasilanie poziomu pradolinowego odbywa się wskutek dopływu lateralnego wód z poziomów wodonośnych wykształconych w obrębie obszaru wysoczyznowego, ascenzji wód ze starszych poziomów, a także poprzez bezpośrednią lub pośrednią infiltrację wód opadowych. Zasadniczą bazą drenażu dla wód z utworów paleogeńsko-neogeńskich oraz czwartorzędowych jest Zatoka Pucka, co bardziej szczegółowo zostało opisane w rozdziale 4.8.3. Poziomy wodonośne wykształcone w obrębie tych utworów na lądzie kontynuują się pod dnem zatoki nawet na odległość kilku kilometrów (Piekarek-



Jankowska, 1994; Matciak i in., 2022). Intensywny drenaż wód w przepływie pośrednim ma także miejsce w strefach występowania dolin kopalnych, które wypełnione są utworami o dużej przepuszczalności (Kozerski, 1988). W obrębie terenu objętego analizą będą to pradoliny Płutnicy i Kaszubska, w których dominującą rolę drenującą przypisuje się ich największym ciekom – Płutnicy i Redzie (Matciak i in., 2022). Natomiast, mniejsze cieki rozcinające obszary wysoczyznowe (Gizdepka, Bładzikowski Potok oraz dopływy Płutnicy) swoje koryta wykształciły głównie w utworach gliniastych, zazwyczaj 20–30 m powyżej pierwszego poziomu wodonośnego. Z międzymorenowym poziomem wodonośnym cieki te mogą być powiązane jedynie w miejscach głęboko wciętych dolin rzecznych, w strefach przybrzeżnych Kępy Puckiej.

Podmorenowy czwartorzędowy poziom wodonośny charakteryzuje się występowaniem wód o zwierciadle naporowym. Najwyżej stabilizuje ono w zachodniej części terenu badań, powyżej 44,0 m n.p.m. w okolicy Sikorzyny i obniża się w kierunku strefy brzegowej zatoki oraz wód otwartego morza, gdzie osiąga najniższe wartości. Wzdłuż strefy przybrzeżnej Zatoki Puckiej zwierciadło wód podziemnych poziomu podmorenowego położone jest na różnych wysokościach. W rejonie strefy brzegowej Kępy Swarzewskiej znajduje się na rzędnej 1,3 m n.p.m., w Pradolinie Płutnicy na 0,5 m n.p.m., a na Kępie Puckiej na 1,5–2,0 m n.p.m. (w odległości około 1,0 km od linii brzegowej). Średni spadek hydrauliczny na drodze przepływu w kierunku zatoki mieści się w przedziale 0,002–0,004. Najwyższe wartości tego parametru występują na południowo-wschodnim fragmencie Kępy Puckiej, gdzie oscylują wokół 0,01 (Piekarek-Jankowska, 1994). W Swarzewie, w odległości około 180 m od linii brzegowej Zatoki Puckiej znajduje się otwór hydrogeologiczny ujmujący podmorenowy poziom wodonośny, który stanowi stację hydrogeologiczną II-go rzędu o nr II/224/1. Od 1976 roku prowadzone są w nim pomiary położenia zwierciadła wody oraz cykliczne badania jakości wód podziemnych przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną (PSH). W okresie prowadzonych badań terenowych (2017–2019) średnie położenie zwierciadła wód podziemnych na stacji hydrogeologicznej w Swarzewie wynosiło 12,49 m p.p.t., maksymalne 12,16 m p.p.t., a minimalne 12,82 m p.p.t. (Rys.4.16).



Rys.4.16. Wykres zmian położenia zwierciadła wód podziemnych na stacji hydrogeologicznej w Swarzewie (baza danych monitoringu wód podziemnych PIG-PIB).

Międzymorenowy poziom wodonośny prowadzi wody o zwierciadle napiętym. Jednakże, w zależności od morfologii obszarów wysoczyznowych oraz braku obecności utworów słabo przepuszczalnych w nadkładzie warstwy wodonośnej może przyjmować także charakter swobodny, co zostało stwierdzone w centralnej części Kępy Swarzewskiej oraz w strefie przybrzeżnej Kępy Puckiej. Zwierciadło wód podziemnych tego poziomu najwyżej położone jest na wyniesionych partiach obszarów wysoczyznowych – na około 47 m n.p.m. w zachodniej części Kępy Puckiej oraz na około 10 m n.p.m. w centralnej części Kępy Swarzewskiej. Obniża się ono w kierunku pradolin oraz zatoki, a częściowo także w stronę otwartego morza (północny fragment Kępy Swarzewskiej). W strefie brzegowej Zatoki Puckiej zwierciadło wód podziemnych poziomu międzymorenowego położone jest na 0,5–1,5 m n.p.m. Odpływ wód podziemnych z obszarów wysoczyznowych w kierunku zatoki odbywa się przy średnim spadku hydraulicznym wynoszącym 0,003, którego wartość wzrasta w strefie brzegowej. W strefie krawędziowej Kępy Puckiej, która przylega do Pradoliny Kaszubskiej, spadki hydrauliczne znacznie wzrastają i mieszczą się w przedziale 0,009–0,015 (Piekarek-Jankowska, 1994). W otworach hydrogeologicznych na obszarze wysoczyznowym usytuowanych najbliżej zatoki, zwierciadło wody położone jest na rzędnych 0,60 m n.p.m. w Pucku i 1,50 m n.p.m. w Rzucewie.

W pradolinach Płutnicy i Kaszubskiej zwierciadło wody podziemnej pradolinowego poziomu wodonośnego najwyżej położone jest na zachodzie, gdzie wynosi około 6,0 m n.p.m. Obniża się ono w kierunku Zatoki Puckiej, gdzie w strefie przybrzeżnej występuje do 0,5 m n.p.m., w zależności od budowy geologicznej i charakteru wybrzeża. Pradoliny poziomu wodonośny na przeważającej powierzchni przykryty jest warstwą torfów i namulów, która nadaje zwierciadłu charakter lekko napięty. Jedynie w miejscach redukcji pokrywy torfów bądź ich wyniesienia, zwierciadło przybiera swobodny charakter. Średni spadek hydrauliczny w obrębie obu pradolin na drodze przepływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej wynosi 0,001 (Piekarek-Jankowska, 1994). Zbiornik wód podziemnych wykształcony w obrębie Pradoliny Kaszubskiej, ze względu na swoją zasobność oraz ważne znaczenie w zaopatrzeniu w wodę aglomeracji trójmiejskiej od Redy do Gdyni oraz innych, mniejszych miejscowości stanowi istotny obiekt badań hydrodynamicznych (Kordalski, Lidzbarski, 2001; Lidzbarski, 2002, 2015). Naturalny układ powierzchni piezometrycznej poziomu czwartorzędowego w obrębie Pradoliny Kaszubskiej został zaburzony na skutek wzmożonej eksploatacji, która miała miejsce w drugiej połowie lat 80-tych. Na podstawie analizy tendencji wieloletnich wahań zwierciadła wód podziemnych opracowanej przez Lidzbarskiego (2002) stwierdzono, że najniższe stany miały miejsce w latach 1980–1990. Stan ten wynikał z intensyfikowanego



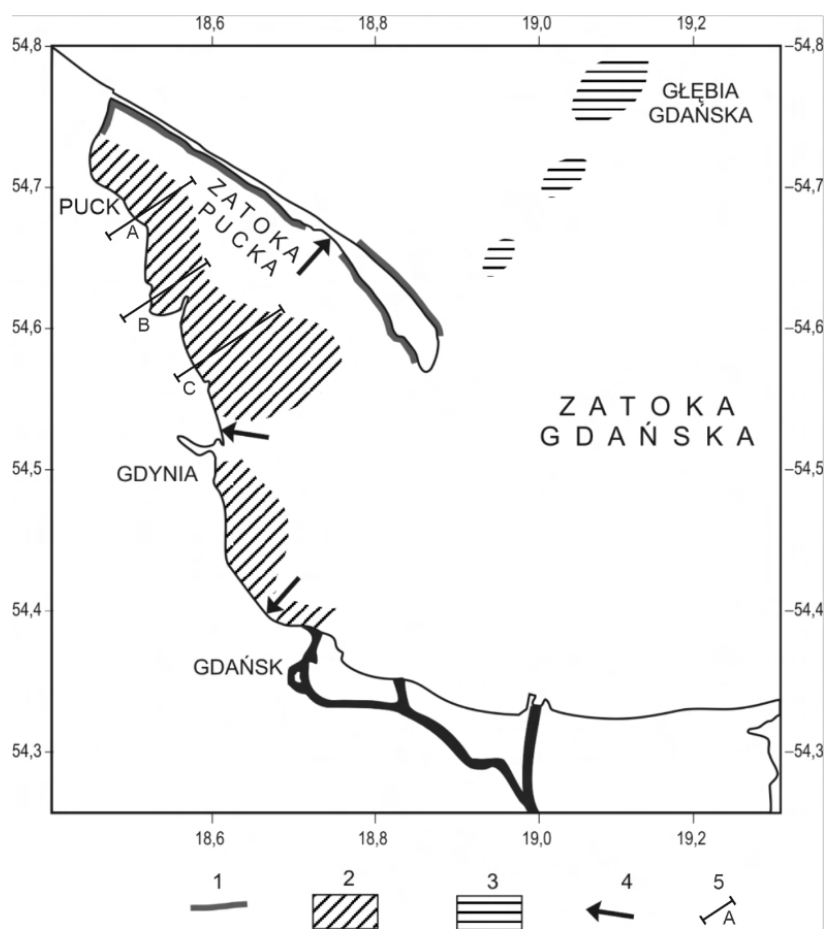
poboru wód podziemnych oraz niskich opadów atmosferycznych. Jednakże systematycznie malejąca od 1993 roku eksploatacja wód podziemnych oraz wzrost opadów spowodowały stopniowe podnoszenie się zwierciadła od 0,2 do 0,6 m w ciągu roku. Na obszarze prowadzonych badań, w północnej części Pradoliny Kaszubskiej, występuje naturalny reżim wahań zwierciadła wód, z wyjątkiem obszaru oddziaływania ujęcia Reda, gdzie średnia roczna amplituda mieści się w przedziale od 0,2 do 0,8 m.

Poziomy wód zawieszonych oraz miejscami przypowierzchniowa część międzymorenowego i pradolinowego poziomego wodonośnego odznacza się przepływem wód o charakterze lokalnym. Wody podziemne przepływu lokalnego zasilane są wskutek infiltracji opadów atmosferycznych z powierzchni terenu, a drenowane lokalnie przez cieki powierzchniowe na obszarze wysoczyznowym oraz gęstą sieć rowów melioracyjnych i kanałów w obrębie pradolin. Zachodzący przepływ pionowy pomiędzy wydzielonymi poziomami wodonośnymi sprawia, iż część wód przepływu lokalnego powolnie przesiąka się descenzyjnie do strefy przepływu przejściowego. Jak wskazuje Kozerski i in. (1988) system lokalny może się przejawiać występowaniem źródeł zlokalizowanych powyżej lokalnych baz drenażu. Przejawy wypływów wód podziemnych są powszechnie obserwowane na wybrzeżach klifowych, gdzie mogą one przyjmować stały lub okresowy charakter występowania oraz odznaczać się wyraźną zmiennością składu chemicznego na stosunkowo małych odległościach (Potrykus, 2015a; 2015b). W obrębie badanego terenu zjawisko to nie występuje często i zostało potwierdzone jedynie w zboczach doliny Gizdepki oraz w strefie klifowej okolic Pucka (Rozgard) i Gnieźdżewa (Rys.4.1).

Zwierciadło wód podziemnych zidentyfikowanych poziomów zawieszonych ma charakter swobodny i występuje na różnych wysokościach, w zależności od położenia omawianych poziomów (przeważnie do 5 m p.p.t.). Ze względu na brak warstw ekranujących poziomy zawieszony oraz ich zasilanie opadami atmosferycznymi, są one wrażliwe na wahania zwierciadła wód podziemnych w ciągu roku. W okresie prowadzonych badań, w studniach kopanych ujmujących omawiane poziomy (Zał. nr 1), największą amplitudę stanu zwierciadła wód podziemnych zaobserwowano w Sławutowie i Swarzewie, która wynosiła ponad 1,5 m, a najniższą w Gnieźdżewie – 0,5 m. Poziom wód zawieszonych wykształcony w dolinie Gizdepki charakteryzuje się występowaniem wód o zwierciadle swobodnym, które stabilizuje na rzędnych od 35 m n.p.m. do około 12 m n.p.m. Poniżej, zwierciadło wody stabilizuje na tych samych wysokościach, co zalegający niżej międzymorenowy poziom wodonośny.

4.8.3. PODMORSKI DRENAŻ WÓD PODZIEMNYCH W ZATOCE PUCKIEJ

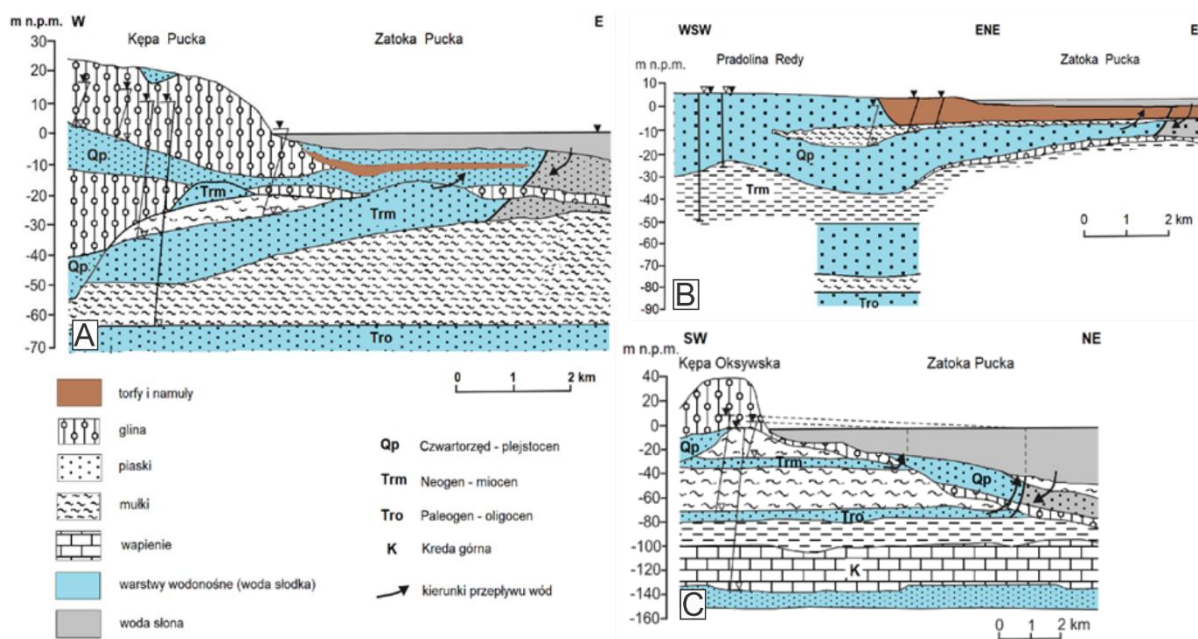
Główną bazą drenażu pięter wodonośnych opracowywanego obszaru jest Zatoka Pucka (Rys.4.17). Warunki drenażu w obrębie zatoki są zróżnicowane, zależne od warunków występowania poziomów wodonośnych, geomorfologii i budowy geologicznej wybrzeża, jak i charakteru występowania osadów dennych akwenu. Poziomy wodonośne wykształcone w utworach paleogenu, neogenu i czwartorzędu kontynuują się pod dnem Zatoki Puckiej, gdzie podlegają drenażowi podmorskiemu zachodzącemu przede wszystkim na drodze przesiąkania ascenzyjnego przez utwory słabo przepuszczalne (Piekarek-Jankowska, 1994; Matciak i in., 2022). Wyjątek stanowi piętro kredowe, którego przejawy drenażu zaobserwowano w rejonie Głębi Gdańskiej oraz na północny-wschód od cypla Półwyspu Helskiego (Piekarek-Jankowska, 2007). Jednakże nie można również wykluczyć drenażu wód piętra kredowego na obszarze Zatoki Gdańskiej, kilka kilometrów od brzegu (Sadurski, 1989).



Rys.4.17. Obszary drenażu wód podziemnych w dnie Zatoki Gdańskiej (Piekarek-Jankowska, 2007; zmienione).
Objaśnienia: 1 – drenaż podmorski wód poziomu holocenijskiego; 2 – drenaż podmorski wód piętra paleogeńskiego, neogeńskiego i czwartorzędowego; 3 – drenaż podmorski wód piętra górnokredowego; 4 – strefy drenażu nadbrzeżnego; 5 – linia przekroju.

Wody poziomu oligoceńskiego (paleogen) są drenowane głównie w dnie zewnętrznej części Zatoki Puckiej, w odległości około 10–12 km od brzegu Kępy Oksywskiej i strefie głębokości 30–40 m p.p.m. Intensywność drenażu poziomu oligoceńskiego wzrasta wraz z oddalaniem się od brzegu oraz redukcją miąższości wyżej położonych utworów słabo przepuszczalnych. Specyficzne warunki występowania miocenijskiego poziomu wodonośnego (neogen) sprawiają, iż jego wody drenowane są wspólnie z wodami piętra czwartorzędowego, w tych samych strefach dna zatoki. Warunki takie są obserwowane w rejonie Kępy Puckiej, gdzie strefa drenażu sięga około 2,5 km od linii brzegowej i rozciąga się w kierunku południowym, osiągając około 6 km na wysokości Kępy Oksywskiej (Rys.4.18).

Czwartorzędowe poziomy wodonośne wykształcone w obrębie kęp morenowych (podmorenowy i międzymorenowy) kontynuują się pod dnem zatoki, gdzie wyżej położone pokłady glin zwałowych przechodzą w osady bagienne. Nadkład utworów słabo przepuszczalnych utrzymuje warunki naporowe w warstwie wodonośnej, przesuwając strefę rozdziału wód słodkich i słonych w głąb zatoki. Zasięg strefy drenażu w rejonie Kępy Swarzewskiej wynosi do 1 km od brzegu oraz do 4 km od linii brzegowej Kępy Puckiej. Granica rozdziału wód słodkich i słonych w rejonie pradolin jest również przesunięta w kierunku zatoki. Odpowiada za to występujący w strefie przyujściowej pokład torfów i namulów o miąższości powyżej 5 m, który rozciąga się na odległość kilku kilometrów od brzegu. Zasięg strefy drenażu w rejonie Pradoliny Kaszubskiej wynosi 5–6 km od brzegu oraz do 2,5 km od linii brzegowej Pradoliny Płutnicy (Rys.4.18).



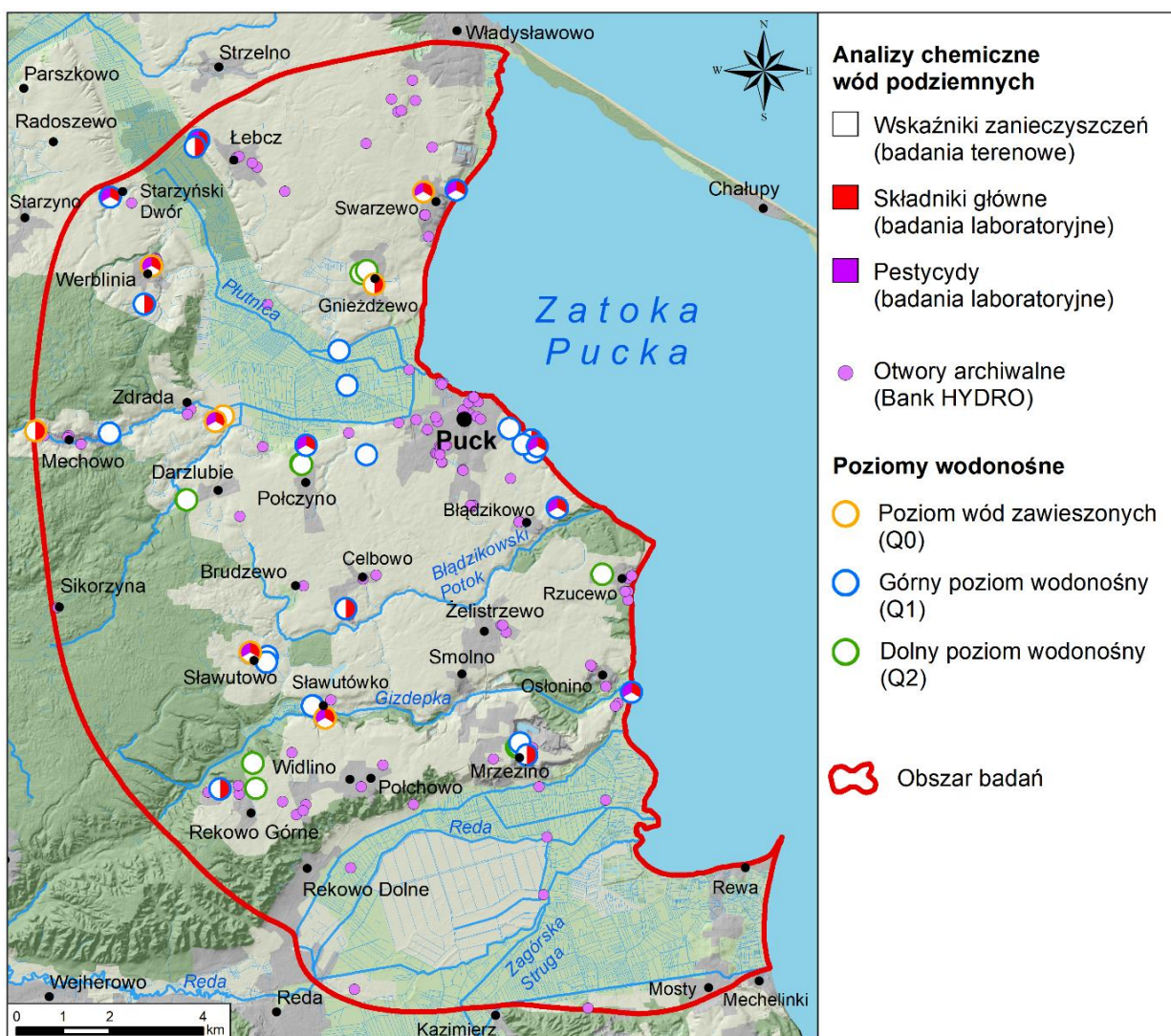
Rys.4.18. Przekroje hydrogeologiczne przez strefę brzegową Zatoki Puckiej (Kozerski i in., 2007, zmienione).

5. BADANIA HYDROGEOCHEMICZNE

Aktualny stan hydrogeochemiczny badanego terenu został rozpoznany przede wszystkim na podstawie wykonanych w terenie analiz wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych. Pomiarów prowadzono w latach 2017–2019 w 51 punktach wód podziemnych (studnie kopane, ujęcia indywidualne i komunalne, wypływy, sondy badawcze), gdzie: 8 punktów obejmowało poziom wód zawieszonych (Q0), 32 – górny poziom wodonośny (Q1) i 11 – dolny poziom wodonośny (Q2) (Rys.5.1). Rozmieszczenie punktów badawczych w granicach badanego obszaru nie jest równomierne. Ich lokalizacja nawiązuje do granic gminy Puck, co było podyktowane założeniami realizowanego projektu WaterPUCK. Różna liczba przeprowadzonych pomiarów w odniesieniu do analizowanych poziomów wodonośnych oraz badanych wskaźników była uzależniona od zagospodarowania terenu, położenia punktów badawczych względem linii brzegowej oraz ich dostępności podczas kampanii terenowych. Uzyskane wyniki zostały odniesione do klasyfikacji jakości wód podziemnych, zgodnie z wytycznymi zawartymi w Rozporządzeniu Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu jednolitych części wód podziemnych (Dz.U. 2019 poz. 2148). Zebrane dane z pomiarów terenowych zostały rozszerzone o wyniki szczegółowych badań laboratoryjnych. Ich celem było określenie zawartości głównych składników wód podziemnych (20 punktów: 7 w Q0 i 13 w Q1) oraz pestycydów w wodach podziemnych (12 punktów: 5 w Q0 i 7 w Q1).

Wyniki wykonanych badań zostały uzupełnione o informacje uzyskane z wcześniejszych prac przeprowadzonych na tym obszarze od lat 60 XX wieku, w dodatkowych 127 punktach badawczych. Przeanalizowano wyniki analiz fizycznych i chemicznych wód, które zawarte zostały w objaśnieniach do map hydrogeologicznych (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Pasierowska, 2007a, 2007b; Sierzęga i Nerkowski, 2010), w kartach otworów dostępnych w Banku Hydro oraz w udostępnionych przez Urząd Gminy Puck opracowaniach odnoszących się do eksploatowanych ujęć komunalnych. Cennym źródłem informacji były również wyniki prac innych badaczy prowadzone w rejonie opracowywanego obszaru (Pruszkowska, 2005; Lidzbarski, 1999, Pruszkowska i Przewłocka, 2007). Informacje te umożliwiły prześledzenie zmian zawartości badanych parametrów w czasie oraz określenie współczesnego i naturalnego tła hydrogeochemicznego.

Zagadnienie stanu hydrogeochemicznego wód podziemnych dopływających z Pobrzeża Kaszubskiego do Zatoki Puckiej zostało poruszone w opracowanych przez autora artykułach (Potrykus i in., 2020; Dzierzbicka-Głowacka i in., 2022).



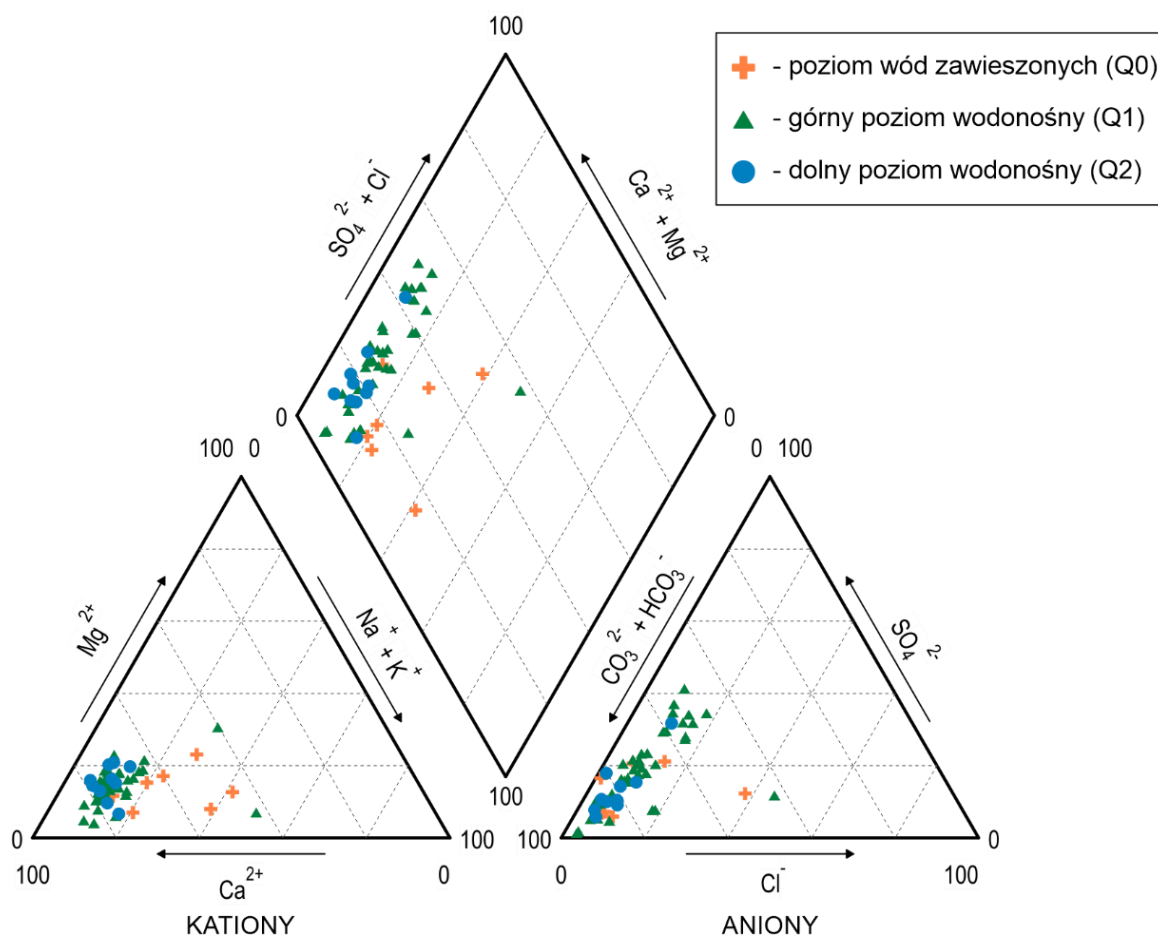
Rys.5.1. Lokalizacja punktów badań hydrogeochemicznych.

5.1. SKŁAD CHEMICZNY I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Skład chemiczny wód podziemnych znajduje się pod wpływem wielu czynników i procesów, do których można zaliczyć między innymi warunki zasilania poziomów wodonośnych, skład mineralny ośrodka skalnego, czas przebywania wody w systemie, odległość od morza, a także oddziaływanie antropopresji (Pazdro i Kozerski 1990; Domenico i Schwartz, 1998; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007).

Na przedstawionym diagramie Piper'a można zauważyć, że punkty obrazujące skład chemiczny wód poszczególnych poziomów wodonośnych na ogół tworzą zwarte populacje (Rys.5.2). Płytko występujące wody podziemne charakteryzują się mniej stabilnym składem chemicznym. Dominującym typem wód podziemnych według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego są wody dwujonowe, typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Naturalne wody podziemne występujące w badanych poziomach, pozbawione wyraźnego wpływu antropopresji, charakteryzują się

stężeniami anionów w zakresie: wodorowęglany 61,0–397,5 mgHCO₃/l, siarczany <5–156 mgSO₄/l i chlorki <2,0–39,7 mgCl/l. Kationy kształtują się w następujących ilościach: wapń 20,4–137,1 mgCa/l, magnez 2,7–21,5 mgMg/l, potas <5,0–14,9 mgK/l i sód 8,4–17,3 mgNa/l. Na znacznym obszarze badanego terenu strefę aeracji tworzą słabo przepuszczalne osady gliniaste co sprawia, że istnieją większe możliwości wzbogacania wód infiltracyjnych w składniki ługowania glin morenowych, przede wszystkim w wapń i wodorowęglany. Zależności tej nie można zauważyć w przypadku wód krążących w mało zasobnych w związki rozpuszczalne piaskach i żwirach wodnolodowcowych (Mazurek, 2007). Lokalnie, w płytko występujących wodach podziemnych zawieszono i górnego poziomu wodonośnego obserwuje się anomalne stężenia głównych anionów i kationów wskutek oddziaływania czynników antropogenicznych bądź ingresji wód morskich do warstw wodonośnych, co zostało stwierdzone między innymi w okolicy Sławutówka, Werblini, Łebcza oraz wzdłuż linii brzegowej zatoki, głównie w obrębie pradolin (Rys.5.1).



Rys.5.2. Trójkąt klasyfikacyjny Pieper'a dla wód badanych poziomów wodonośnych.

Wody podziemne poziomów zawieszonych (Q0) charakteryzują się pH w zakresie 6,80–8,10, potencjałem redox w granicach 194–538 mV oraz temperaturą w przedziale 5,3–16,9°C. Szeroki zakres pomierzonych wartości PEW wynoszący od 124 do 1346 $\mu\text{S}/\text{cm}$ może wskazywać na lokalną obecność substancji zanieczyszczających. W miejscach tych PEW przybiera wartości wyższe niż 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, czyli powyżej I klasy jakości wód podziemnych. Związki azotu charakteryzują się szerokim zakresem mierzonych wartości. Stężenia jonu amonowego mieszczą się w przedziale $<0,03\text{--}3,56$ mgNH_4/l (I–V klasa jakości wód), azotynów $<0,03\text{--}0,67$ mgNO_2/l (I–IV klasa jakości wód), a azotanów $2,0\text{--}92,0$ mgNO_3/l (I–IV klasa jakości wód). Stężenia fosforanów także wykazują dużą zmienność, która mieści się w zakresie $0,16\text{--}6,38$ mgPO_4/l , a wody podziemne występują w I klasie jakości i tylko lokalnie są przypisane do klas III–V. Jony potasu nie przekraczają $5,0$ mgK/l , co kwalifikuje je jako wody I klasy. Jednakże miejscami stężenie potasu jest wysokie (do $96,5$ mgK/l), co wiąże się z wpływem czynników antropogenicznych i odnosi się do III, IV oraz V klasy jakości wód. Stężenia siarczanów mieszczą się w przedziale $5\text{--}89$ mgSO_4/l (I–II klasa jakości wód), a chlorków w zakresie $<2,5\text{--}158,0$ mgCl/l (I–III klasa jakości wód) (Tab.5.1 i 5.2).

Wody podziemne górnego poziomu wodonośnego (Q1) odznaczają się pH w zakresie $7,00\text{--}8,40$, potencjałem redox w granicach $48\text{--}482$ mV, temperaturą w przedziale $6,4\text{--}19,0$ °C oraz wartościami PEW wynoszącymi od 165 do 923 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Wysokie wartości PEW (powyżej 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mogą wskazywać na lokalny wpływ antropopresji, a tym samym degradację jakości wód podziemnych – powyżej I klasy. Zakres zmienności związków azotu jest bardzo duży. Stężenia jonu amonowego wahają się w granicach $<0,03\text{--}2,60$ mgNH_4/l (I–IV klasa jakości wód), azotynów $<0,03\text{--}0,42$ mgNO_2/l (I–III klasa jakości wód), a azotanów $<1,0\text{--}60,0$ mgNO_3/l (I–IV klasa jakości wód). Pomierzony zakres wartości fosforanów wynosi $0,10\text{--}3,06$ mgPO_4/l . Względem tego wskaźnika większość wód należy do I klasy jakości, jednakże ze względu na wysokie stężenia fosforanów są one lokalnie przypisane do klas III–IV. Stężenia jonów potasu zazwyczaj wynoszą do $5,0$ mgK/l (I klasa jakości wód), a lokalnie wzrastają do $29,1$ mgK/l (III–V klasa jakości wód). Stężenia siarczanów wynoszą od <5 do 156 mgSO_4/l , a chlorków od $<2,5$ do $100,0$ mgCl/l , co w obu przypadkach odpowiada I–II klasie jakości wód podziemnych. W wodach pobranych za pomocą sond badawczych wykonanych w niewielkiej odległości od linii brzegowej Zatoki Puckiej stwierdzono bardzo wysokie wartości PEW (do 6560 $\mu\text{S}/\text{cm}$), chlorków (do 1685 mgCl/l) oraz potasu (do $37,6$ mgK/l), które odpowiadają V klasie jakości wód podziemnych. Zaobserwowane wartości mogą wynikać z okresowego zalewania tych obszarów wodami morskimi, na przykład w trakcie silnych sztormów (Tab.5.1 i 5.2).



Wody podziemne dolnego poziomu wodonośnego (Q2) cechują się pH w zakresie 7,55–8,10, potencjałem redox w granicach 87–245 mV, temperaturą w przedziale 9,1–12,8 °C oraz wartościami PEW wynoszącymi od 324 do 680 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Wartości PEW nie przekraczające 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wskazują na dobrą jakość wód podziemnych, które można zaliczyć do I klasy. Zawartość związków azotu jest niska i najczęściej nie przekracza granicy oznaczalności, a podwyższone wartości można zaobserwować jedynie lokalnie. Stężenie jonu amonowego nie przekracza 0,28 mgNH_4/l , azotynów dochodzi do 0,09 mgNO_2/l , a azotanów do 1,0 mgNO_3/l , co głównie odpowiada I klasie jakości. W jednym przypadku badane wody zaliczono do II klasy jakości ze względu na wyższe stężenie jonów azotynowych. Stężenia fosforanów w badanych wodach są niewielkie i mieszczą się w zakresie 0,10–0,49 mgPO_4/l , co odpowiada I klasie jakości wód. Stężenie potasu nie przekracza 5,0 mgK/l , co wskazuje na I klasę jakości wód podziemnych. Zawartość siarczanów mieści się w zakresie <5–143 mgSO_4/l (I–II klasa jakości wód), a chlorków <2,5–29,6 mgCl/l (I klasa jakości wód) (Tab.5.1 i 5.2).

Pestycydy wykryto w wodach z 2 punktów (spośród 12 badanych) położonych w obrębie poziomów zawieszonych, podczas pierwszej serii pobrań (21.08.2018). Był to kwas aminometylofosfonowy AMPA w stężeniu 0,11 $\mu\text{g}/\text{l}$ wykryty w studni kopanej zlokalizowanej w Sławutowie oraz glifosat w ilości 0,021 $\mu\text{g}/\text{l}$ zarejestrowany na wypływie w okolicy Sławutowka. Obecność tych substancji w wodach podziemnych wynika prawdopodobnie z zastosowania ich na cele odchwaszczania upraw sadowniczych, przeprowadzenia desykcji roślin bądź niewłaściwego magazynowania. W drugiej serii pobrań (04.06.2019) nie potwierdzono obecności pestycydów w badanych wodach. Przeprowadzone przez Pazikowską-Sapotę i in. (2020) oznaczenia zawartości pestycydów również w glebie, rowach melioracyjnych oraz wodach Zatoki Puckiej wskazują, iż ogólny poziom oddziaływania gospodarstw rolnych w obrębie gminy Puck na środowisko jest stosunkowo niski.

Wartości statystyczne wybranych parametrów wód podziemnych zestawiono w Tab.5.1. W tabeli nie uwzględniono wyników badań wód z 7 sond badawczych wykonanych przy linii brzegowej, ze względu na wyraźny wpływ morza na jakość wód podziemnych. Miejsca, w których zostały przekroczone stężenia dla poszczególnych klas jakości wód podziemnych zostały przedstawione na Rys.5.8. W Tab.5.2 przedstawiono klasyfikację jakości badanych wód podziemnych wraz z wartościami granicznymi w odniesieniu do obowiązującego rozporządzenia (Dz.U. 2019 poz. 2148).



Tab.5.1. Wybrane parametry hydrogeochemiczne wód wydzielonych poziomów wodonośnych określone na podstawie badań własnych wykonanych w latach 2017-2019.

	Poziom wód zawieszonych (Q0)						Górny poziom wodonośny (Q1)						Dolny poziom wodonośny (Q2)					
	<i>n</i>	<i>MIN</i>	<i>MAX</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	σ	<i>n</i>	<i>MIN</i>	<i>MAX</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	σ	<i>n</i>	<i>MIN</i>	<i>MAX</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	σ
pH [-]	40	6,80	8,10	7,36	7,41	0,30	88	7,00	8,40	7,61	7,60	0,26	25	7,55	8,10	7,76	7,78	0,17
E_h [mV]	40	194	538	419	419	58	88	48	482	293	343	126	25	87	245	173	165	36
Temp. [°C]	40	5,3	16,9	12,5	13,1	3,2	88	6,4	19,0	11,7	11,3	2,6	25	9,1	12,8	10,0	9,6	1,0
PEW [μS/cm]	40	124	1346	634	518	332	88	165	923	587	570	161	25	324	680	460	457	81
NH₄⁺ [mg/l]	31	<0,03	3,56	0,37	<0,03	0,88	72	<0,03	2,60	0,14	<0,03	0,40	14	<0,03	0,28	0,14	0,11	0,09
NO₂⁻ [mg/l]	21	<0,03	0,67	0,11	0,04	0,18	49	<0,03	0,42	0,06	0,03	0,09	14	<0,03	0,09	0,03	<0,03	<0,03
NO₃⁻ [mg/l]	31	2,0	92,0	28,0	29,0	20,0	72	<1,0	60,0	10,4	5,5	12,1	14	<1,0	1,0	<1,0	<1,0	<1,0
PO₄³⁻ [mg/l]	31	0,16	6,38	1,29	0,55	1,80	72	0,10	3,06	0,53	0,40	0,50	14	0,10	0,49	0,23	0,17	0,14
K⁺ [mg/l]	31	<5,0	96,5	17,1	<5,0	29,4	72	<5,0	29,1	<5,0	<5,0	7,6	14	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0
SO₄²⁻ [mg/l]	31	5	89	37	35	21	72	<5	156	56	45	39	14	<5	143	25	19	35
Cl⁻ [mg/l]	31	<2,5	158,0	33,4	13,0	44,1	72	<2,5	100,0	23,4	17,5	21,0	14	<2,5	19,6	6,3	6,0	4,7

n – liczba oznaczeń; *MIN* – wartość minimalna; *MAX* – wartość maksymalna; *x* – średnia arytmetyczna; *M* – mediana; σ – odchylenie standardowe



Większość badanych parametrów dla wód poziomów Q0 oraz Q1 odpowiada I, II lub III klasie jakości (wody bardzo dobrej, dobrej i zadowalającej jakości). W poziomie Q2 wszystkie badane parametry odpowiadały I lub II klasie jakości wód podziemnych (wody bardzo dobrej i dobrej jakości). Zauważa się jednak wyraźne zróżnicowanie jakości wód pomiędzy badanymi poziomami wodonośnymi, co wynika z ich zróżnicowanej odporności na migracje potencjalnych zanieczyszczeń. Zanieczyszczenie wód podziemnych występuje lokalnie i przede wszystkim dotyczy płytkich wód poziomu zawieszonych oraz górnego. Przekłada się to na degradację jakości wód podziemnych na skutek występowania podwyższonych stężeń związków azotowych, fosforanów i potasu (Tab.5.2).

Tab.5.2. Klasyfikacja jakości wód podziemnych analizowanych poziomów wodonośnych określona na podstawie wskaźników zanieczyszczenia rolniczego (Dz.U. 2019 poz. 2148).

	Wartości graniczne w klasach jakości (Dz.U. 2019 poz. 2148)					Częstość oznaczeń wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych w poszczególnych klasach jakości
	Stan dobry			Stan słaby		
	I	II	III	IV	V	
PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	700	2500	2500	3000	>3000	<p>POZIOM WÓD ZAWIESZONYCH (Q0)</p> <p>GÓRNY POZIOM WODONOŚNY (Q1)</p> <p>DOLNY POZIOM WODONOŚNY (Q2)</p>
NH₄⁺ [mg/l]	0,5	1,0	1,5	3,0	>3,0	
NO₂⁻ [mg/l]	0,03	0,15	0,50	1,00	>1,00	
NO₃⁻ [mg/l]	10	25	50	100	>100	
PO₄³⁻ [mg/l]	0,5	0,5	1,0	5,0	>5,0	
K⁺ [mg/l]	10	10	15	20	>20	
SO₄²⁻ [mg/l]	60	250	250	500	>500	
Cl⁻ [mg/l]	60	150	250	500	>500	

5.2. TŁO HYDROGEOCHEMICZNE

Tło hydrogeochemiczne w badaniach regionalnych umożliwia dokonanie syntetycznej i wymiernej analizy chemizmu wód podziemnych (Pruszkowska, 2004; Pruszkowska i Przewłocka, 2007; Siwek, Rzonca, 2009). Na jego podstawie możliwe jest oszacowanie charakterystycznego występowania zakresu wartości danego parametru hydrogeochemicznego oraz wartości anomalnych, które mogą być wywołane zarówno czynnikami naturalnymi, jak i antropogenicznymi (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007). Przedziały tła hydrogeochemicznego danej cechy są określane w zależności od przyjętej metody obliczeń oraz ilości i dokładności zebranych danych (Macioszczyk, 1990; Matschullat i in., 2000; Buczyński, Modelska, 2007).

Dla wód podziemnych obszaru badań zostało wyznaczone naturalne, przejściowe i współczesne tło hydrogeochemiczne (Tab.5.3; Rys.5.3). Zakresy tła dla poszczególnych okresów zostały wyznaczone na podstawie wyników z badań własnych przeprowadzonych w latach 2017–2019, które uzupełniono danymi archiwalnymi z bazy danych CBDH, opracowań hydrogeologicznych oraz analiz chemicznych wykonanych przez eksploatatora ujęć komunalnych – Urząd Gminy Puck. Naturalne tło hydrogeochemiczne określono na podstawie danych uzyskanych z lat 1960–1989. W okresie tym została wykonana znaczna część studni występujących w obrębie badanego terenu, a zebrane dane pochodzą głównie z czasu ich wiercenia. Tło hydrogeochemiczne dla okresu przejściowego wyznaczono na podstawie danych z lat 1990–2009. Jest to okres intensywnej modernizacji rolnictwa, który był związany między innymi z likwidacją państwowych gospodarstw rolnych (PGR) i stacji hodowli roślin (SHR), zmianą przepisów prawnych dotyczących działalności rolniczej wynikających z wejścia Polski do Unii Europejskiej w 2004 roku, a także rozwojem infrastruktury wodno-kanalizacyjnej. Współczesne tło hydrogeochemiczne określono na podstawie pomiarów własnych (939 oznaczeń) i archiwalnych (656 oznaczeń) obejmujących lata 2010–2019.

Tło hydrogeochemiczne ustalono na podstawie rozkładów statystycznych 8 wybranych wskaźników chemicznych rozważanych w ocenie wpływu działalności rolniczej (PEW, NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^-). Do określenia zakresów tła hydrogeochemicznego wykorzystano metodę wykresów prawdopodobieństwa. Jest to metoda orientacyjna, dająca przybliżone zakresy tła hydrogeochemicznego, jednakże powszechnie stosowaną w praktyce hydrogeologicznej, szczególnie przy niewielkim zbiorze danych (Kania, 2001; Buczyński, Modelska, 2007; Walter i in., 2013). Wyznaczone zakresy tła poszczególnych parametrów mieściły się pomiędzy 10 a 90 percentylem krzywej kumulacyjnej, zgodnie z propozycją Macioszczyk (1987). Ze względu na brak wystarczającej ilości danych pomiarowych z okresu przed 2010 rokiem (poniżej 20 oznaczeń), przedziały tła hydrogeochemicznego dla stanu



naturalnego i przejściowego wyznaczono wyłącznie dla związków azotowych i chlorków z wód górnego i dolnego poziomu wodonośnego.

Wyznaczone zakresy współczesnego tła hydrogeochemicznego analizowanych parametrów wykazują wyraźną niejednorodność względem badanych poziomów wodonośnych (Tab.5.3; Rys.5.3). Największy przedział tła dla PEW stwierdzono w wodach górnego poziomu wodonośnego, który wynosił 400–800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Natomiast, w wodach poziomu zawieszonego i dolnego były one niższe i wynosiły odpowiednio 250–1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i 350–500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Tę samą zależność zaobserwowano również w przypadku chlorków. W wodach górnego poziomu wodonośnego odnotowano zakres 6,0–40,0 mgCl/l , a w wodach poziomu zawieszonego i dolnego odpowiednio 2,0–40,0 mgCl/l i 4,0–13,0 mgCl/l . W przypadku związków azotowych, zakresy tła hydrogeochemicznego mogą być w dużym stopniu powiązane z warunkami oksydacyjno-redukcyjnymi panującymi w poziomach wodonośnych. Najmniejszy przedział tła względem jonów amonowych wyznaczono w zawieszonym i górnym poziomie wodonośnym, gdzie wynosił 0,00–0,20 mgNH_4/l . Natomiast, w poziomie dolnym odnotowano szerszy przedział, wynoszący 0,00–0,40 mgNH_4/l . W przypadku azotanów zauważono trend odwrotny. W poziomie wód zawieszonych stwierdzony zakres wynosił 5,0–45,0 mgNO_3/l , w poziomie górnym 0,0–6,0 mgNO_3/l , a w poziomie dolnym 0,0–1,0 mgNO_3/l . Tło hydrogeochemiczne azotynów w wodach poziomu zawieszonego utrzymuje się w przedziale 0,00–0,15 mgNO_2/l i jest ono szersze niż w górnym i dolnym poziomie wodonośnym, gdzie zanotowano wartości 0,00–0,03 mgNO_2/l . Większe przedziały tła hydrogeochemicznego dla wód płytkich poziomów wodonośnych zaobserwowano także w przypadku stężeń jonów fosforanowych, potasowych i siarczanowych. Przyjęte zakresy tła dla fosforanów wynosiły 0,20–1,50 mgPO_4/l w Q0, 0,10–0,80 mgPO_4/l w Q1 i 0,10–0,30 mgPO_4/l w Q2. W odniesieniu do jonów potasowych zakres tła hydrogeochemicznego w wodach poziomu zawieszonego i dolnego przyjęto na poziomie 0,0–5,0 mgK/l , a w poziomie górnym 0,0–8,0 mgK/l . Tło hydrogeochemiczne siarczanów kształtuje się następująco: 10–75 mgSO_4/l w Q0, 10–100 mgSO_4/l w Q1 i 8–30 mgSO_4/l w Q2.

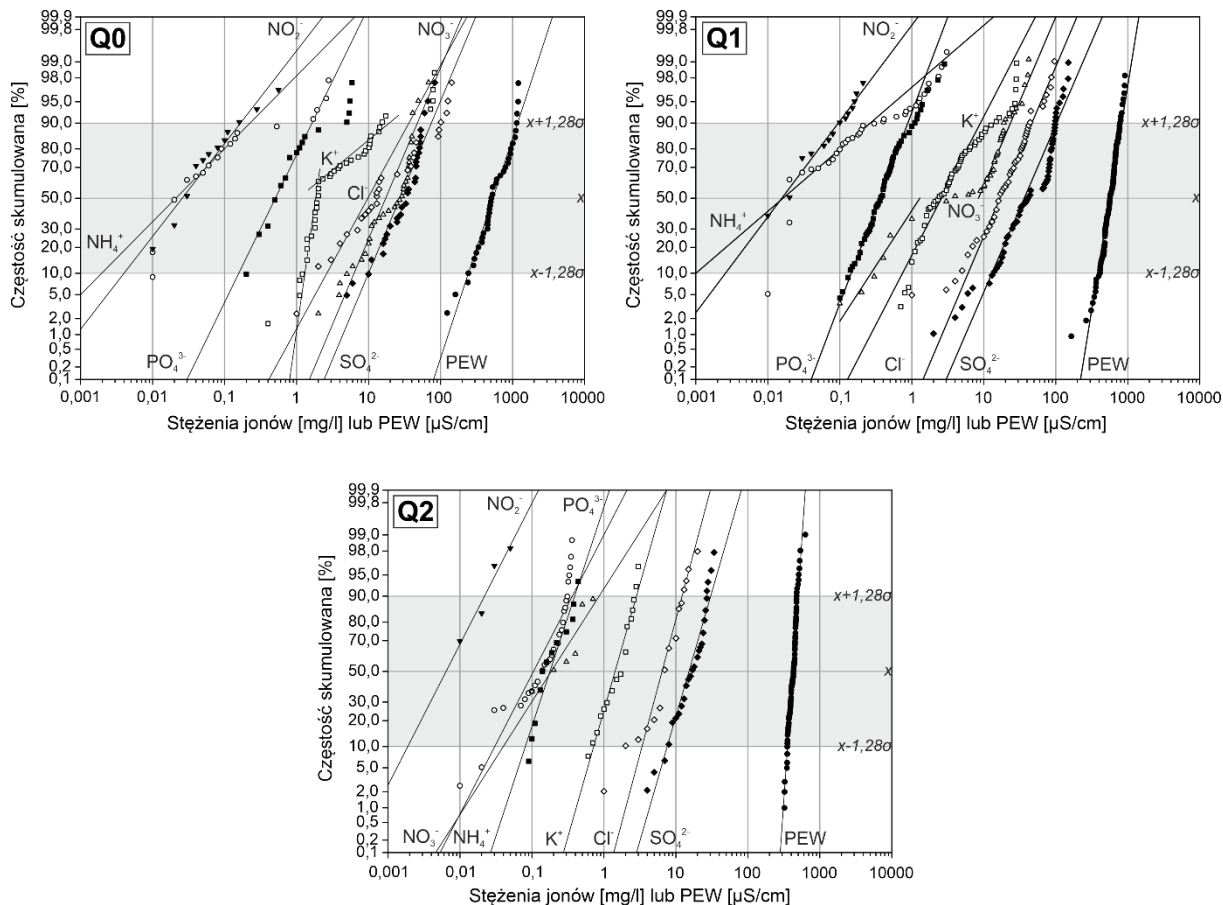
Wyznaczone zakresy tła hydrogeochemicznego są porównywalne z wartościami wyznaczonymi przez Pruszkowską (2005) i Lidzbarskiego (1999) odpowiednio dla obszarów kępy morenowych oraz pradolin położonych na obszarze badań.

Tab.5.3. Tło hydrogeochemiczne wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych w badanych poziomach wodonośnych w latach 1960–2019. W nawiasie podano liczbę oznaczeń.

Okres	Poziom wód zawieszonych (Q0)			Górny poziom wodonośny (Q1)			Dolny poziom wodonośny (Q2)		
	naturalne 1960–1989	przejściowe 1990–2009	współczesne 2010–2019	naturalne 1960–1989	przejściowe 1990–2009	współczesne 2010–2019	naturalne 1960–1989	przejściowe 1990–2009	współczesne 2010–2019
PEW [μS/cm]	–	–	250–1000 (40)	–	430–530 (35)	400–800 (116)	–	360–470 (67)	350–500 (101)
NH ₄ ⁺ [mg/l]	–	–	0,00–0,20 (41)	0,00–0,30 (36)	0,00–0,40 (83)	0,00–0,20 (119)	0,00–0,40 (53)	0,00–0,80 (81)	0,00–0,40 (79)
NO ₂ ⁻ [mg/l]	–	–	0,00–0,15 (31)	0,00–0,03* (26)	0,00–0,03* (76)	0,00–0,03* (88)	0,00–0,03* (36)	0,00–0,03* (72)	0,00–0,03* (56)
NO ₃ ⁻ [mg/l]	–	–	5,0–45,0 (41)	0,0–3,0 (32)	0,0–5,0 (77)	0,0–6,0 (111)	0,0–1,0* (32)	0,0–1,0* (72)	0,0–1,0* (55)
PO ₄ ³⁻ [mg/l]	–	–	0,20–1,50 (41)	–	–	0,10–0,80 (98)	–	–	0,10–0,30 (20)
K ⁺ [mg/l]	–	–	0,0–5,0* (40)	–	–	0,0–8,0 (101)	–	–	0,0–5,0* (27)
SO ₄ ²⁻ [mg/l]	–	–	10–75 (41)	–	10–80 (20)	10–100 (103)	–	–	8–30 (47)
Cl ⁻ [mg/l]	–	–	2,0–40,0 (41)	6,0–40,0 (67)	7,0–40,0 (76)	6,0–40,0 (109)	4,0–18,0 (58)	6,0–16,0 (66)	4,0–13,0 (49)

* przyjęto dolną wartość granicy oznaczalności.





Rys.5.3. Zakresy tła hydrogeochemicznego oraz zmienność stężeń wybranych składników w wodach badanych poziomów wodonośnych.

5.3. ANALIZA STANU ZANIECZYSZCZENIA WÓD PODZIEMNYCH

Skład chemiczny wód podziemnych w obszarze objętym badaniami różni się w zależności od warunków występowania badanych poziomów wodonośnych. Warunki hydrogeochemiczne obszaru badań uformowały się głównie pod wpływem procesów naturalnych. Jednakże lokalnie w płytkich wodach podziemnych mogą one być wyraźnie zróżnicowane na skutek oddziaływania antropopresji (Potrykus i in., 2020). Teren badań odznacza się specyficznymi warunkami hydrogeochemicznymi, które przejawiają się zmiennością występowania stężeń wybranych składników wód podziemnych w czasie, w przestrzeni oraz wraz z głębokością. W odniesieniu do tematu badań panujące warunki hydrogeochemiczne mogą mieć istotny wpływ na stan jakości wód Zatoki Puckiej.

Stan zanieczyszczenia wód podziemnych określono na podstawie badań własnych przeprowadzonych w latach 2017–2019. Analizą objęto następujące wskaźniki zanieczyszczenia wód podziemnych: przewodność elektrolityczna właściwa (PEW), nieorganiczne związki azotowe (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-), fosforany (PO_4^{3-}), siarczany (SO_4^{2-}), jony potasu (K^+) oraz chlorki (Cl^-).

5.3.1. OCENA GENEZY ZANIECZYSZCZENIA

Zdecydowana większość miejsc, w których stwierdzono słaby stan jakości wód podziemnych, jest efektem migracji zanieczyszczeń antropogenicznych z powierzchni terenu. Typowo rolniczy charakter zagospodarowania i użytkowania obszaru badań sprawia, iż prowadzona tego rodzaju działalność może być istotnym źródłem pochodzenia w wodach podziemnych jonów NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , a w mniejszym stopniu również SO_4^{2-} i Cl^- (Macioszczyk i Bagińska, 1991; Józwiak, 2002; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007; Witczak i in., 2013).

W związku z powyższym obecność wyżej wymienionych składników w stężeniach przekraczających wyznaczone tło hydrogeochemiczne może wynikać przede wszystkim z nieodpowiedniego stanu organizacyjnego gospodarstw rolnych, które przejawia się w złym sposobie magazynowania ścieków hodowlanych (gnojówki, gnojowicy i obornika), przestarzałą infrastrukturą (między innymi obiektów mających ograniczyć infiltrację do gruntu odcieków z gromadzonych nawozów), a także nadmiernym lub niewłaściwym stosowaniem nawozów naturalnych i mineralnych na polach uprawnych. Innym źródłem mogą być również odchody zwierząt, których składniki wnoszone są do wód podziemnych podczas wypasu lub hodowli. Przypuszcza się, iż pochodzenie rozpatrywanych elementów hydrogeochemicznych może być również związane ze zlikwidowanymi już w większości fermami hodowlanymi, a także zakładami rolniczymi, w tym PGR-ami i SHR-ami. Ze względu na dobry stopień skanalizowania badanego obszaru, mało prawdopodobna wydaje się możliwość dopływu do wód podziemnych zanieczyszczeń związanych ze ściekami komunalnymi. Nie wyklucza się jednak, iż istniejące zbiorniki bezodpływowe na nieczystości przed podłączeniem do zbiorowego systemu odprowadzania ścieków nie były w pełni szczelne, a zawarte w nich nieczystości mogły doprowadzić do degradacji jakości wód podziemnych.

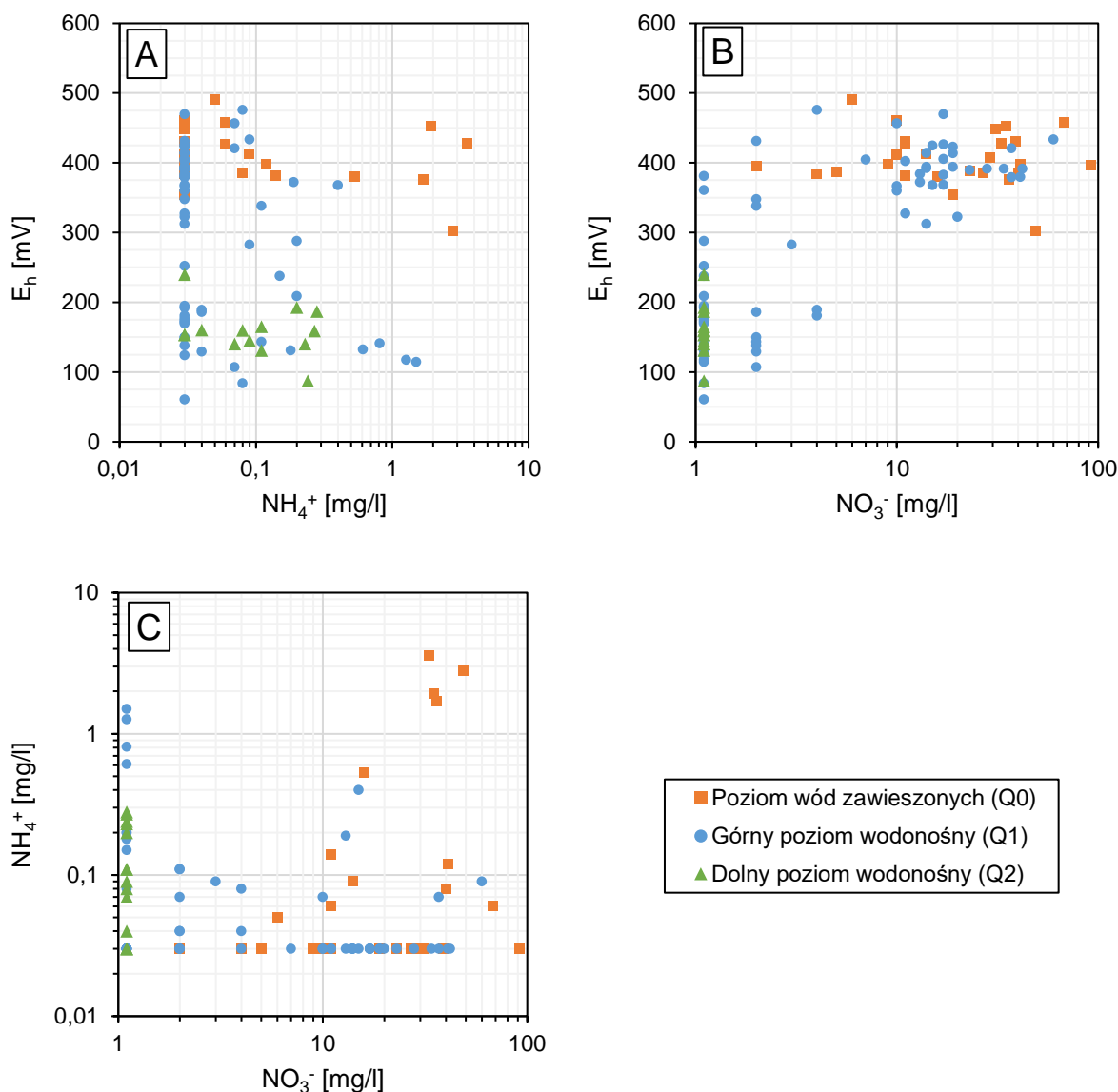
Niekiedy, podwyższone wartości analizowanych wskaźników zanieczyszczeń mogą również wynikać z uwarunkowań geogenicznych. Wykształcone w strefie brzegowej warstwy wodonośne mogą być narażone na ingresję wód morskich, która zachodzi w wyniku okresowego zalewania terenów nadmorskich podczas sztormów. Zatoka Pucka należy do akwenów o słabym falowaniu i niskiej wysokości fali sztormowej (Jarosz i Kowalewski, 1993), jednakże okresowo występujące wlewy morskie mogą powodować wyraźne zmiany w stanie środowiska hydrogeochemicznego oraz ekosystemów (Krajewska i Bogdanowicz, 2008; Jokiel i Woźniak, 2012). W efekcie, do wód podziemnych migrują składniki wód morskich, między innymi znaczne ilości jonów chlorkowych, potasowych i siarczanowych (Jiao i Post, 2019). Wysokie wartości wspomnianych składników w wodach podziemnych zidentyfikowano



w otworach wykonanych za pomocą płytkich sond badawczych w ujściowych fragmentach pradolin (Zał. nr 1). Strefy te należą do obszarów wyjątkowo podatnych na ingresję wód morskich w porównaniu z mniej podatnymi terenami kęp morenowych (Potrykus i in., 2018b). Wody podziemne mogą być również wzbogacane w nieorganiczne związki azotowe i siarczany, co związane jest z występującymi przewarstwieniami utworów organicznych w warstwie wodonośnej i jej nadkładzie (Górski, 1981, Mikołajków, 1995; Fic, 1999, Dobrzyński, 2006; Mastrocicco i in., 2012). Proces ten zachodzi w wyniku rozkładu substancji organicznej z udziałem mikroorganizmów i w określonych warunkach utleniająco-redukcyjnych (Macioszczyk i Dobrzyński, 2007). Występowanie utworów organicznych na terenach wysoczyznowych może być związane z zagłębieniami bezodpływowymi i dolinami rzecznyymi, a także zalegającymi na dużych głębokościach osadami wykształconymi w środowisku paleobagiennym. Natomiast, na obszarze pradolin z zalegającymi niemal na całej powierzchni pokładami torfowymi.

Nieorganiczne związki azotu w wodach podziemnych mogą przyjmować różną formę występowania, w zależności od panujących warunków utleniająco-redukcyjnych. Zestawiając na wykresach stężenia wybranych form występowania azotu w wodach podziemnych z wartościami potencjału redox (E_h), możliwym jest wyodrębnienie oddzielnych populacji pozwalających na określenie potencjalnej genezy zanieczyszczenia w poszczególnych poziomach wodonośnych (Rys.5.4). Na Rys.5.4.A wysokie stężenia jonów amonowych (przekraczające górną granicę tła hydrogeochemicznego) występujące w warunkach tlenowych ($E_h > 325$ mV) mogą wskazywać na antropogeniczne pochodzenie zanieczyszczeń w wodach podziemnych. Natomiast, wraz ze zmianą warunków na przejściowe (90–325 mV) lub słabo redukcyjne (-150–90 mV), podwyższone wartości jonów amonowych mogą być związane z geogenicznym charakterem zanieczyszczenia. Odwrotną sytuację można zaobserwować w przypadku azotanów (Rys.5.4.B). Podwyższone wartości jonów NO_3^- występują głównie w wodach podziemnych znajdujących się w warunkach tlenowych i wynikają one z utlenienia jonów NH_4^+ w procesie nitryfikacji. W warunkach bardziej redukcyjnych jony NO_3^- praktycznie nie występują, a jakiegokolwiek wartości anomalne wskazywałyby na dopływ zanieczyszczeń antropogenicznych. Zestawiając ze sobą na wykresie stężenia jonów amonowych i azotanowych, można wyodrębnić grupę o podwyższonych stężeniach obu składników (Rys.5.4.C). Wskazuje ona na ciągły dopływ zanieczyszczeń, którego ognisko znajduje się w niedalekiej odległości oraz zachodzącym utlenianiu do form azotanowych, które są końcową fazą biodegradacji substancji organicznej.

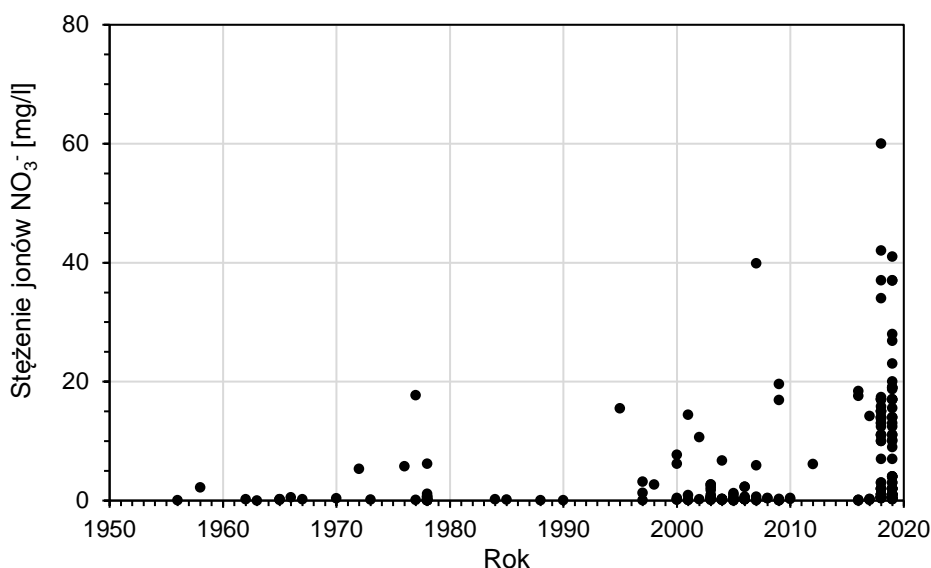




Rys.5.4. Wykresy zależności potencjału redox od stężenia jonów amonowych (A) oraz jonów azotanowych (B), a także stężeń jonów amonowych od azotanowych (C) w poszczególnych poziomach wodonośnych.

5.3.2. ZMIENNOŚĆ CZASOWA

W badanych wodach podziemnych nie odnotowano wyraźnych czasowych zmian w występowaniu charakterystycznych stężeń dla analizowanych elementów hydrogeochemicznych. Wyjątek mogą stanowić jony azotanowe, których zakres tła hydrogeochemicznego nieznacznie zwiększył się względem przyjętych przedziałów czasu w wodach górnego poziomu wodonośnego (Tab.5.3). Na Rys.5.5 przedstawiono rozkład stężeń jonów NO_3^- w wodach górnego poziomu wodonośnego, które były notowane na przestrzeni lat 1956–2019. Współcześnie obserwuje się większą częstość występowania podwyższonych wartości jonów azotanowych w porównaniu do lat poprzednich, co może wskazywać na przekształcanie chemizmu wód podziemnych pod wpływem antropopresji.



Rys.5.5. Zmienność stężeń jonów azotanowych w wodach górnego poziomu wodonośnego w latach 1956–2019.

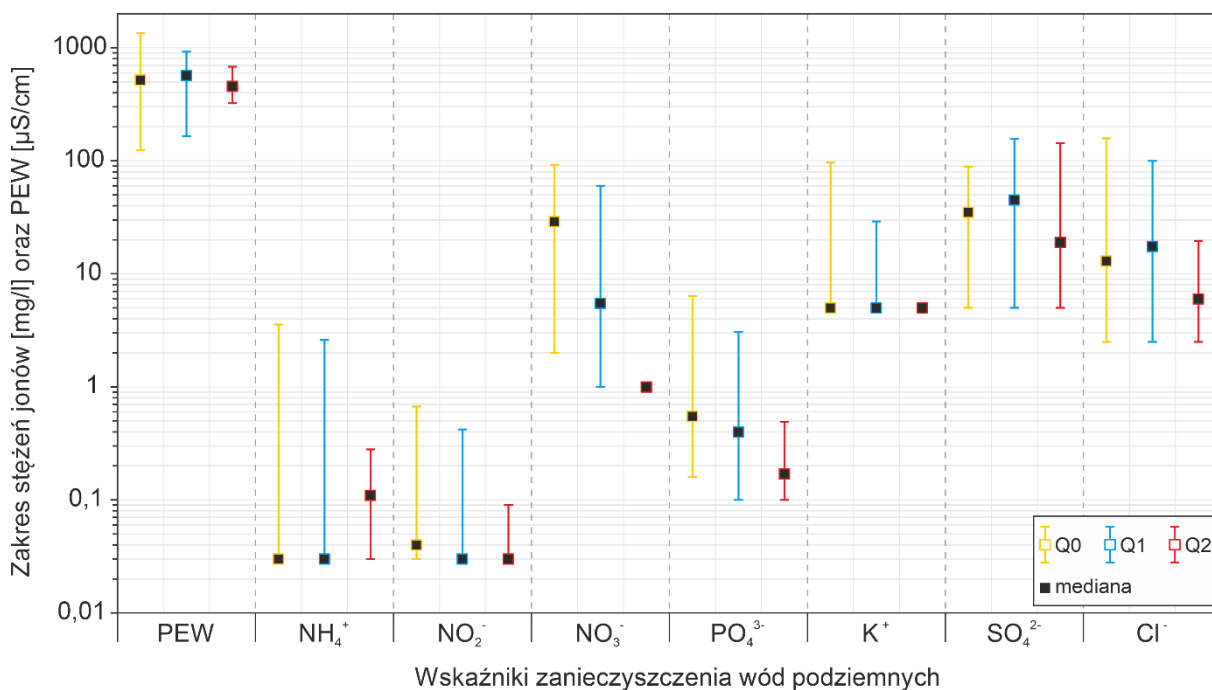
Czasowa zmienność stężeń jonów azotanowych jest obserwowana lokalnie i należy ją odnieść przede wszystkim do płytkich wód podziemnych nieposiadających odpowiedniej izolacji od powierzchni terenu. W takich warunkach ciągły dopływ dużych ilości substancji zanieczyszczających doprowadziłby do sukcesywnej degradacji jakości wód podziemnych w przyszłości. Notowana w czasie zmienność stężeń jonów azotanowych jest w dużym stopniu zależna od czasu ich przebywania w systemie wodonośnym. W warunkach naturalnych azotany należą do wolno degradowanych składników wód podziemnych, których czas połowicznego rozpadu wynosi w przybliżeniu 20 lat (Kozlovsky, 1988). Jednakże, w zależności od panujących warunków oksydacyjno-redukcyjnych oraz wielkości i ciągłości dopływu ładunków azotowych do wód podziemnych, czas połowicznego rozpadu może być znacznie krótszy i wynosić nawet 1–2,3 lat (Frind i in., 1990).

5.3.3. INWERSJA HYDROGEOCHEMICZNA

Notowane w obrębie badanego terenu wartości wskaźników zanieczyszczenia wód podziemnych są wyraźnie zależne od głębokości występowania wód podziemnych, co jak wskazuje Górski (1989) jest ważnym elementem oceny warunków hydrogeochemicznych panujących na danym obszarze. Natomiast, prowadzone przez Mikołajkova (1995, 1999) badania nad rolą strefy aeracji w migracji związków azotu wskazują, że przy braku odpowiedniej izolacji warstwy wodonośnej oraz niewielkiej miąższości strefy aeracji, przyczyną zanieczyszczenia wód podziemnych na polach uprawnych mogą być nawet niewielkiej ilości stosowane dawki nawozów.

Najwyższe stężenia badanych składników odnotowano w wodach płytkich zawieszonych (Q0) i górnego (Q1) poziomu wodonośnego, które nie posiadają odpowiedniej izolacji od powierzchni terenu, a strop warstwy wodonośnej położony jest na niewielkich głębokościach – do około 20 m p.p.t. na obszarach wysoczyznowych i 1,0 m p.p.t. w obrębie pradolin. Zależność ta jest także obserwowana w odniesieniu do mediany liczby wykonanych oznaczeń (Rys.5.6). Obserwowany spadek wartości analizowanych wskaźników zanieczyszczenia wraz z głębokością odpowiada zjawisku inwersji hydrogeochemicznej, która zachodzi pod wpływem zanieczyszczenia środowiska wodnego (Macioszczyk 1987; Macioszczyk i Dobrzyński, 2007). W naturalnym układzie hydrogeochemicznym (bez wpływu antropopresji) stężenia składników chemicznych w wodach podziemnych powinny wzrastać wraz z głębokością. Jako przyczynę lokalnego przekształcenia naturalnego środowiska hydrogeochemicznego obszaru badań nie można wykluczyć prowadzonej działalności rolniczej oraz nieodpowiedniego stanu gospodarstw rolnych.

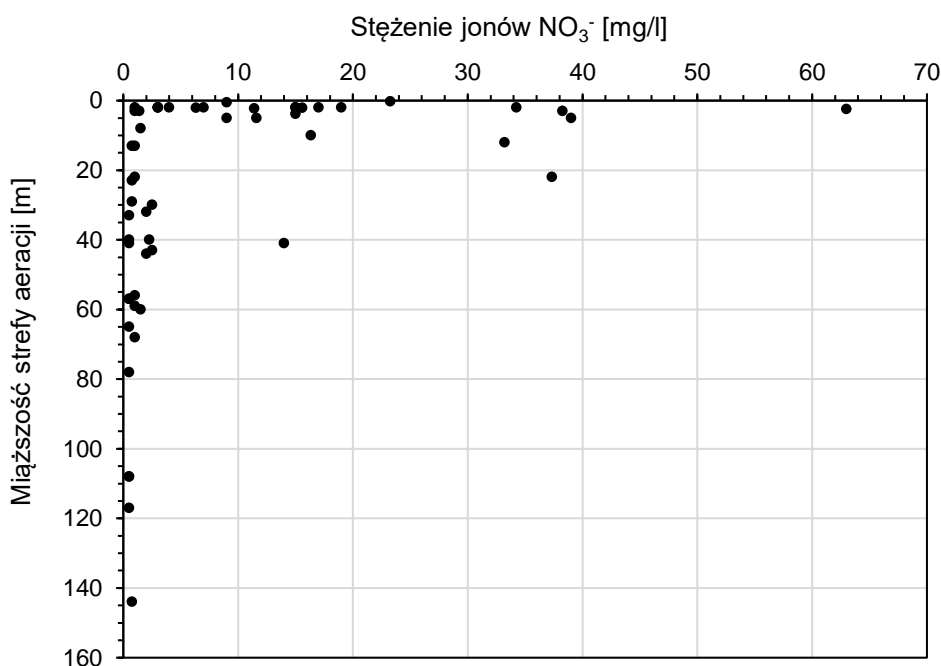
W głębiej położonych poziomach wodonośnych wzrost stężeń poszczególnych składników może wynikać z uwarunkowań geogenicznych, które przejawiają się zróżnicowaniem warunków utleniająco-redukcyjnych lub wykształcenia litologicznego. Potwierdza się to w stężeniach jonów NH_4^+ rejestrowanych w poziomie dolnym (Q2) (Rys.5.6).



Rys.5.6. Zróżnicowanie wartości analizowanych wskaźników hydrogeochemicznych w badanych poziomach wodonośnych.

Objaśnienia: Q0 – poziom wód zawieszonych; Q1 – górny poziom wodonośny; Q2 – dolny poziom wodonośny.

W oparciu o uzyskane wyniki można zauważyć wyraźną zależność wielkości stężeń jonów azotanowych od miąższości strefy aeracji, która wykształcona jest głównie w postaci utworów słabo przepuszczalnych (gliny zwałowej) (Rys.5.7). Obserwuje się obecność podwyższonych stężeń jonów azotanowych w strefach płytkiego występowania wód podziemnych. Natomiast, stężenia najniższe są charakterystyczne dla wód podziemnych występujących na większych głębokościach, od około 10 m p.p.t. Stan ten wynika z ograniczenia migracji jonów azotanowych na skutek zachodzących procesów chemicznych, takich jak denitryfikacja lub redukcja do formy amonowej. Należy mieć jednak na uwadze dodatkowe czynniki, które mogą wpływać na wzrost stężeń jonów NO_3^- na dużych głębokościach występowania wód podziemnych. Zalicza się do nich między innymi występowanie przewarstwień piaszczystych w strefie aeracji, zagospodarowanie powierzchni terenu oraz wielkości ładunku wymywanego z profilu glebowego i infiltracji efektywnej.



Rys.5.7. Zróżnicowanie stężeń (średnia arytmetyczna) jonów azotanowych w zależności od miąższości strefy aeracji.

5.3.4. ROZKŁAD PRZESTRZENNY

W badanych poziomach wodonośnych obserwuje się stopniowe zróżnicowanie przestrzenne środowiska hydrogeochemicznego, które słabnie wraz z głębokością występowania wód podziemnych (Tab.5.4). Zmienność pola hydrogeochemicznego przeanalizowano w odniesieniu do wartości odchylenia standardowego wskaźnika Y , zgodnie z podejściem Kani (2001). Na tej podstawie można stwierdzić, że większość badanych składników wód poziomu zawieszono i górnego charakteryzuje się średnią klasą zmienności.

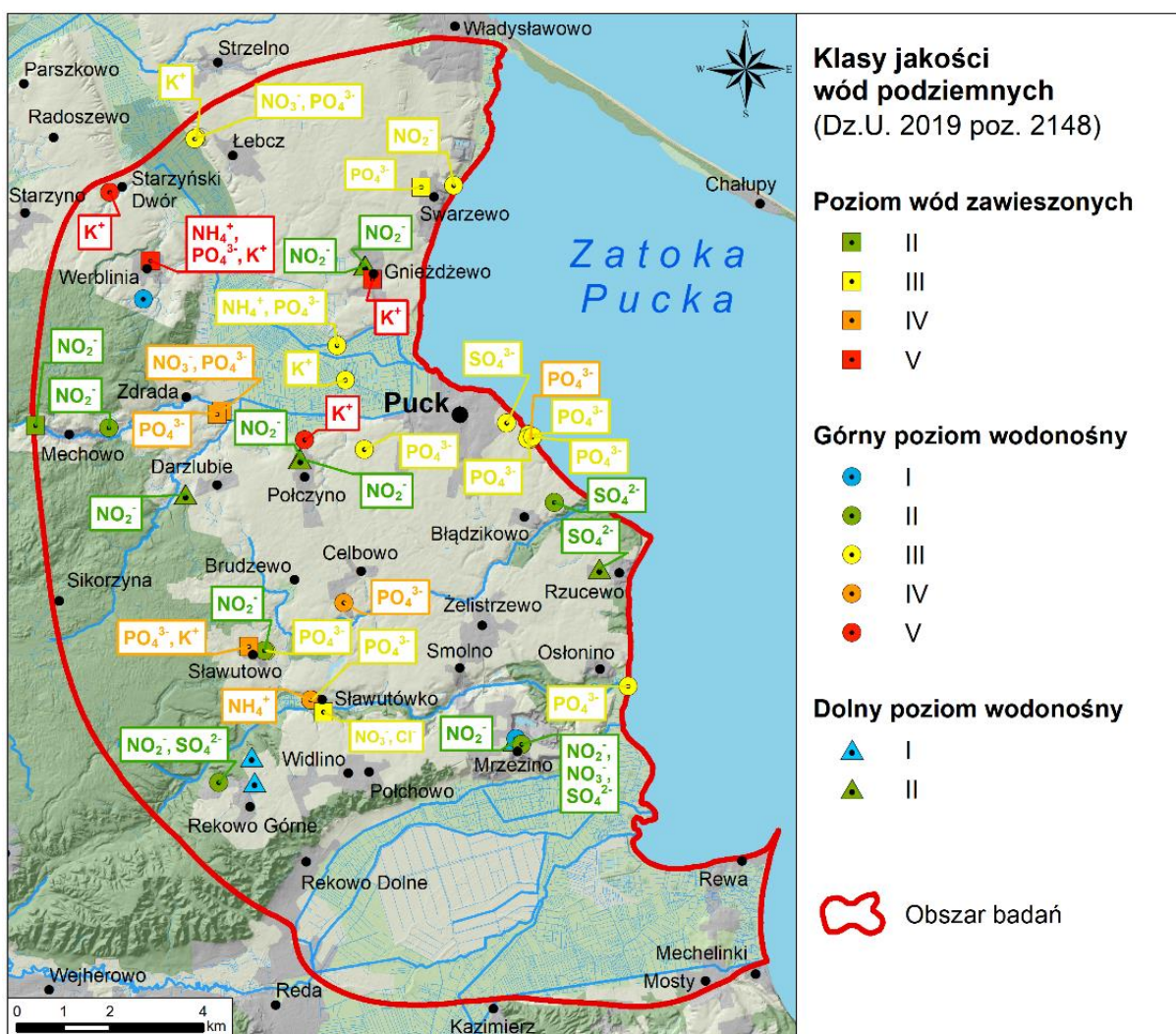
Największa zmienność odpowiadająca środowisku silnie zróżnicowanemu cechuje występowanie jonów amonowych i potasowych w poziomie wód zawieszonych oraz jonów azotanowych w górnym poziomie wodonośnym. Natomiast, dla składników występujących w dolnym poziomie wodonośnym, zróżnicowanie środowiska hydrogeochemicznego nie jest zauważalne.

Tab.5.4. Zróżnicowanie stężeń (średnia arytmetyczna) jonów azotanowych w zależności od miąższości strefy aeracji. Objasnienia: c – stężenie składników w mg/l.

Odchylenie standardowe wskaźnika Y ($Y=\log(c)$)	Klasa zmienności	Typ środowiska hydrogeochemicznego	Klasa zmienności dla składników w poziomach wodonośnych		
			Q0	Q1	Q2
<0,2	bardzo mała	bardzo słabo zróżnicowane	–	PEW	PEW
0,2–0,4	mała	słabo zróżnicowane	PEW, NO_3^- , SO_4^{2-}	PO_4^{3-} , SO_4^{2-}	NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^-
0,4–0,6	średnia	średnio zróżnicowane	NO_2^- , PO_4^{3-} , Cl^-	NH_4^+ , NO_2^- , K^+ , Cl^-	NH_4^+
0,6–0,8	duża	silnie zróżnicowane	NH_4^+ , K^+	NO_3^-	
>0,8	bardzo duża	bardzo silnie zróżnicowane	–	–	–

Na Rys.5.8 przedstawiono punktowy rozkład klas jakości wód podziemnych w badanych poziomach wodonośnych wraz z odpowiadającymi im przekroczeniami analizowanych wskaźników zanieczyszczenia. W przedstawionych punktach uwzględniono jedynie te wskaźniki, które cechowały największe przekroczenia w okresie prowadzonych badań – jeśli wskaźniki NO_3^- i PO_4^{3-} znajdują się w IV klasie, a NH_4^+ w III klasie to wody w tym punkcie zostały przedstawione jako wody odpowiadające IV klasie i podano tylko wskaźniki z tej klasy. Podwyższone stężenia badanych wskaźników zanieczyszczenia, które mogą wskazywać na wpływ działalności człowieka na stan wód podziemnych (III–V klasa jakości) stwierdzono w płytkich wodach poziomu zawieszzonego i górnego, w rejonie miejscowości: Celbowo, Gniezdzewo, Łebcz, Osłonino, Połczyno, Puck, Sławutowo, Sławutówko, Starzyński Dwór, Swarzewo, Werblinia i Zdrada (Rys.5.8).

W obrębie terenu badań obserwuje się mozaikową zmienność składu chemicznego w odniesieniu do analizowanych elementów hydrogeochemicznych. Miejsca, w których występują one w ponadnormatywnych stężeniach (III–V klasa jakości) są rozproszone, co może świadczyć o lokalnym charakterze ognisk zanieczyszczeń. Specyficzną cechą obszaru badań jest również częste współwystępowanie w wodach podziemnych kilku wskaźników zanieczyszczenia o podwyższonych wartościach. Świadczy to o złożonym pochodzeniu danego składnika, które można wiązać z więcej niż jednym ogniskiem zanieczyszczenia. W takim przypadku, często trudna staje się bezpośrednia identyfikacja jego pochodzenia w wodach podziemnych.



Rys.5.8. Rozkład przestrzenny klas jakości wód podziemnych w wydzielonych poziomach wodonośnych w latach 2017–2019.

6. BADANIA MODELOWE

6.1. DZIAŁALNOŚĆ ROLNICZA

6.1.1. ZAŁOŻENIA SCENARIUSZY PRAKTYKI ROLNICZEJ

W pracy przeprowadzono szereg symulacji wariantowych pod kątem oddziaływania działalności rolniczej na środowisko wód podziemnych. Podstawą wszystkich scenariuszy badań modelowych był wariant bazowy (W0), określający aktualny stan zagospodarowania obszaru badań oraz stosowanej praktyki rolniczej. Kolejno, na jego podstawie zdefiniowano 12 różnych scenariuszy, w których wprowadzono określone zmiany w praktyce rolniczej. Scenariusze te pogrupowano względem czterech klas:

- struktura upraw (S1–S6);
- gospodarka nawozami (S7 i S8);
- sposób uprawy roli (S9 i S10);
- wypas zwierząt (S11 i S12).

W wariantcie bazowym (W0) charakterystyka stosowanej praktyki rolniczej została określona na podstawie ankiet przeprowadzonych wśród lokalnych rolników w ramach projektu WaterPUCK (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019a). Na podstawie uzyskanych danych zostały opracowane kalendarze praktyk rolniczych (Wielgat i in., 2021), które przedstawiono w poniższych tabelach (Tab.6.1 i 6.2). Na gruntach rolnych został uwzględniony jednakowy system płodozmianu trzech głównych upraw w regionie, na które składały się: pszenica ozima, kukurydza na kiszonkę i rzepak ozimy. Na łąkach i pastwiskach przyjęto trwałą szatę roślinną w postaci kostrzewy łąkowej, która była nawożona i koszona dwa razy w roku. Na obszarach leśnych również założono obecność trwałej szaty roślinnej, w której gatunkiem reprezentatywnym była sosna.

W scenariuszach S1–S6 modyfikacji poddano strukturę upraw w obrębie analizowanego obszaru, przy zachowaniu pozostałych założeń stosowanej praktyki rolniczej w wariantcie bazowym bez zmian. W każdym scenariuszu przyjęto coroczny siew jednej rośliny, który obejmował następujące uprawy: pszenica ozima (S1), kukurydza na kiszonkę (S2), rzepak ozimy (S3), jęczmień jary (reprezentujący mieszankę zbóż jarych) (S4), ziemniaki (S5) i groch zwyczajny (S6).

W scenariuszach S7 i S8 zmianom podlegały jedynie dawki nawozów stosowane dla upraw rolnych. W scenariuszu S7 zostały one dwukrotnie zmniejszone, a w scenariuszu S8 dawkę zwiększono dwukrotnie.

Scenariusze S9 i S10 uwzględniały zmiany w głębokościach wykonywanej uprawy roli, nie zaburzając pozostałych założeń opisanych w wariantcie bazowym. Głębokość stosowanej orki została dwukrotnie zmniejszona (S9) i dwukrotnie zwiększona (S10).

Tab.6.1. Kalendarz praktyk rolniczych na gruntach rolnych w wariantcie bazowym (W0).

Data	Czynność	Opis
7 marca	Uprawa roli	Brona z zębami kolczastymi 25 mm
18 kwietnia	Nawożenie	Nawóz mineralny NPK(S) 6:20:30(7) (300 kg/ha)
19 kwietnia	Uprawa roli	Kultywator połowy 100 mm
20 kwietnia	Siew	Kukurydza na kiszonkę
15 maja	Nawożenie	Aplikacja mocznika (195 kg/ha)
19 sierpnia	Zbiór	Zbiór
20 sierpnia	Uprawa roli	Orka z uprawą brona 150 mm
21 sierpnia	Nawożenie	Nawóz mineralny NPK(S) 6:20:30(7) (290 kg/ha)
22 sierpnia	Siew	Rzepak ozimy
1 marca	Nawożenie	Aplikacja mocznika (130 kg/ha)
30 kwietnia	Nawożenie	Aplikacja mocznika (220 kg/ha)
20 lipca	Aplikacja pestycydów	Zabieg herbicydów
1 sierpnia	Zbiór	Zbiór
27 sierpnia	Nawożenie	Aplikacja mocznika (75 kg/ha)
28 sierpnia	Uprawa roli	Talerzowanie 60 mm
8 września	Uprawa roli	Orka z uprawą brona 150 mm
9 września	Nawożenie	Nawóz mineralny NPK 8:24:24 (165 kg/ha)
10 września	Siew	Pszenica ozima
15 września	Aplikacja pestycydów	Zabieg herbicydów
1 marca	Nawożenie	Nawóz mineralny Saletrzak (218 kg/ha)
20 kwietnia	Nawożenie	Aplikacja mocznika (130 kg/ha)
15 sierpnia	Zbiór	Zbiór
27 sierpnia	Nawożenie	Aplikacja świeżego obornika krów mlecznych (3000 kg/ha)
28 sierpnia	Uprawa roli	Talerzowanie 60 mm
15 października	Uprawa roli	Orka z uprawą brona 150 mm

Tab.6.2. Kalendarz praktyk rolniczych na łąkach i pastwiskach w wariantcie bazowym (W0).

Data	Czynność	Opis
22 marca	Uprawa roli	Brona zębowa
23 marca	Uprawa roli	Wał łąkowy
24 marca	Nawożenie	Nawóz mineralny NPK(S) 6:20:30(7) (345 kg/ha)
25 maja	Zbiór	Zbiór
30 maja	Nawożenie	Nawóz mineralny NPK(S) 6:20:30(7) (187 kg/ha)
7 lipca	Zbiór	Zbiór

W scenariuszach S11 i S12 zmieniono sposób użytkowania łąk i pastwisk z dotychczasowego wykorzystania tych terenów do zbioru kostrzewy łąkowej (na sianokiszonkę) na wypas bydła mlecznego. Scenariusz S11 uwzględniał wypas jednej krowy na hektar, a scenariusz S12 pięciu krów na hektar. W tym przypadku należało dokonać zmian w kalendarzu rolniczym obowiązującym dotąd na łąkach i pastwiskach w wariantcie bazowym. Okres wypasu bydła określono na 120 dni i rozpoczynał się on każdego roku na początku maja. W sezonie pastwiskowym nie założono nawożenia oraz zbioru kostrzewy z łąk i pastwisk. Obszary te zostały skoszone jednorazowo (każdego roku) po ustaniu sezonu pastwiskowego we wrześniu. Parametry definiujące wypas bydła w modelu SWAT zostały określone na podstawie dostępnej literatury (Wasilewski, 2005; Miciński, 2015; Gołębiewski, 2016; Kolasińska, 2016; Merriman i in., 2018a).

6.1.2. KONSTRUKCJA MODELU

Dane wejściowe do konstrukcji modelu zostały przygotowane w postaci danych przestrzennych (GIS) oraz w formacie plików tekstowych, które to kolejno wprowadzono do programu SWAT. Zakres danych wejściowych został przedstawiony w Tab.6.3.

Podstawowym etapem budowy modelu w programie SWAT jest przeprowadzenie delimitacji cieków i zlewni. W tym celu wczytano numeryczny model terenu (NMT), który został zgeneralizowany do rozmiaru komórki rastrowej o wymiarach 50×50 m. Przyjęta rozdzielczość NMT pozwoliła uniknąć większych problemów z właściwą parametryzacją wyznaczonej zlewni (Kalinowska i in., 2018). Wygenerowany podział terenu na zlewnie cząstkowe został wykonany na podstawie istniejącego przebiegu głównych cieków, który następnie rozbudowano o pozostałe obszary alimentacji wód powierzchniowych w strefie przybrzeżnej. W celu odtworzenia prawidłowej topologii zlewni badanego terenu dokonano weryfikacji i w razie potrzeby edycji geometrii warstw przy wykorzystaniu narzędzi ze środowiska GIS.



Tab.6.3. Zakres danych wejściowych wykorzystanych do konstrukcji modelu w programie SWAT.

Kategoria danych	Dane	Źródło danych
Mapy tematyczne	Numeryczny model terenu (NMT)	GUGiK ¹
	Zagospodarowanie terenu (CLC2018)	GIOS ²
	Pokrywa glebowa (SMGP)	PIG-PIB ³
Dane pogodowe	Dobowy opad atmosferyczny	CFSR ⁴ IMGW ⁵
	Maksymalna i minimalna temperatura dobową	
	Średnia dobową wilgotność względną	
	Suma dobowego promieniowania słonecznego	
	Średnia dobową prędkość wiatru	
Praktyka rolnicza	Ankiety rolnicze	WaterPUCK ⁶

¹GUGiK – dane pozyskane z zasobu Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii (www.geoportal.gov.pl).

²GIOS – dane na temat pokrycia powierzchni terenu z 2018 roku (CLC2018), pozyskane z zasobu Głównego Inspektoriatu Ochrony Środowiska (www.clc.gios.gov.pl).

³PIG-PIB – dane pozyskane z Centralnej Bazy Danych Geologicznych prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy. Opracowane na podstawie wybranych arkuszy szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50000 (Mojski, 1978; Skompski, 1997; Pikies i Zaleszkiewicz, 1998).

⁴CFSR – dane pogodowe w zakresie temperatury, wilgotności, promieniowania słonecznego i prędkości wiatru pochodzące z systemu Climate Forecast System Reanalysis (www.globalweather.tamu.edu).

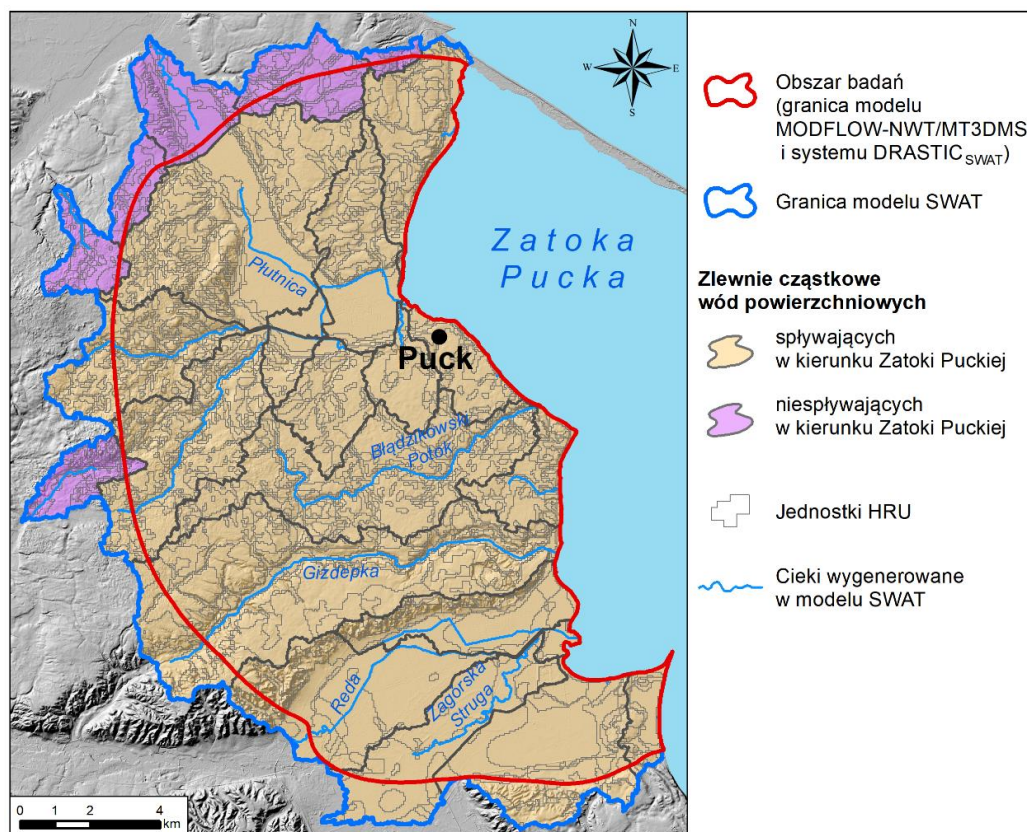
⁵IMGW – dane opadowe ze stacji meteorologicznej w Żelistrzewie dla lat 1998–2010, pozyskane z zasobu Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

⁶WaterPUCK – dane zostały określone na podstawie ankiet przeprowadzonych wśród lokalnych rolników (Dzierzbicka-Głowacka i in., 2019a).

Następnie wczytano dodatkowe dane zawierające informacje o zagospodarowaniu terenu oraz pokrywie glebowej, które wymagały dostosowania do specyfiki bazy danych programu SWAT. Dokonano reklasyfikacji danych o zagospodarowaniu terenu oraz zdefiniowano przyjętą klasyfikację gleb za pomocą kilkudziesięciu parametrów odnoszących się głównie do ich parametrów fizycznych, które określono na podstawie literatury (Zawadzki, 1999). Warstwa ze spadkami terenu została wygenerowana na podstawie wczytanego we wcześniejszym etapie NMT, na której jednak nie zastosowano podziału na poszczególne klasy. Jak stwierdzono na podstawie wcześniejszych badań prowadzonych w rejonie Zatoki Puckiej (Szymkiewicz i in., 2020), kryterium to powoduje znaczący wzrost liczby jednostek HRU, nie mając jednocześnie wyraźnego wpływu na ostateczny wynik. Charakterystykę rejonu badań w odniesieniu do wspomnianych warstw przedstawiono szczegółowo w rozdziale 4. Integracja wczytanych danych o zagospodarowaniu terenu, osadach pokrywy glebowej oraz spadkach terenu umożliwiła wygenerowanie w obrębie całej zlewni 564 jednostek HRU, które stanowią podstawowe jednostki obliczeniowe modelu. Wygenerowaną liczbę jednostek HRU uznano za odpowiednią do zobrazowania przestrzennego zróżnicowania wartości oczekiwanych parametrów badanej zlewni i ich wykorzystania do dalszych badań modelowych.

Zakres danych meteorologicznych wprowadzony do modelu obejmował: dobowy opad atmosferyczny, maksymalną i minimalną temperaturę dobową, średnią dobową wilgotność względną, sumę dobowego promieniowania słonecznego oraz średnią dobową prędkość wiatru. Analizą objęto dane meteorologiczne z okresu 1998–2010, które pochodziły z zasobów IMGW-PIB i systemu CFSR. Opis warunków klimatycznych przedstawiono w rozdziale 4.4. Informacje dotyczące stosowanej działalności rolniczej zostały zdefiniowane w modelu za pomocą założonego kalendarza praktyk rolniczych opisanego w rozdziale 6.1.1.

W wyniku przeprowadzonych czynności wyznaczono obszar modelu o powierzchni 243,5 km², który tworzy 27 zlewni cząstkowych (Rys.6.1). Są to całkowite i częściowe zlewnie rzek uchodzących do Zalewu Puckiego (Gizdepka, Bładzikowski Potok, Płutnica, Reda, Zagórska Struga), obszarów bezpośredniego spływu wód do Zalewu Puckiego oraz terenów, z których woda jest odprowadzana poza jego zlewnię. Granice modelu zostały wyznaczone w sposób taki, aby w pełni pokrywały powierzchnię badanego terenu. Podejście to ma istotne znaczenie przy zachowaniu przyjętej procedury przekazywania plików wynikowych modelu opracowanego w programie SWAT na potrzeby numerycznego modelu hydrogeologicznego (MODFLOW-NWT/MT3DMS) oraz oceny podatności (DRASTIC_{SWAT}), gdyż umożliwia uzyskanie rozkładu wartości określonego parametru w granicach ich obszarów.



Rys.6.1. Podział obszaru badań na zlewnie cząstkowe i jednostki HRU w programie SWAT.

6.1.3. KALIBRACJA I WALIDACJA MODELU

Kalibrację i walidację modelu wykonano, posługując się wynikami i doświadczeniami badań przeprowadzonych w ramach projektu WaterPUCK (Szymkiewicz i in., 2020; Kalinowska i in., 2020; Wielgat i in., 2021). Przeprowadzono kalibrację ręczną (metodą prób i błędów) w odniesieniu do wielkości zasilania wód podziemnych, ewapotranspiracji oraz biomasy drzewostanu w lasach. Zasilanie wód podziemnych, w rozumieniu infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych, określono na podstawie warunków klimatycznych i geologicznych charakterystycznych dla osadów czwartorzędowych północnej Polski (Duda i in., 2013; Jaworska-Szulc, 2015). Najwyższe wartości odnoszą się do odsłoniętych obszarów występowania piasków i żwirów wodnolodowcowych położonych między innymi w żwirowni w Mrzezinie. Za referencyjną wartość średniej rocznej ewapotranspiracji przyjęto zakres od 450 do 495 mm. Przedział ten odnosi się do obszaru charakteryzującego się zbliżonymi warunkami klimatu i zagospodarowania terenu jak te występujące na badanym terenie (Czyżyk i Steinhoff-Wrześniewska, 2017). Natomiast, za wzorcową wartość rocznej produkcji biomasy drzewostanu przyjęto wartość mieszczącą się w granicach od 4,2 do 12,1 ton suchej masy na hektar (Orzeł i in., 2005). W procesie kalibracji modyfikacji uległy parametry opisujące stosunek między splywem a infiltracją wód (CN), maksymalną pojemność wodną roślin (CANMX), współczynnik podsiąku wód gruntowych (GW_REVAP) oraz parametry określające wzrost sosny w bazie danych *plant.dat* (BLAI, FRGRW1, LAIMX1, FRGRW2, ALAI_MIN). Szczegółowy opis parametrów przedstawiony jest w instrukcji programu SWAT (Arnold i in., 2013).

Walidację modelu przeprowadzono na podstawie wartości odpływu całkowitego ze zlewni, plonów uzyskanych dla podstawowych upraw (rzepak ozimy, pszenica ozima, kukurydza na kiszonkę) oraz biomasy kostrzewy łąkowej zebranej z użytków zielonych. Wyniki symulacji porównano z informacjami uzyskanymi od lokalnych rolników oraz danymi zawartymi w opracowaniach statystycznych i literaturze (Tab.6.4). Weryfikacja modelu przeprowadzona na podstawie uzyskanych plonów jest powszechnie stosowana w wielu pracach z wykorzystaniem modelu SWAT (Nair i in., 2011; Rafiei Emam i in., 2015, 2017; Sinnathamby i in., 2017; Merriman i in., 2018b), gdyż umożliwia ona otrzymanie rzeczywistych wartości ewapotranspiracji oraz pozwala na większą wiarygodność symulacji oddziaływania pozostałych składników systemu hydrologicznego (Mengistu i in., 2019).

Największą zbieżność wyników otrzymano względem plonów rzepaku oraz biomasy kostrzewy łąkowej z użytków zielonych, a w przypadku pszenicy ozimej oraz kukurydzy na kiszonkę wyniki modelu nieznacznie odbiegają od przyjętych wartości referencyjnych.



Wielkość odpływu całkowitego jest również zbieżna z wcześniejszymi badaniami hydrologicznymi tego regionu (Bogdanowicz i Cysewski, 2008). Zgodność wyników uzyskanych przy wykorzystaniu modelu opracowanego w programie SWAT z dostępnymi, rzeczywistymi wartościami analizowanych parametrów jest zadowalająca i w pełni umożliwia ich wykorzystanie w kolejnym etapie założonych badań modelowych (Tab.6.4).

Tab.6.4. Porównanie wartości uzyskanych na modelu opracowanego w programie SWAT z wartościami referencyjnymi.

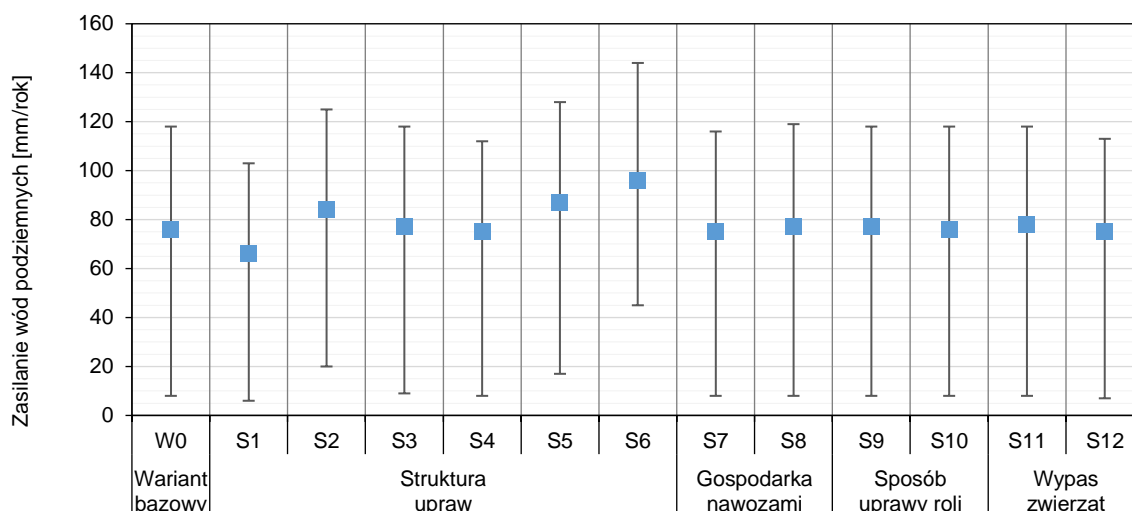
	Parametr	Jednostka	Wartości uzyskane na modelu	Wartości referencyjne	
KALIBRACJA	Zasilanie wód podziemnych	mm/rok	24–236 ^a 76 ^b	19–186	Duda i in.(2013); Jaworska–Szulc, (2015)
	Ewapotranspiracja	mm/rok	453 ^b	450–495	Czyżyk i Steinhoff- Wrześniewska (2017)
	Produkcja biomasy drzewostanów	t/ha/rok	6–20 ^a	4,2–12,1	Orzeł i in. (2005)
WALIDACJA	Odpływ całkowity ze zlewni	mm/rok	179 ^b	47–268	Bogdanowicz i Cysewski (2008)
	Wielkość plonów pszenicy ozimej	t/ha/rok	6,0–8,5 ^a	5,5	Dzierzbicka- Głowacka i in. (2019)
	Wielkość plonów rzepaku ozimego	t/ha/rok	2,9–3,1 ^a	3,4	
	Wielkość plonów kukurydzy na kiszonkę	t/ha/rok	9,8–9,9 ^a	13,5	
	Wielkość zebranej kostrzewy łąkowej	t/ha/rok	2,2–9,2 ^a	4,0–10,0	Jadczyżyn i in. (2010)

^a zakres zmienności w odniesieniu do 564 jednostek HRU.

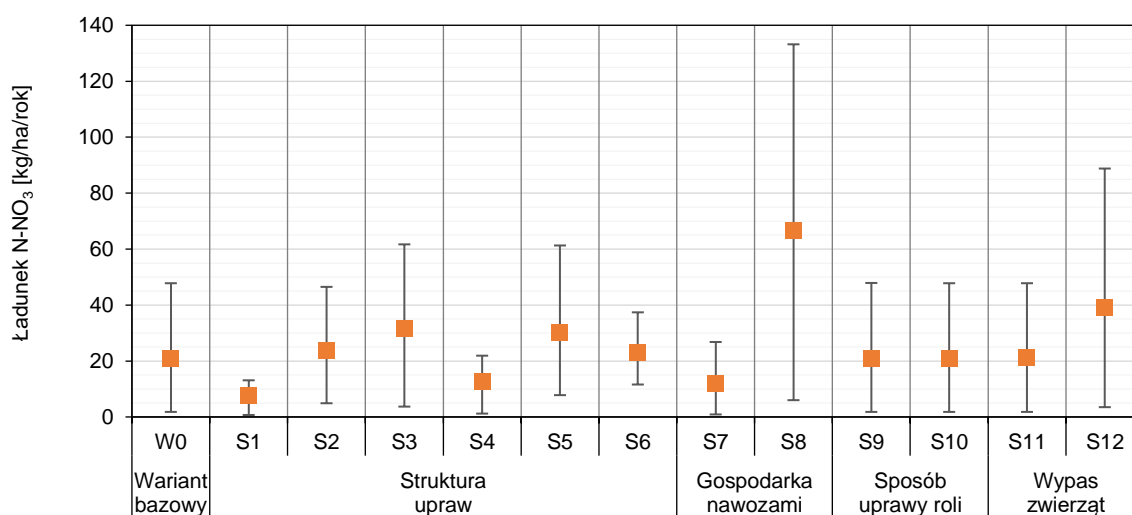
^b wartość średnia w odniesieniu do całej zlewni.

6.1.4. WYNIKI SYMULACJI

Przeprowadzone symulacje umożliwiły określenie ogólnego bilansu krążenia wód w badanej zlewni. Obliczono, że przy średnim rocznym opadzie atmosferycznym równym 647 mm, 68% paruje z powierzchni terenu w wyniku ewapotranspiracji, 19% w wyniku spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego przedostaje się do cieków bądź zatoki, a 13% infiltruje w głąb ziemi, zasilając wody podziemne. Jednakże głównym wynikiem przeprowadzonych symulacji są wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego, które podlegały dalszej analizie. Wyniki symulacji zostały obliczone z wartości dziennych (z okresu 2001–2010). Poniżej zestawiono średnie roczne wartości obu rozważanych parametrów względem każdego poruszonego scenariusza stosowanej praktyki rolniczej (Rys.6.2 i 6.3).



Rys.6.2. Średnie roczne wartości zasilania wód podziemnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.



Rys.6.3. Średnie roczne wartości ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.

Obliczona dla wariantu bazowego (W0) średnia roczna wartość zasilania wód podziemnych wynosiła 76 mm/rok, a wielkość ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego była równa 21,1 kg/ha/rok.

Rozpatrując rodzaj uprawy określonej w scenariuszach S1–S6 najmniejsze wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego uzyskano dla uprawy pszenicy ozimej (S1), odpowiednio 66 mm/rok i 7,8 kg/ha/rok. Największe wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego nie są ze sobą zbieżne. Największe wartości zasilania wód podziemnych (96 mm/rok) odnotowano dla uprawy grochu zwyczajnego (S6), a ładunku N-NO₃ (31,7 kg/ha/rok) dla uprawy rzepaku ozimego (S3).

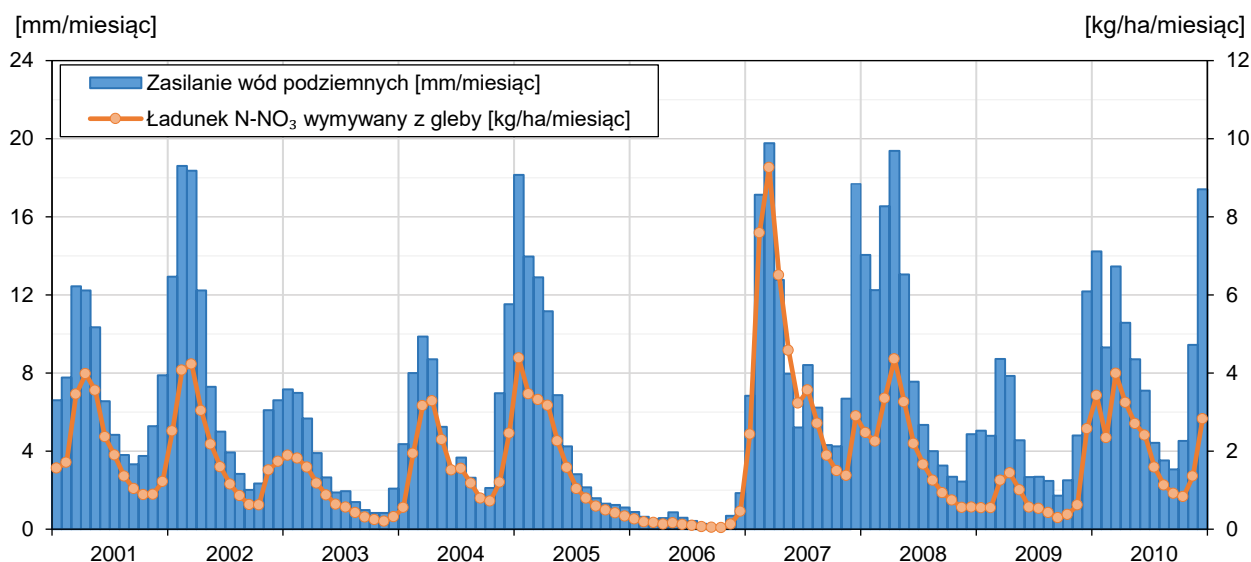
W przypadku scenariuszy S7 i S8, które dotyczyły zbadania wpływu wielkości dawki nawozów na wody podziemne, uzyskano duże różnice w wartości ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego. W porównaniu ze scenariuszem bazowym (W0), dwukrotne zmniejszenie dawki nawozów spowodowało spadek wartości ładunku N-NO₃ do 12,0 kg/ha/rok, a dwukrotne zwiększenie dawki nawozowej sprawiło gwałtowny wzrost tego parametru do 66,5 kg/ha/rok. Wielkość zasilania wód podziemnych nie uległa zmianie i w obu scenariuszach pozostała na poziomie 76 mm/rok.

W scenariuszach S9 i S10, określających głębokość uprawy roli, wielkość zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego nie uległa zmianom i wynosiła odpowiednio 76 mm/rok i 21,1 kg/ha/rok.

W scenariuszach S11 i S12, w których określono wpływ wypasu bydła mlecznego na łąkach i pastwiskach otrzymano znaczące różnice w wielkości ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego. Dla scenariusza S11, w którym założono wypas jednej krowy na hektar, obliczona wartość wspomnianego parametru wynosiła 21,4 kg/ha/rok. Natomiast, w przypadku scenariusza S12, który zakładał wypas 5 krów na hektar, ładunek N-NO₃ wypłukiwany z profilu glebowego był równy 39,2 kg/ha/rok. Obliczone zasilanie wód podziemnych dla obu scenariuszy znajdowało się na podobnym poziomie i wynosiło 78 mm/rok (S11) oraz 75 mm/rok (S12).

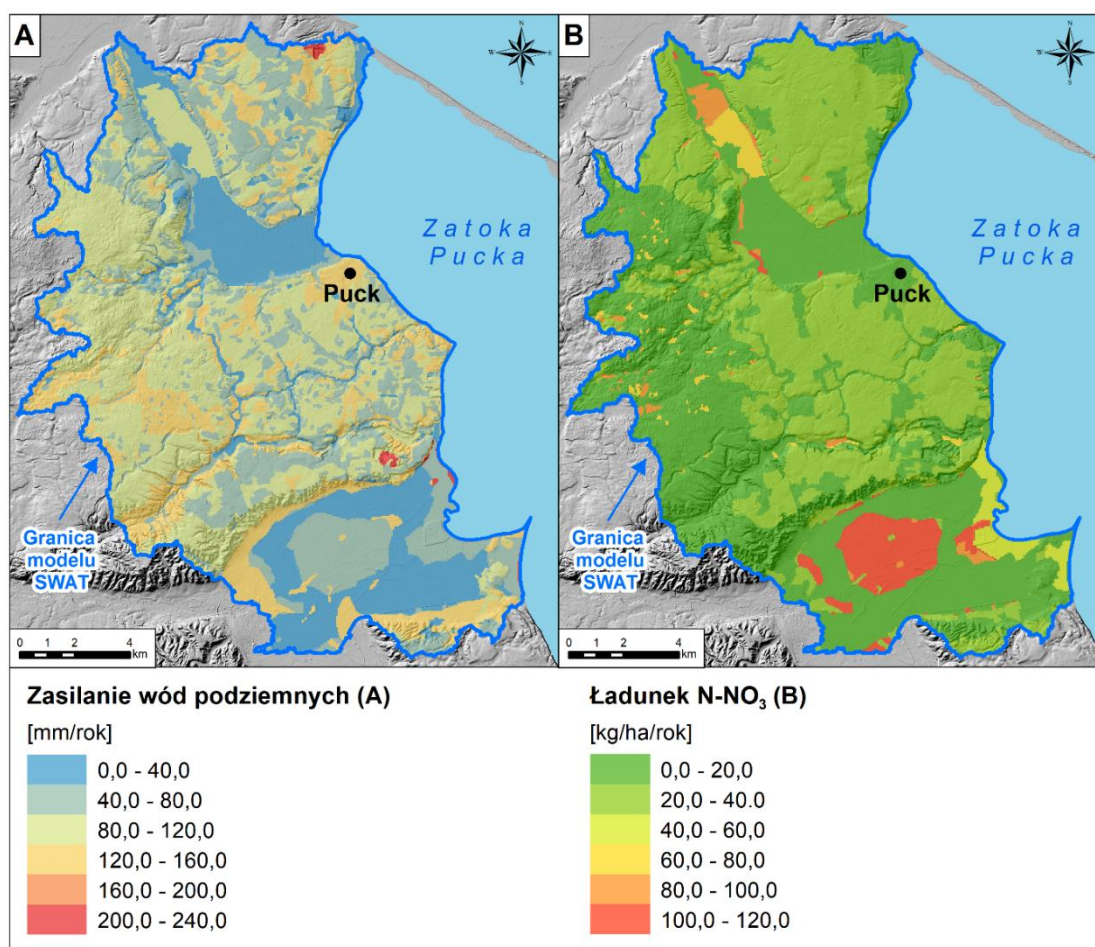
Otrzymane wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego dla rozważanych scenariuszy wykazują podobne tendencje zmian w rozkładzie miesięcznym (Rys.6.4). Najwyższe wartości są obserwowane podczas zimy lub wczesnej wiosny, a najniższe wczesną jesienią. Zależność ta nie jest jednak wyraźnie widoczna w przypadku wystąpienia niskich opadów oraz wysokich temperatur powietrza zaznaczających się w latach 2005–2006. W efekcie nastąpiło zmniejszenie zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego. W odniesieniu do wariantu bazowego (W0), najwyższe wartości zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego w rozkładzie miesięcznym wynosiły odpowiednio 19,8 mm/miesiąc i 9,3 kg/ha/miesiąc, które odnotowano w marcu 2007 roku. Natomiast wartości najniższe tych parametrów były obserwowane niemal przez cały 2006 rok, w którym zasilanie wód podziemnych nie przekraczało 1,0 mm/miesiąc, a ładunek N-NO₃ znajdował się poniżej 0,2 kg/ha/miesiąc. Jak wskazuje Żurek (2002), wypłukanie znacznej ilości ładunku N-NO₃ jest często obserwowane podczas wystąpieniu opadów po dłuższym okresie suszy.





Rys.6.4. Średnie miesięczne wartości zasilania wód podziemnych i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego dla wariantu bazowego (W0).

Przykładowy rozkład przestrzenny wartości rozpatrywanych parametrów dla aktualnie stosowanej praktyki rolniczej (W0) przedstawiono na Rys.6.5.



Rys.6.5. Zróżnicowanie przestrzenne średnich wartości zasilania wód podziemnych (A) i ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego (B) dla wariantu bazowego (W0).

Przestrzenny rozkład wartości zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego względem wyznaczonych jednostek HRU był zbliżony w każdym z założonych scenariuszy. Najniższe wartości zasilania wód podziemnych odnoszą się do osadów torfowych i namulów położonych w dolinach rzecznych. Najwyższe wartości związane są z obecnością wodnolodowcowych utworów piaszczysto-żwirowych, które występują na powierzchni odsłoniętych z ubogą roślinnością, bądź jej brakiem. W przypadku ładunku N-NO₃ największe wartości występują miejscowo w obrębie pradolin oraz punktowo w zachodniej części Kępy Puckiej. Są to głównie obszary rolne i leśne położone na glebach torfowych. Wielkość zasilania wód podziemnych mieści się tu w zakresie 0–236 mm/rok, a ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego w przedziale 0–107 kg/ha/rok.

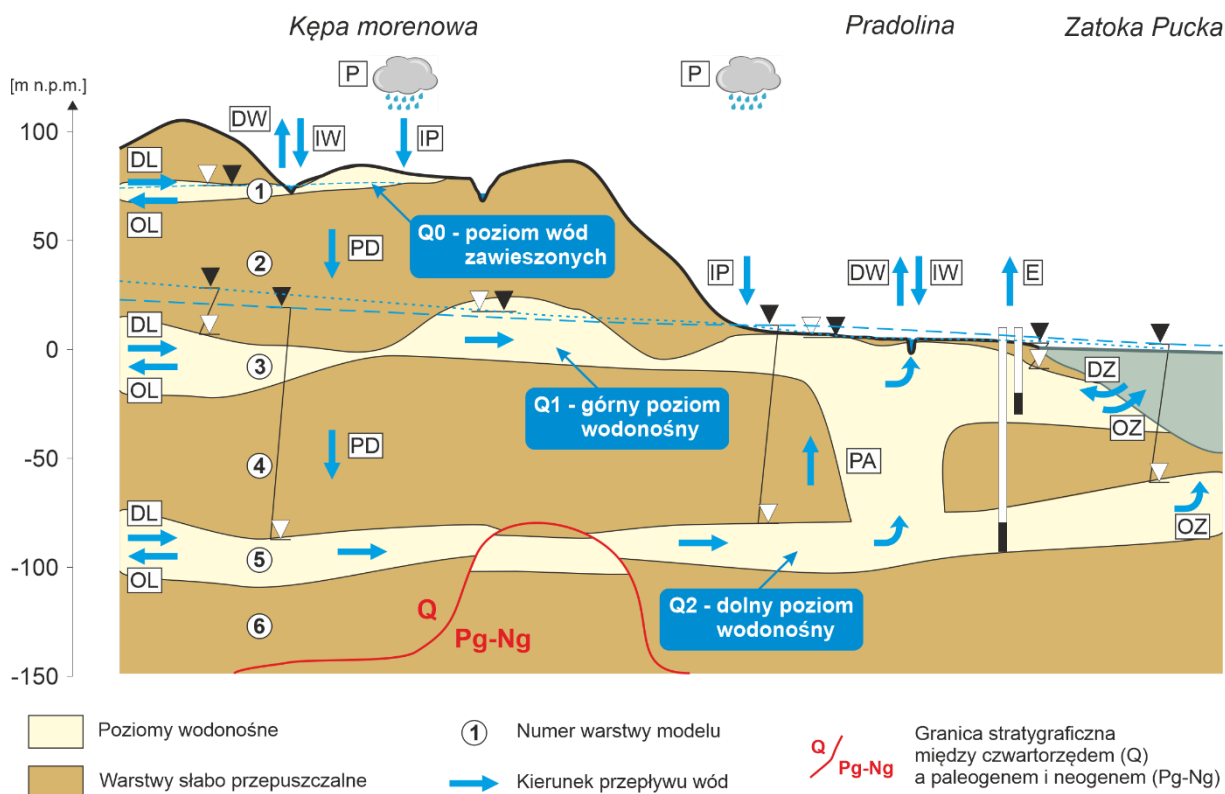
6.2. DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

6.2.1. SCHEMATYZACJA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Sposób przygotowania danych wejściowych oraz przyjęta schematyzacja warunków hydrogeologicznych mają istotne znaczenie w kalibracji numerycznego modelu hydrogeologicznego oraz uzyskanych wynikach (Bredehoeft, 2003; Gurwin, 2003, 2004; Jaworska-Szulc, 2004, 2010). W związku z tym, wydzielenie i agregacja poszczególnych warstw wodonośnych polegały na wyszczególnieniu poziomów o wystarczającym stopniu rozpoznania oraz istotnym wpływie na bilans i układ hydrodynamiczny analizowanego systemu wodonośnego, zgodnie z podejściem Staśko i in. (2012).

Badaniami modelowymi objęto obszar o powierzchni 202,3 km². Strukturę systemu wodonośnego określono na podstawie danych archiwalnych oraz zebranych podczas badań terenowych. Obejmowały one informacje o rozprzestrzenieniu analizowanych poziomów wodonośnych oraz wartościach wymaganych parametrów hydrogeologicznych. Podczas budowy modelu dążono do odzwierciedlenia istniejących układów warstw przepuszczalnych i izolujących. Opracowany model przepływu wód podziemnych obejmuje wielowarstwowy system wodonośny o znaczeniu regionalnym, który jest wykształcony w heterogenicznym ośrodku porowatym (Rys.6.6). Na modelu wyodrębniono sześć warstw obliczeniowych:

- Pierwsza warstwa modelu – poziom wód zawieszonych (Q0);
- Druga warstwa modelu – osady słabo przepuszczalne;
- Trzecia warstwa modelu – górny poziom wodonośny (Q1);
- Czwarta warstwa modelu – osady słabo przepuszczalne;
- Piąta warstwa modelu – dolny poziom wodonośny (Q2);
- Szósta warstwa modelu – osady słabo przepuszczalne.



Rys.6.6. Model konceptualny obszaru badań.

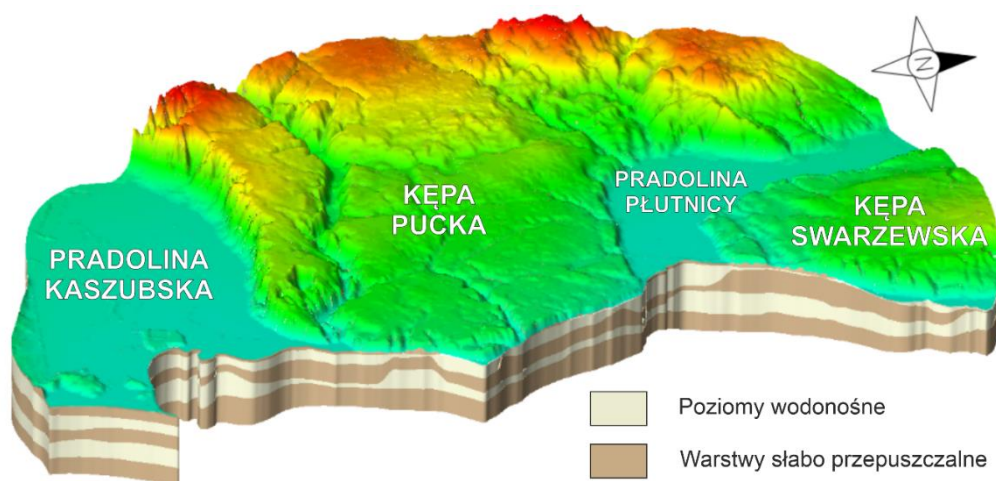
Pierwsza warstwa modelu obrazuje rozprzestrzenienie występującego lokalnie poziomu wód zawieszonych (Q0) wykształconego w piaszczystych osadach czwartorzędowych. Trzecia warstwa modelu odzwierciedla występowanie górnego poziomu wodonośnego (Q1), który zbudowany jest z czwartorzędowych utworów piaszczysto-żwirowych o charakterze międzymorenowym lub pradolinowym. W obrębie tej warstwy modelu, na obszarze wysoczyznowym zostały uwzględnione lokalnie występujące strefy nieciągłości. Piąta warstwa modelu przedstawia dolny poziom wodonośny (Q2), występujący głównie w postaci poziomu podmorenowego. Poziom ten wykształcony jest w osadach piaszczystych czwartorzędu, lecz lokalnie kontynuuje się w osadach paleogeńsko-neogeńskich. Poziomy wodonośne Q1 i Q2 miejscami znajdują się w kontakcie hydraulicznym. Drugą, czwartą i szóstą warstwę modelu reprezentują osady słabo przepuszczalne rozdzielające analizowane poziomy wodonośne. Wykształcone są one w postaci kompleksów gliniastych, a także torfów i mułków. Szósta warstwa modelu nie ma istotnego wpływu na uzyskany wynik obliczeń. Stanowi ona podstawę modelu i została ona przedstawiona w celu graficznego ukazania układu spągu dolnego poziomu wodonośnego i utworów podścielających.

6.2.2. KONSTRUKCJA MODELU

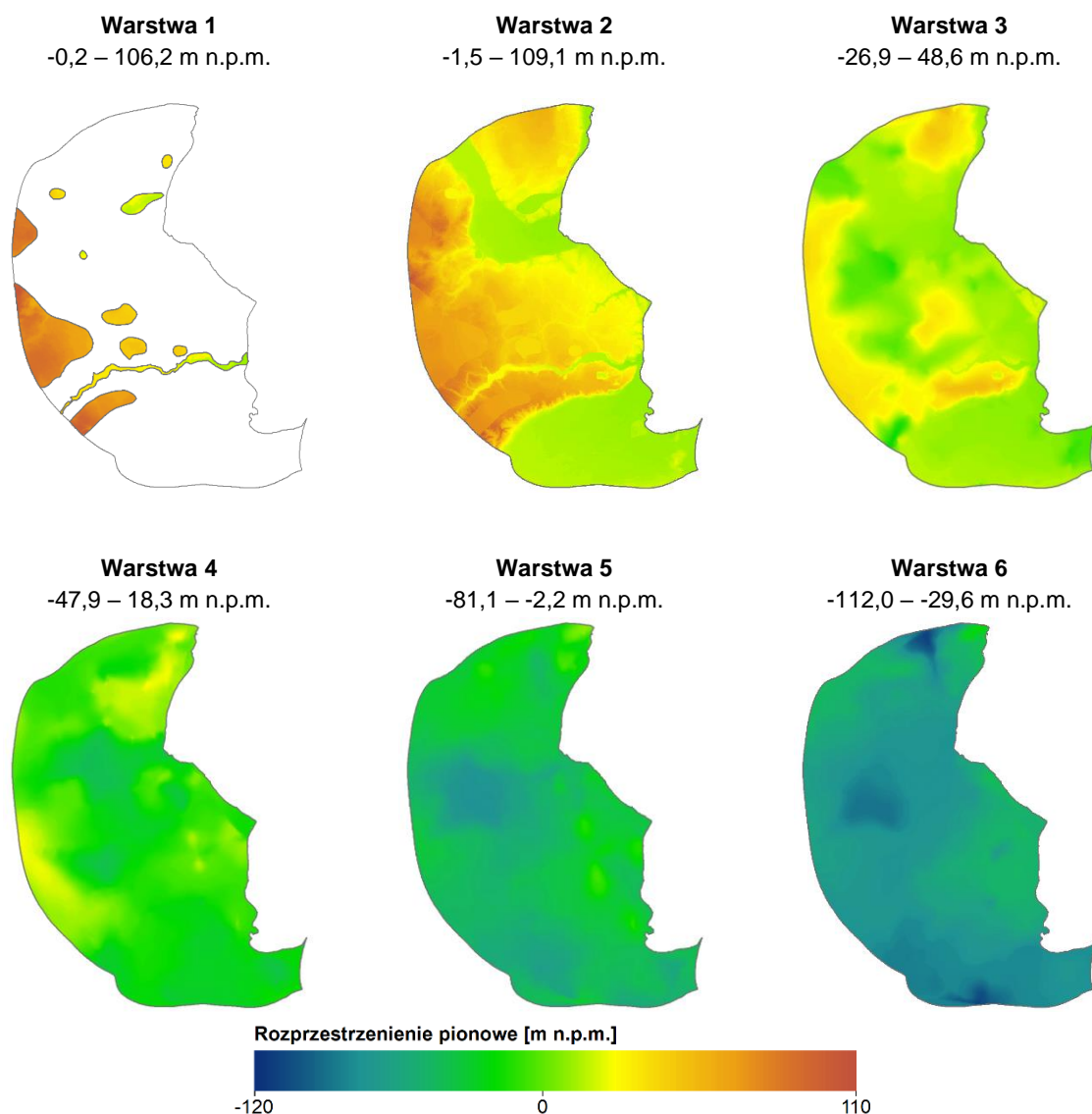
Informacje dotyczące konstrukcji modelu przygotowano i zweryfikowano przy wykorzystaniu narzędzi ze środowiska GIS, które są niezbędne do opracowania modeli regionalnych (Gurwin i Serafin, 2008; Zhou i Li, 2011). Jednakże zasadniczy etap konstrukcji modelu przeprowadzono za pomocą dedykowanych modułów dostępnych w oprogramowaniu GMS. Zakres danych wejściowych potrzebnych do konstrukcji modelu obejmował: geometrię warstw, parametry filtracyjne, charakterystykę cieków i zbiorników wód powierzchniowych, zasilanie modelu, warunki początkowe i brzegowe modelu oraz wielkość poboru wód.

6.2.2.1. GEOMETRIA WARSTW

Geometria poszczególnych warstw modelu została zdefiniowana na podstawie wykonanych przekroi hydrogeologicznych (Zał. nr 2.1–2.10), analizy 430 profili otworów wiertniczych (Zał. nr 1) oraz informacji zawartych na mapach hydrogeologicznych i geologicznych w skali 1:50000 (Mojski, 1978; Skompski, 1997; Pikies i Zaleszkiewicz, 1998; Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b). Do określenia ukształtowania powierzchni terenu wykorzystano NMT, którego rozdzielczość została zgeneralizowana do rozmiaru komórki rastra 50×50 m. Układ warstw modelu został odwzorowany przy zastosowaniu metody horyzontów, zgodnie z podejściem zaproponowanym przez Lemon i Jones (2003). Metoda ta idealnie nadaje się do dokładnego odwzorowania i kontroli ułożenia warstw na obszarze charakteryzującym się złożoną budową geologiczną. W wyniku przeprowadzonych czynności zostały wygenerowane trójwymiarowe struktury oddające wizerunek usytuowania poszczególnych warstw modelu w przestrzeni kartezjańskiej (Rys.6.7). Następnie dokonano konwersji powierzchni stropowych i spągowych wygenerowanych warstw do trójwymiarowej siatki obliczeniowej (Rys.6.8).



Rys.6.7. Trójwymiarowy układ warstw modelu koncepcyjnego opracowywanego obszaru.



Rys.6.8. Położenie powierzchni stropowej poszczególnych warstw modelu.

6.2.2.2. PARAMETRY FILTRACYJNE

W górnym (Q1) i dolnym (Q2) poziomie wodonośnym (trzecia i piąta warstwa modelu), wartości współczynnika filtracji określono zgodnie z dotychczasowym rozpoznaniem hydrogeologicznym. Wykorzystane zostały między innymi wyniki próbnych pompowań studni wierconych zawarte w dokumentacjach hydrogeologicznych i kartach otworów (CBDH), a także objaśnienia tekstowe do map hydrogeologicznych (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b). Jednakże w przypadku poziomów wód zawieszonych (Q0) oraz utworów słabo przepuszczalnych nie były dotąd prowadzone badania właściwości filtracyjnych, co sprawiało trudności w rzeczywistym odzwierciedleniu tego parametru na modelu. W związku z tym, wartości współczynnika filtracji dla poziomu Q0 oraz osadów słabo przepuszczalnych przyjęto posługując się wynikami badań prowadzonych przez Marciniaka i in. (1999), Shaap'a i in. (1999), Kellner'a (2007) oraz Polańską i Piekarek-Jankowską (2008).

Przestrzenny rozkład wartości współczynnika filtracji umożliwił odwzorowanie niejednorodności badanego systemu wodonośnego. W opracowanym modelu, wartości współczynnika filtracji (po kalibracji) przyjęte dla warstw przepuszczalnych mieściły się w przedziale $3,61 \cdot 10^{-5}$ – $5,00 \cdot 10^{-4}$ m/s, a w przypadku warstw słabo przepuszczalnych w granicach $1,41 \cdot 10^{-9}$ – $8,13 \cdot 10^{-7}$ m/s (nie uwzględniono warstwy nr 6). Strefy nieciągłości poziomów wodonośnych zostały odwzorowane wartościami charakterystycznymi dla warstw słabo przepuszczalnych. Biorąc pod uwagę przeprowadzone badania dotyczące anizotropii ośrodka hydrogeologicznego oraz ogólnie przyjęte zasady jej zróżnicowania na potrzeby modelowania przepływu wód podziemnych w układach wielowarstwowych (Carlson, 2000; Gruszczyński i Małecki, 2006; Haitjema, 2006; Kresic, 2007; Fan i Miguez-Macho, 2010; Anderson i in., 2015), przyjęto założenie o izotropowości ośrodka ($k_x=k_y=k_z$). Zróżnicowanie tego parametru w przypadku skał okruchowych jest zazwyczaj pomijane, gdyż nie ma istotnego znaczenia na ostateczny wynik wykonanych obliczeń (Kulma i Zdechlik, 2009). W celu określenia wartości pozostałych parametrów filtracyjnych modelu zostały wykorzystane dane literaturowe (Morris i Johnson, 1967; Freeze i Cherry, 1979; Batu, 1998; Duda i in., 2013). Dla poszczególnych warstw modelowych przyjęto jednakowe wartości porowatości efektywnej, współczynnika zasobności sprężystej i współczynnika odsączalności grawitacyjnej (Tab.6.5).

Tab.6.5. Wartości parametrów filtracyjnych przyjęte do badań modelowych.

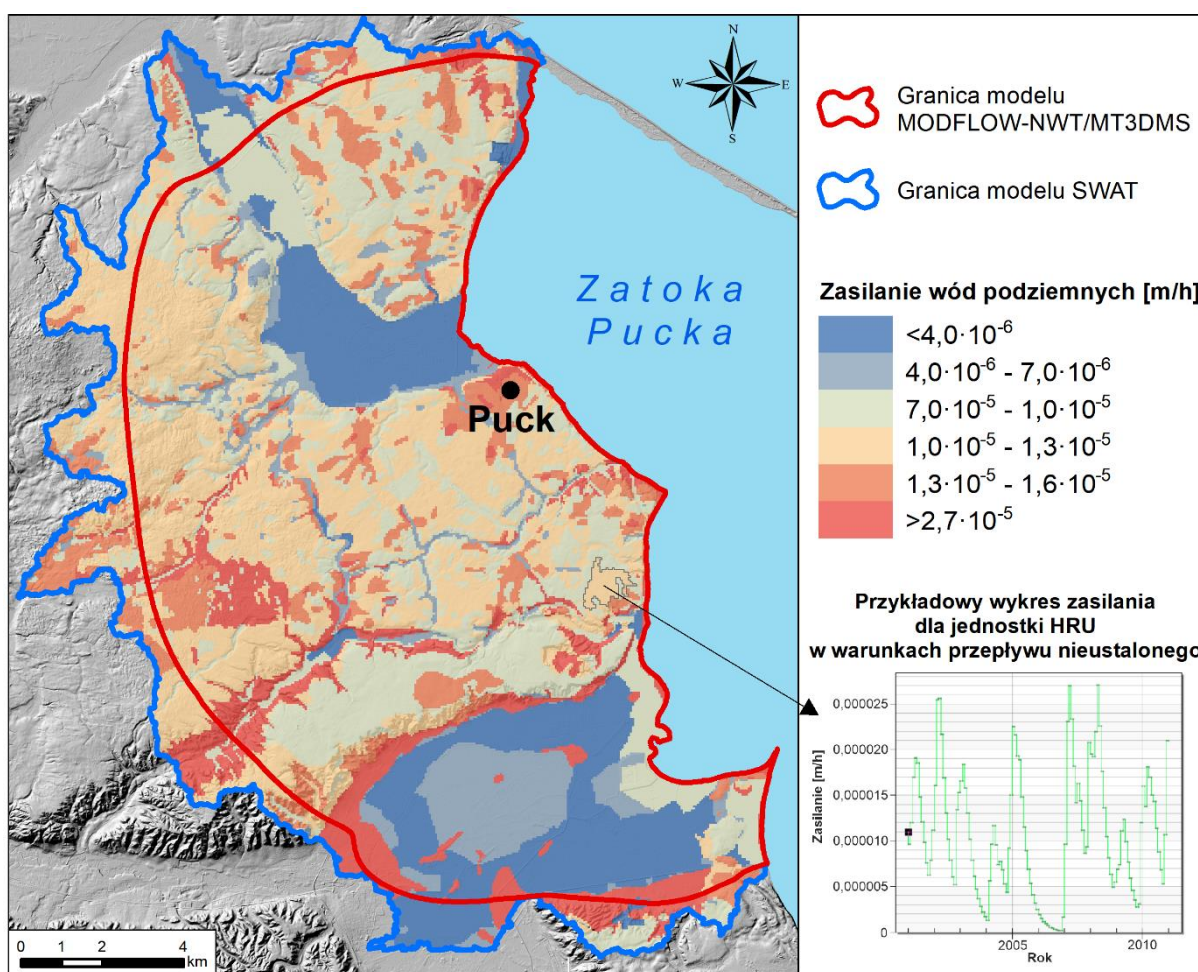
Nr	Charakter utworów	Współczynnik filtracji [m/s]	Porowatość efektywna [-]	Współczynnik zasobności sprężystej [1/m]	Współczynnik odsączalności grawitacyjnej [-]
1	przepuszczalne (Q0)	$5,00 \cdot 10^{-5}$ – $2,78 \cdot 10^{-4}$	0,20	$5 \cdot 10^{-5}$	0,17
2	słabo przepuszczalne	$2,22 \cdot 10^{-9}$ – $8,13 \cdot 10^{-7}$	0,11	$3 \cdot 10^{-4}$	0,00
3	przepuszczalne (Q1)	$3,61 \cdot 10^{-5}$ – $5,00 \cdot 10^{-4}$	0,22	$5 \cdot 10^{-5}$	0,21
4	słabo przepuszczalne	$1,41 \cdot 10^{-9}$ – $3,25 \cdot 10^{-8}$	0,10	$4 \cdot 10^{-4}$	0,00
5	przepuszczalne (Q2)	$4,72 \cdot 10^{-5}$ – $2,72 \cdot 10^{-4}$	0,22	$5 \cdot 10^{-5}$	0,21
6	słabo przepuszczalne	$7,78 \cdot 10^{-10}$ – $7,78 \cdot 10^{-10}$	0,10	$4 \cdot 10^{-4}$	0,00

6.2.2.3. ZASILANIE MODELU

Ze względu na rozległy i skomplikowany obszar badań, informacje na temat zasilania wód podziemnych stanowiły wyniki badań z modelu opracowanego w programie SWAT. Metodykę obliczeń wartości zasilania wód podziemnych przedstawiono w rozdziale 3.4.1. Integracja danych o zasilaniu wód podziemnych z oprogramowaniem GMS (MODFLOW-NWT) była możliwa przy wykorzystaniu skryptów opracowanych w języku programowania Python z wykorzystaniem biblioteki FloPy (Bakker i in., 2016). Przytoczone skrypty zostały

przygotowane przez prof. dr hab. inż. Adama Szymkiewicza na potrzeby realizacji projektu WaterPUCK (Szymkiewicz i in., 2020).

Wartości zasilania wód podziemnych odwzorowano w macierzy obliczeniowej modelu MODFLOW-NWT za pomocą wygenerowanej warstwy wektorowej jednostek HRU, którą wczytano w programie GMS. W programie GMS wartości zasilania wód podziemnych założono dla najwyższej położonej aktywnej komórki modelu. Dla symulacji w warunkach przepływu ustalonego wykorzystano średnią wartość zasilania wód podziemnych z lat 2001–2010 (Rys.6.9). Natomiast, dla symulacji w warunkach przepływu nieustalonego użyto średnich miesięcznych wartości zasilania wód podziemnych z przytoczonego okresu, które obliczono z wartości dziennych. W efekcie uzyskano zbiór danych zawierający zmienność wartości zasilania wód podziemnych dla 120 przedziałów czasowych w obrębie każdej jednostki HRU (Rys.6.9). Dokonana analiza wielkości zasilania wód podziemnych wskazuje na dużą dynamikę zmian, co szczegółowo zostało przedstawione w rozdziale 6.4.



Rys.6.9. Wartości zasilania wód podziemnych dla wariantu bazowego (W0) wczytane do programu GMS.

6.2.2.4. POCZĄTKOWE ZWIERCIADŁO WODY

Dla analizowanych poziomów wodonośnych wygenerowano początkowe zwierciadło wód podziemnych na podstawie informacji zawartych w kartach otworów hydrogeologicznych (CBDH), układ hydroizohips przedstawiony na mapach hydrogeologicznych (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b) oraz przeprowadzone pomiary położenia zwierciadła wody. W warunkach przepływu nieustalonego układ początkowego zwierciadła wody ma zasadnicze znaczenie dla otrzymania wyniku w danym momencie czasu. Natomiast, przy założeniu warunków ustalonych początkowe zwierciadło wód podziemnych pełni funkcję pomocniczą, od którego rozpoczyna się proces iteracyjny (Kulma i Zdechlik, 2009). Początkowe zwierciadło wód podziemnych dla każdego poziomu zostało wygenerowane przy wykorzystaniu metody interpolacyjnej natural neighbor.

6.2.2.5. POBÓR WÓD PODZIEMNYCH

Pobór wód podziemnych zadano dla największych ujęć (komunalnych) zlokalizowanych na obszarze objętym badaniami: Darżlubie, Mrzezino, Mosty I, Mosty II, Połczyno, Reda, Rekowo Górne, Sławutowo, Sławutówko i Władysławowo (Rys.4.14). Dla ujęć położonych w obrębie gminy Puck, dane na temat wielkości poboru wód stanowią wartości średnie z lat 2016–2018, które zostały udostępnione przez eksploatatora ujęć – Urząd Gminy Puck. Natomiast, informacje o wielkości poboru wód podziemnych na pozostałych ujęciach pozyskano z bazy danych POBORY prowadzonej przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną (PSH) i odnoszą się one do 2019 roku. W poniższej tabeli przedstawiono wielkość poboru wód podziemnych z poszczególnych ujęć w odniesieniu do założonych warstw modelu (Tab.6.6).

Tab.6.6. Wielkość poboru wód podziemnych z ujęć komunalnych na badanym obszarze.

Ujęcie	Pobór wód [m ³ /h]	Warstwa modelu z założonym poborem
Darżlubie	6,3*	piąta (Q2)
Mrzezino	19,1*	trzecia (Q1)
	19,1*	piąta (Q2)
Mosty I	13,7**	trzecia (Q1)
Mosty II	8,3**	piąta (Q2)
Połczyno	5,3*	piąta (Q2)
Puck	15,8**	trzecia (Q1)
	47,4**	piąta (Q2)
Reda	581,4**	trzecia (Q1)
	155,1**	piąta (Q2)
Rekowo Górne	16,0*	piąta (Q2)
Sławutowo	8,5*	trzecia (Q1)
Sławutówko	0,5*	trzecia (Q1)
Władysławowo	48,9**	piąta (Q2)

*dane uśrednione z lat 2016–2018 otrzymane od eksploatatora ujęcia

**dane z roku 2019 pozyskane z bazy danych POBORY (PSH)

6.2.2.6. DYSKRETYZACJA PRZESTRZENI I CZASU

Obszar badań modelowych odwzorowano regularną, jednolitą dla wszystkich warstw siatką ortogonalną, w której wszystkie bloki są kwadratami o poziomym rozmiarze komórki obliczeniowej równej 50×50 m. Przyjęty krok obliczeniowy siatki jest zgodny z ogólnie przyjętymi zasadami dyskretyzacji modeli regionalnych opracowywanymi na potrzeby rozpatrywania zagadnień bilansowych zlewni, w których powierzchnia komórki nie powinna przekraczać 1 km² (Dąbrowski, 1997). Siatka w płaszczyźnie poziomej została ograniczona stosownymi warunkami brzegowymi, które opisano w rozdziale 6.2.2.7. Wszystkie komórki spoza tego obszaru zostały uznane za bloki nieaktywne. W kierunku wertykalnym wyodrębniono sześć warstw modelowych o zmiennej miąższości, które odnoszą się do poszczególnych poziomów wodonośnych oraz rozdzielających je warstw słabo przepuszczalnych. Skonstruowana za pomocą 459 wierszy, 441 kolumn i 6 warstw trójwymiarowa siatka ma łącznie 1214514 bloków, z czego liczba aktywnych komórek (obliczeniowych) wynosi 416384. Węzły obliczeniowe umieszczone zostały w geometrycznym środku każdego bloku. Dla każdego bloku obliczeniowego przypisano uśrednione w jego obrębie wartości parametrów odpowiadających za filtrację wód podziemnych, do których zalicza się współczynnik filtracji, położenie stropu i spągu warstw, początkową wysokość zwierciadła wody oraz infiltrację efektywną. Uzyskane wyniki obliczeń numerycznych również odnoszą się do geometrycznego środka każdej komórki.

Do przeprowadzenia symulacji w warunkach przepływu nieustalonego należało dodatkowo dokonać podziału na okresy wymuszeń. W tym celu wyznaczono przedziały czasu, w których wartości poszczególnych wymuszeń są stałe. Dyskretyzacji czasu dokonano na podstawie zmiennego w czasie natężenia infiltracji efektywnej obliczonego za pomocą programu SWAT. Symulacje obejmowały okres lat 2001–2010, który został podzielony krokiem miesięcznym na 120 przedziałów czasowych. Rozpoczęcie obliczeń uwzględniało okres rozruchu modelu, za który przyjęto średnie wartości zasilania modelu wykorzystane do symulacji w warunkach przepływu ustalonego.

6.2.2.7. WARUNKI BRZEGOWE I POCZĄTKOWE

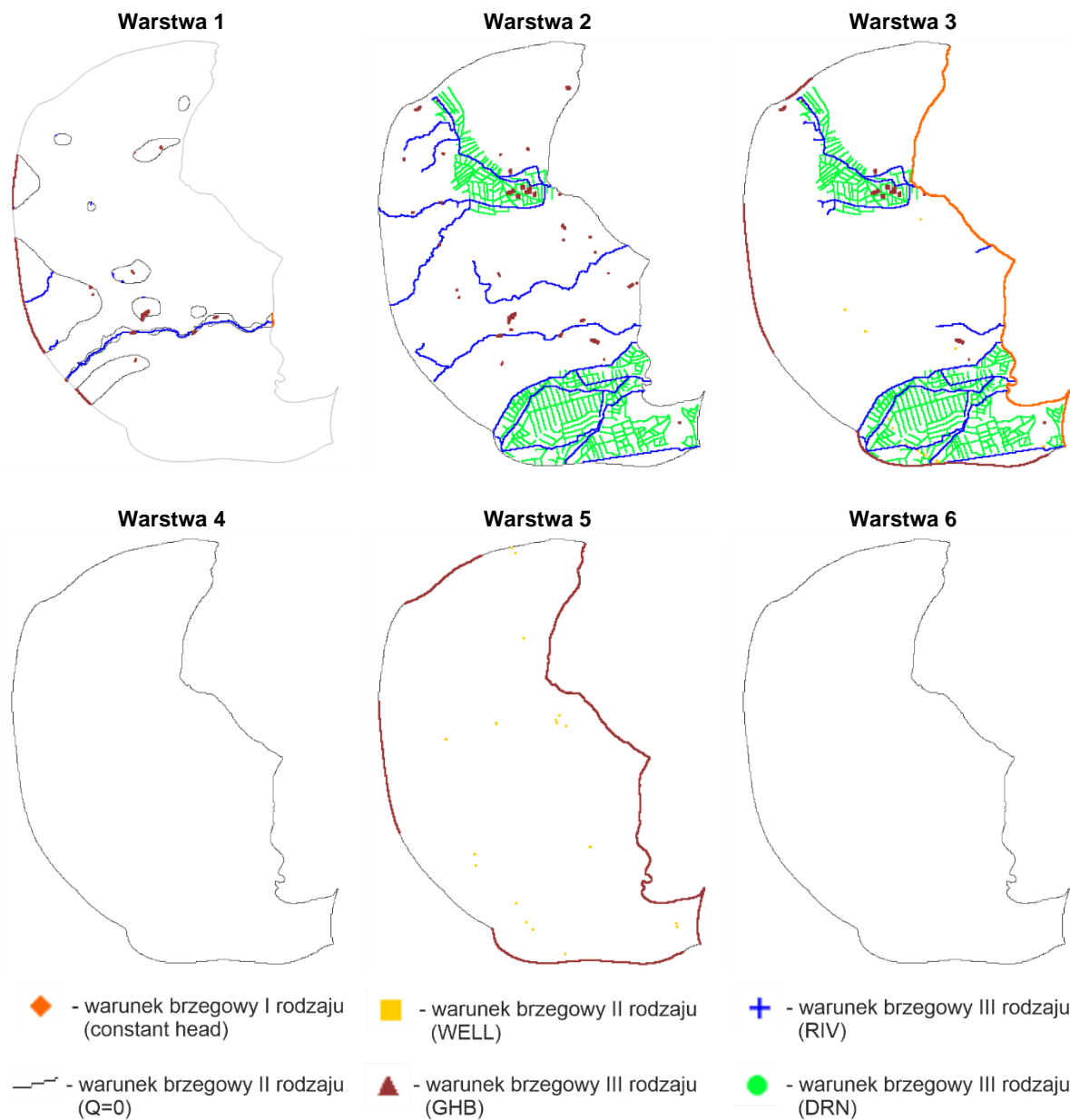
Warunki brzegowe modelu zdefiniowano na podstawie panujących warunków hydrodynamicznych, indywidualnie dla każdej z warstw modelu (Rys.6.10).

Warunek brzegowy I rodzaju ($H=\text{const.}$) zadano jedynie w trzeciej warstwie modelu, dla komórek tworzących granicę górnego poziomu wodonośnego z Zatoką Pucką (constant head). Warunek ten zakłada dobrą więź hydrauliczną poziomu wodonośnego Q1 z wodami zatoki.

Warunek brzegowy II rodzaju ($Q=\text{const.}$) zadano w obrębie wszystkich warstw modelu na granicach, które odzwierciedlały ograniczenie obszaru filtracji przy spełnieniu założenia $Q=0$ (brak przepływu). Warunkiem II rodzaju została również odzwierciedlona eksploatacja wód podziemnych za pomocą studni komunalnych (WEL) oraz zasilanie modelu pochodzące z infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych (RCH).

Warunek brzegowy III rodzaju ($Q=f(H)$) został zadany jako wymuszenia zewnętrzne i wewnętrzne. Zewnętrzny warunek brzegowy III rodzaju typu GHB przyjęto w pierwszej, trzeciej i piątej warstwie modelu. W warstwie pierwszej, która reprezentuje rozprzestrzenienie poziomu wód zawieszonych, został on ustalony na trzech fragmentach, na zachodniej granicy warstwy. W trzeciej (Q1) i piątej (Q2) warstwie modelu warunek brzegowy III rodzaju typu GHB założono na fragmentach zachodniej i południowej granicy modelu – pradolin Płutnicy oraz Kaszubskiej, a także wysoczyzny Kępy Puckiej. W przypadku warstwy piątej warunek ten został także zadany na linii brzegowej zatoki. Warunek typu GHB przyjęty na zewnętrznych granicach modelu charakteryzował miejsca, w których zachodzi dopływ lub odpływ wód podziemnych z obszarów położonych poza granicami modelu. Wewnętrzny warunek brzegowy III rodzaju został również zadany w celu określenia oddziaływania cieków powierzchniowych (RIV oraz DRN) oraz niewielkich zbiorników wód powierzchniowych (GHB) na bilans wód podziemnych.

Warunki początkowe zadane dla symulacji w warunkach nieustalonego przepływu wód podziemnych ograniczały się do określenia wartości wysokości hydraulicznej dla każdego bloku obliczeniowego w chwili początkowej. We wszystkich punktach przestrzeni dyskretnej zostały wykorzystane wyniki rozkładu ciśnień dla modelu wykonanego w warunkach przepływu ustalonego. Jest to standardowa procedura, która pozwala na otrzymanie zgodności obliczonych wartości wysokości hydraulicznej z wymuszeniami modelu (Oude Essink, 2000; Gruszczyński i Małecki, 2006).



Rys.6.10. Przyjęte warunki brzegowe dla poszczególnych warstw modelu.

6.2.3. KALIBRACJA, WERYFIKACJA I CZUŁOŚĆ MODELU

Kalibracja modelu przepływu wód podziemnych została przeprowadzona na podstawie wersji modelu skonstruowanego w warunkach przepływu ustalonego. Otrzymane rozwiązanie przyjęto również na potrzeby symulacji przepływu wód w stanie nieustalonym, co wynikało z braku odpowiedniego zakresu danych do identyfikacji modelu.

Podstawą wykonanej kalibracji modelu był układ hydroizohips stanu przedstawionego na mapach hydrogeologicznych (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierżęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b), a także wartości położenia zwierciadła wody określone w kartach otworów studziennych (CBDH), które zostały uzupełnione o pomiary własne przeprowadzone w latach 2017–2019 (łącznie 91 punktów obserwacyjnych). Założono, że dane wykorzystane

do identyfikacji modelu przedstawiają aktualny stan hydrodynamiczny analizowanego systemu wodonośnego, w związku z czym zadano rzeczywistą średnią roczną wartość poboru wód.

Podczas etapu identyfikacji modelu, tarowaniu podlegały przede wszystkim wartości współczynnika filtracji warstw wodonośnych oraz warstw słabo przepuszczalnych, a także dokonano korekty zadanych warunków brzegowych. Korekty parametrów dokonano metodą prób i błędów przy jednoczesnej kontroli błędów statystycznych dla obliczonego na modelu i pomierzonego zwierciadła wód podziemnych. Czynność ta była poprzedzona procesem automatycznej estymacji wybranych parametrów, przy wykorzystaniu programu PEST (Doherty, 2004; Doherty i Hunt, 2010). Ze względu na istotne ograniczenia przy wykorzystaniu automatycznej kalibracji dla złożonych modeli regionalnych (Gurwin, 2004; Dąbrowski i in., 2010), oprogramowanie to posłużyło do określenia ogólnej tendencji zmian parametrów, pozwalającej na ukierunkowanie korekty ich wartości. Błędy kalibracyjne modelu zostały obliczone dla 91 punktów przy zastosowaniu trzech kryteriów błędów statystycznych, które są powszechnie wykorzystywane do określenia poprawności modelu (Gurwin, 2004; Jaworska-Szulc, 2009; Gruszczyński i Małecki, 2010; Anderson i in., 2015). Zastosowane równania oraz błędy modelu zostały przedstawione w Tab.6.7.

Tab.6.7. Błędy kalibracji modelu. W nawiasach podano liczbę punktów referencyjnych.

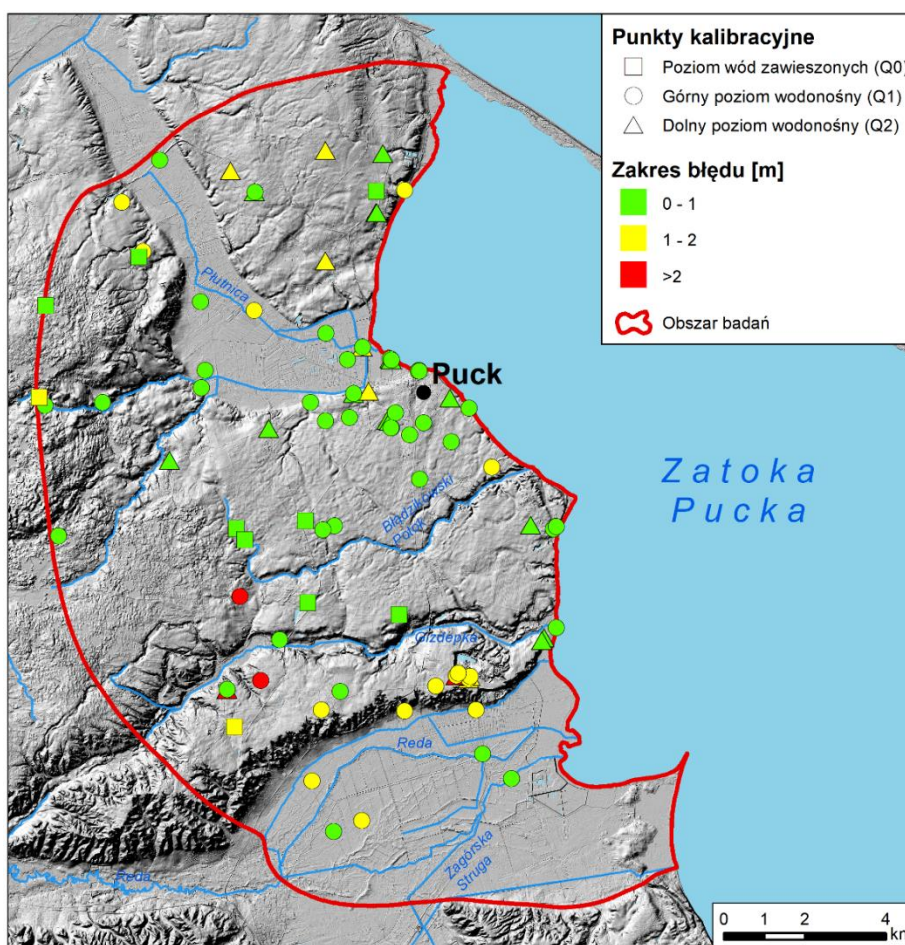
		model (91)	Q0 (10)	Q1 (57)	Q2 (24)
Błąd średni [m]	$ME = \left(n \sum_{i=1}^n H_{m,i} - H_{s,i} \right)^{-1}$	0,01	0,14	-0,02	0,05
Błąd średni absolutny [m]	$MAE = \left(n \sum_{i=1}^n H_{m,i} - H_{s,i} \right)^{-1}$	0,76	0,57	0,77	0,82
Błąd standardowy [m]	$RMSE = \sqrt{\left(n \sum_{i=1}^n (H_{m,i} - H_{s,i})^2 \right)^{-1}}$	1,09	0,75	1,14	1,10
gdzie: $H_{m,i}$ – rzędna pomierzonego zwierciadła wód podziemnych [m] $H_{s,i}$ – rzędna obliczonego zwierciadła wód podziemnych [m] n – liczba węzłów obliczeniowych i – numer węzła					

Różnice pomiędzy pomierzonym w terenie a obliczonym na modelu położeniem zwierciadła wód podziemnych wynoszą średnio 0,01 m (błąd średni). Błąd średni absolutny wyniósł 0,76 m, a błąd standardowy 1,09 m. Najmniejszym błędem obarczone są wyniki otrzymane dla poziomu zawieszono Q0. Należy mieć jednak na uwadze, że poziom ten nie jest wystarczająco dobrze rozpoznany ze względu na złożony charakter jego występowania

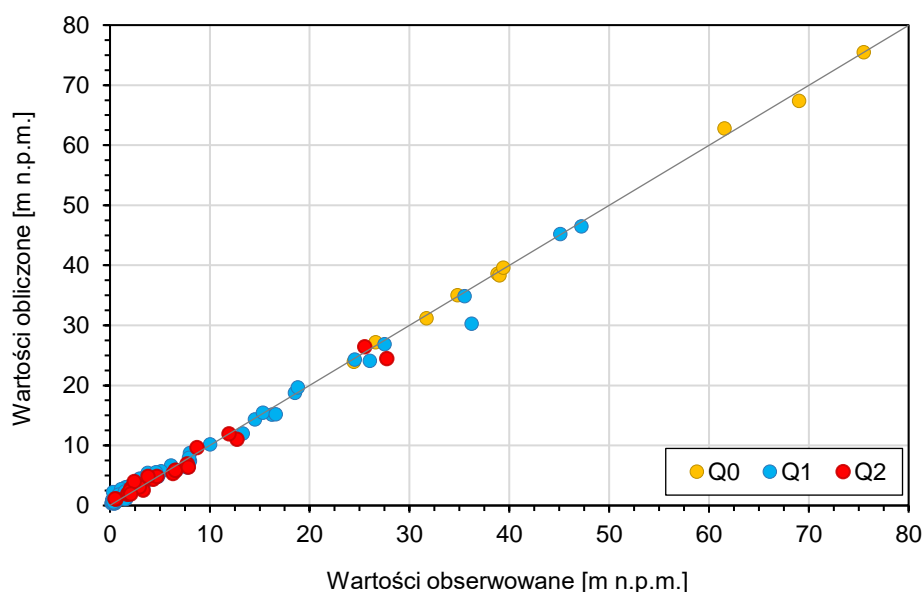


oraz ograniczone wykorzystanie. Umożliwiało to w pewnym stopniu na swobodny dobór wartości parametrów podlegających kalibracji, przy zachowaniu zakresu odpowiadajacemu ich stanu naturalnemu. Większe błędy uzyskano dla poziomów Q1 i Q2, dla których najmniejszą zbieżność obserwuje się w południowozachodniej części Kępy Puckiej (Rys.6.11). Wynika to przede wszystkim z problemów w odwzorowaniu przestrzennym obu poziomów wodonośnych w postaci warstw modelowych oraz zróżnicowania wartości współczynnika filtracji. Odnotowane wartości błędów w tej części obszaru mogą również wynikać z trudności w odwzorowaniu poziomu zawieszonoego, który tutaj występuje i może odpowiadać za wzrost zasilania wód podziemnych. Ze względu na brak otworów hydrogeologicznych ujmujących poziom Q0, przejawy jego występowania zinterpretowano o obecność niewielkich oczek wodnych i cieków powierzchniowych licznie występujących w tej części terenu.

Można stwierdzić, że porównanie obserwowanych i obliczonych wartości położenia zwierciadła wody wskazuje na adekwatne odwzorowanie na modelu skomplikowanego nadmorskiego obszaru młodoglacjalnego i panujących warunków krążenia wód podziemnych (Rys,6.12).



Rys.6.11. Wyniki kalibracji modelu przepływu wód podziemnych określone na podstawie wartości błędu średniego absolutnego (MAE) obserwowanego i obliczonego zwierciadła wód podziemnych.



Rys.6.12. Porównanie wartości między obserwowanym a obliczonym zwierciadłem wód podziemnych.

Weryfikację modelu dokonano na podstawie jego reakcji na pobór wód podziemnych, a także porównano wielkości obliczonego odpływu podziemnego w kierunku rzek i Zatoki Puckiej na podstawie wyników wcześniejszych badań prowadzonych na tym obszarze.

Wartości poboru wód podziemnych zostały zaczerpnięte z kart otworów i odnoszą się do wyników próbnego pompowania dla wybranych studni eksploatowanych na ujęciach komunalnych. Porównano ze sobą wielkość depresji obliczonej na modelu z depresją zmierzoną podczas próbnego pompowania w odniesieniu do ustalonej wydajności eksploatacyjnej otworu (Tab.6.8). Różnice pomiędzy wielkością depresji z próbnego pompowania a obliczoną na modelu mieściły się w zakresie 0,2–1,8 m. W odniesieniu do regionalnego charakteru modelu (jego rozdzielczości) oraz założonego celu badań modelowych, otrzymano wystarczającą zgodność uzyskanych wyników.

Tab.6.8. Wartości depresji pomierzonej i obliczonej dla wybranych studni ujęć komunalnych. Lokalizacja ujęć została przedstawiona na Rys.4.14.

Ujęcie	Nr studni	Wielkość poboru wód [m ³ /h]	Depresja pomierzona [m]	Depresja obliczona na modelu [m]
Darżlubie	1a	30,4	9,9	9,4
Mrzezino	3	100,0	3,7	2,5
Mosty I	1	47,3	1,5	0,6
Mosty II	1	78,0	13,7	15,5
Połczyno	2a	70,0	9,1	9,8
Puck	3a	68,0	3,9	2,3
Rekowo Górne	1b	50,0	10,0	10,2
Sławutowo	1a	48,8	1,9	1,6
Sławutowko	2	36,0	4,0	3,2
Władysławowo	8	93,0	6,0	6,6

Istotne znaczenie w zasilaniu cieków powierzchniowych ma odpływ podziemny (Humnicki, 2006; Herbich i in., 2013). W metodzie Wundta-Killego jego wartość jest utożsamiana ze średnią niskich przepływów charakterystycznych wody w rzece (SNQ) wyznaczoną na podstawie najniższych przepływów miesięcznych w danym okresie hydrologicznym (Jokiel, 1994; Chełmicki, 2012). Parametr ten w badaniach modelowych jest często wykorzystywany do sprawdzenia poprawności zasilania podziemnego wód powierzchniowych (Dąbrowski i in., 1999; Rodzoch, 2002; Duda i in., 2006; Wcisło i Bieroński, 2007; Jaworska–Szulc, 2009).

Obliczone na modelu wielkości zasilania podziemnego Płutnicy, Błądzikowskiego Potoku i Gizdepki wynoszą odpowiednio 0,30 m³/s, 0,02 m³/s i 0,06 m³/s. Wartości te są zbieżne z wielkościami przepływów charakterystycznych określonymi na podstawie archiwalnych pomiarów i prac prowadzonych na tym obszarze (Bogdanowicz i Cysewski, 2008; Krajewska i Fac-Beneda, 2016; Kalinowska i in., 2019; Cieśliński i in., 2022). Na podstawie pomiarów przeprowadzonych przez Kalinowską i in. (2019), średnia niskich przepływów charakterystycznych wody w Płutnicy została oszacowana na 0,26 m³/s, a w Gizdepce na 0,09 m³/s. W przypadku Błądzikowskiego Potoku minimalny zarejestrowany przepływ wynosi 0,005 m³/s, a średni 0,037 m³/s (Cieśliński i in., 2022).

Otrzymane na modelu wielkości odpływu wód podziemnych z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego w kierunku Zatoki Puckiej zostały porównane z innymi wynikami badań modelowych i obliczeń analitycznych (Piekarek-Jankowska 1994; Kryza i in., 2005; Kryza i Kryza, 2006; Jaworska-Szulc, 2007; Lidzbarski i in., 2015) (Tab.6.9). Obliczony na podstawie symulacji numerycznych odpływ wód podziemnych z obszaru objętego badaniami w kierunku Zatoki Puckiej przy uwzględnionej wielkości eksploatacji wynosi 1369,0 m³/h, co odpowiada około 53 m³/h/km przy długości linii brzegowej równej 25,8 km. Uzyskana na modelu wielkość odpływu wód podziemnych z Pradoliny Kaszubskiej do zatoki (479,48 m³/h) jest zbliżona do wyników wcześniejszych badań modelowych wykonanych na tym obszarze przez Lidzbarskiego i in. (2015), w których otrzymana wartość wynosiła 353,13 m³/h. Wartość odpływu wód podziemnych w kierunku zatoki uzyskana z badań modelowych autora jest także porównywalna z wynikami obliczeń analitycznych Piekarek-Jankowskiej (1994), przy wykorzystaniu równania van Dama (1980).

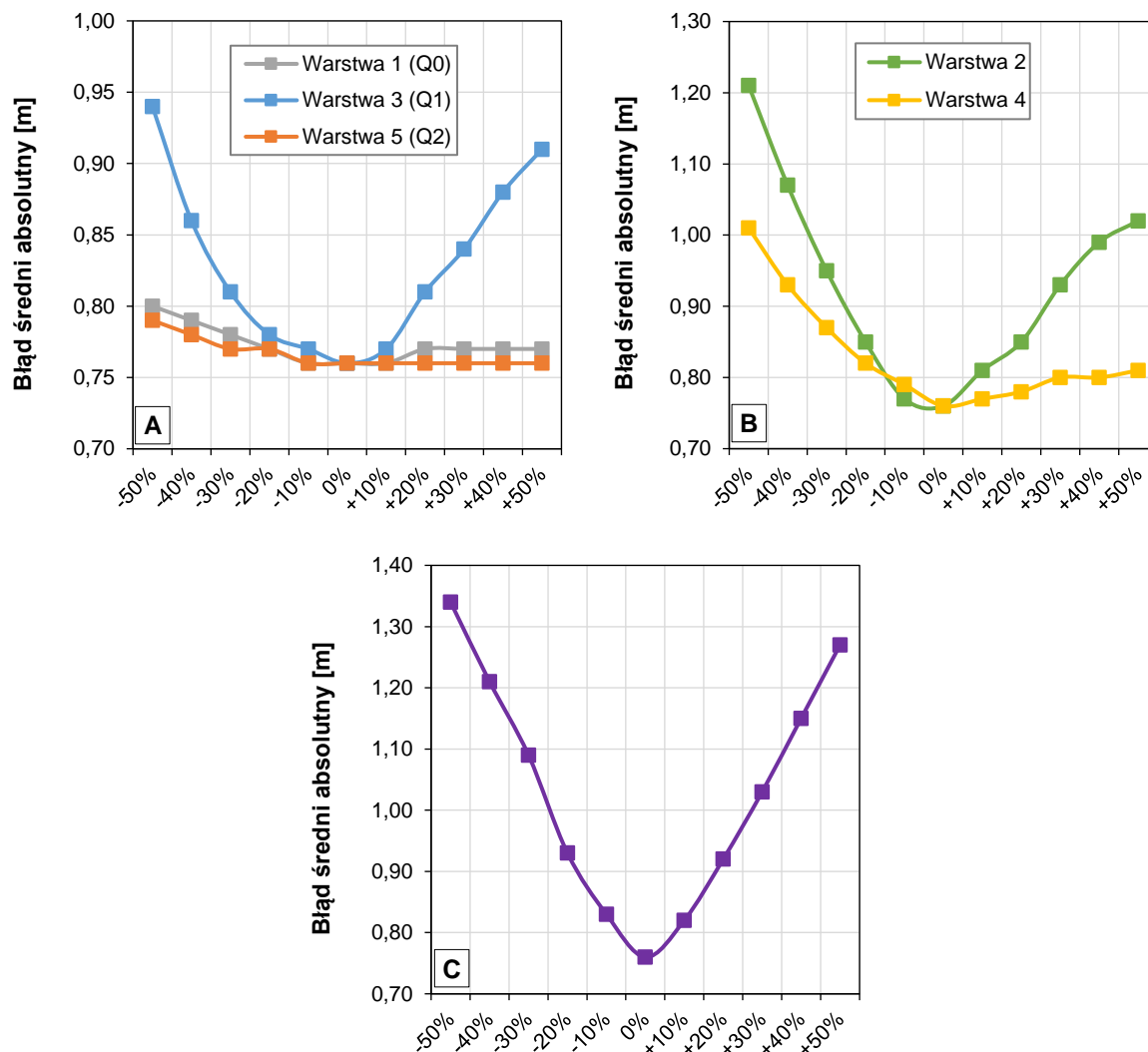
Tab.6.9. Zestawienie wielkości odpływu wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej z górnego i dolnego poziomu wodonośnego w obrębie badanego obszaru.

Źródło	Metoda obliczeń	Zatoka Pucka – całość [m³/h]	Zatoka Pucka – część wewnętrzna [m³/h]	Odptyw z Pradoliny Kaszubskiej [m³/h]
Badania własne	symulacje numeryczne (z eksploatacją wód)	–	1369,0	475,39
	symulacje numeryczne (bez eksploatacji wód)	–	1466,1	492,48
Piekarek- Jankowska (1994)	analityczna	2760,0	2040,0	–
Kryza i in. (2005); Kryza i Kryza, (2006)	symulacje numeryczne (z eksploatacją wód)	1485,5	–	–
	analityczna	3016,7	–	–
Jaworska-Szulc (2007)	symulacje numeryczne (z eksploatacją wód)	–	–	1790*
Lidzbarski i in. (2015)	symulacje numeryczne (z eksploatacją wód)	–	–	353,13

*wielkość odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej z całego obszaru Pradoliny Kaszubskiej i Kępy Oksywskiej.

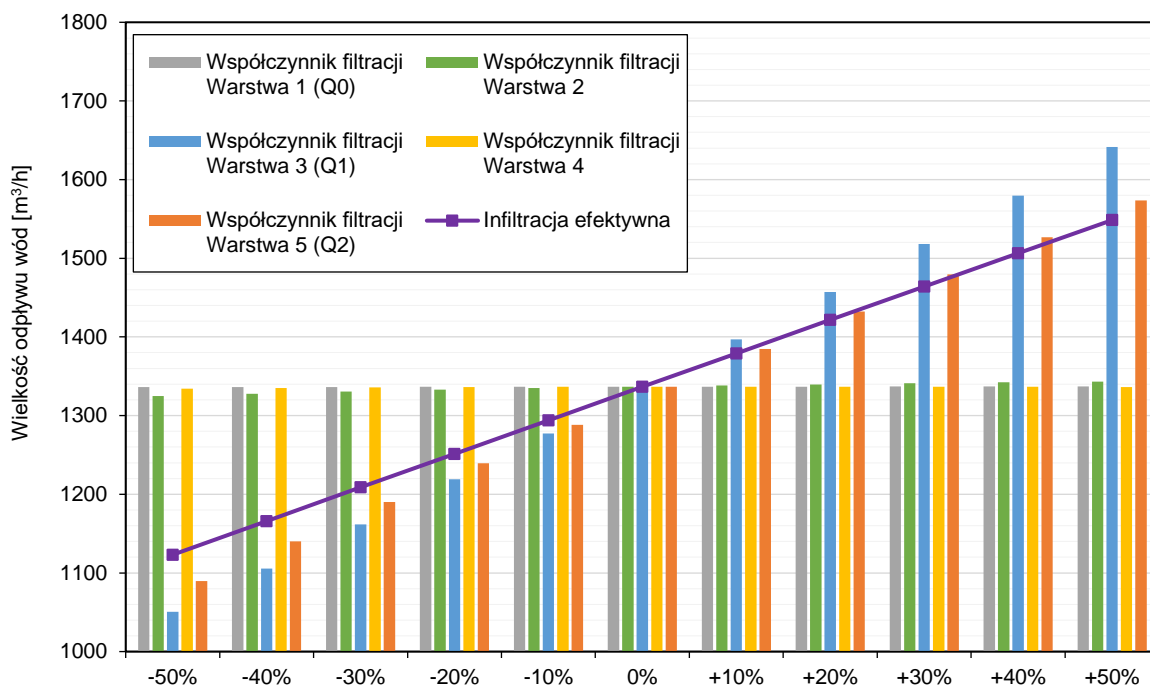
W celu oszacowania stabilności uzyskanego wyniku modelowania sprawdzono wrażliwość modelu na zmiany wartości infiltracji efektywnej, a także współczynnika filtracji warstw wodonośnych oraz utworów słabo przepuszczalnych (Rys.6.13). Wspomniane parametry są powszechnie wykorzystywane na potrzeby przetestowania analizy czułości modelu (Eliasson, 2001; Jaworska-Szulc, 2004). Symulacje kontrolne wykonano, zmniejszając i zwiększając wartości parametrów o 10%, 20%, 30%, 40% i 50%.

Na podstawie przeprowadzonych obliczeń, można zaobserwować wpływ analizowanych parametrów na zmienność uzyskanych wyników. Model wykazuje większą czułość w przypadku zmian wartości infiltracji efektywnej opadu niż współczynnika filtracji. Dla infiltracji efektywnej obserwowane wartości błędów są na podobnym poziomie zarówno w przypadku zmniejszenia, jak i zwiększenia wartości do 50%. W przypadku współczynnika filtracji największą czułość wykazuje górny poziom wodonośny (Q1) oraz warstwy słabo przepuszczalne, przede wszystkim przy zmniejszaniu wartości współczynnika filtracji. Wprowadzenie zmian wartości parametrów skutkuje zwiększeniem błędów symulacji, na podstawie czego można przypuszczać, że przyjęte w procesie kalibracji wartości współczynnika filtracji są adekwatne do rzeczywistego stanu badanego systemu hydrogeologicznego. Otrzymane wyniki względem rozważanych parametrów znajdują swoje rozwiązanie na poziomie najniższego błędów.



Rys.6.13. Wielkość błędu średniego absolutnego przy zmianie: współczynnika filtracji poziomów wodonośnych (A), współczynnika filtracji warstw słabo przepuszczalnych (B), infiltracji efektywnej (C).

Wykonane analizy czułości wskazują, iż zmiana wartości infiltracji efektywnej opadów oraz współczynnika filtracji w trzeciej (Q1) i piątej (Q2) warstwie modelu wywołuje wyraźne różnice w odpływie wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej (Rys.6.14). Natomiast, zmiana współczynnika filtracji w pierwszej (Q0) warstwie modelu oraz w warstwach rozdzielających poziomy wodonośne nie wywołuje znaczących różnic. Można zauważyć, że wzrost wartości wspomnianych parametrów przekłada się na zwiększenie odpływu wód do akwenu, a spadek na jego zmniejszenie. W przypadku infiltracji efektywnej, zróżnicowanie wartości do 50% powoduje zmianę wielkości odpływu o około 210 m³/h. Natomiast, zwiększenie bądź zmniejszenie wartości współczynnika filtracji do 50% w warstwie trzeciej oraz piątej przełoży się na zmianę odpływu wód podziemnych do zatoki odpowiednio o 295 i 240 m³/h.



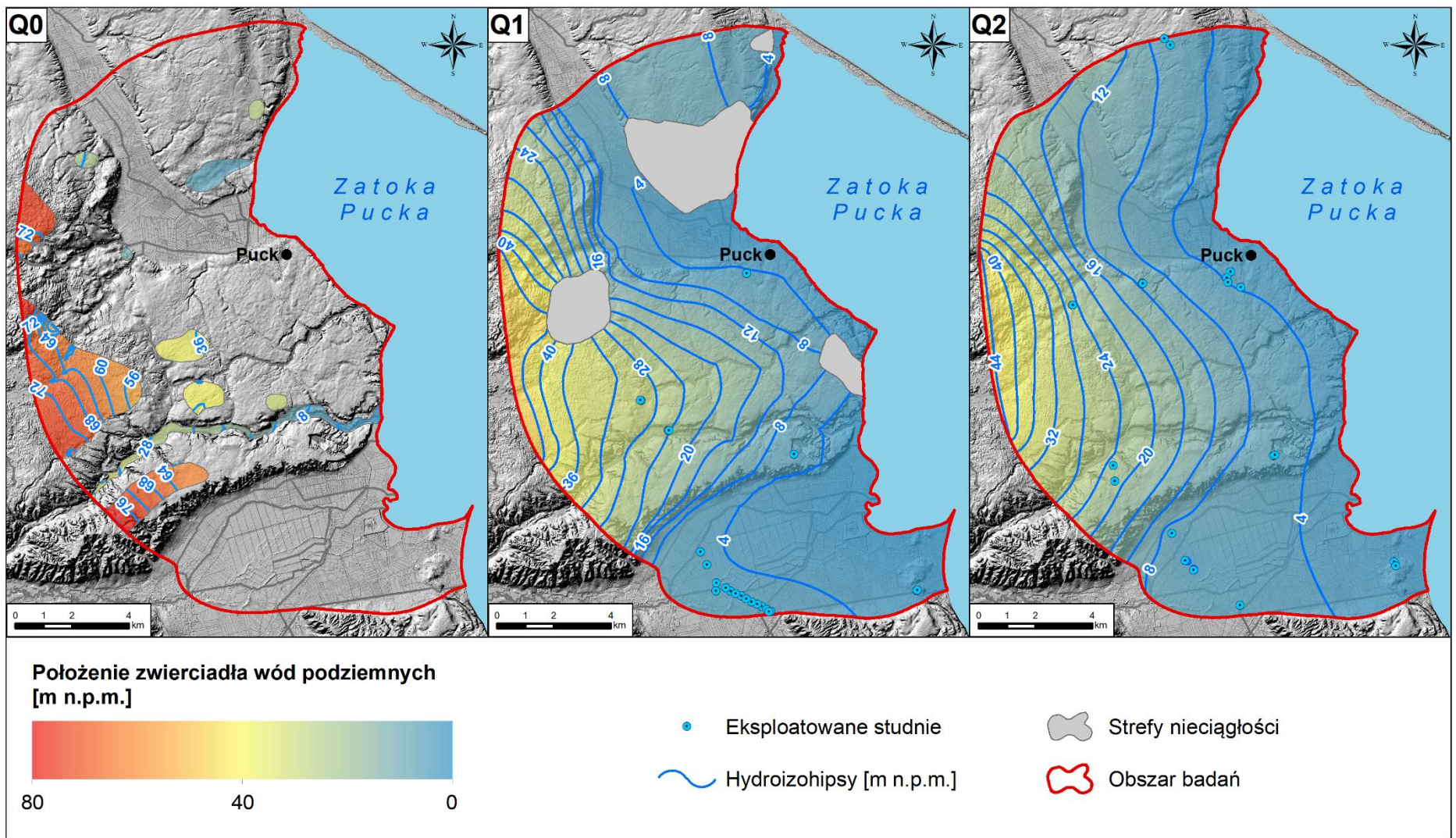
Rys.6.14. Wielkość odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej przy zróżnicowaniu wartości współczynnika filtracji oraz infiltracji efektywnej.

6.2.4. WYNIKI SYMULACJI DLA STANU USTALONEGO

Wykonane symulacje umożliwiły rozpoznanie warunków krążenia wód podziemnych w granicach obszaru badań modelowych, ze szczególnym uwzględnieniem ich dopływu do Zatoki Puckiej. Wyniki symulacji dla stanu ustalonego zostały przeanalizowane pod względem wartości uzyskanych dla wariantu bazowego (W0). Na ich podstawie wyznaczono położenie zwierciadła wody, obliczono bilans przepływu wód podziemnych oraz ich czas dopływu do Zatoki Puckiej. Wyniki symulacji dla stanu nieustalonego rozpatrywane były dla wszystkich założonych scenariuszy praktyki rolniczej, wyłącznie pod względem zróżnicowania ilości wód podziemnych dopływających do Zatoki Puckiej.

6.2.4.1. ROZKŁAD CIŚNIEŃ PIEZOMETRYCZNYCH

We wszystkich analizowanych poziomach wodonośnych zwierciadło wody najwyżej stabilizuje na terenie tzw. sandru piaszczystego, położonego w zachodniej części obszaru badań modelowych. W strefie tej formowane są zasadnicze strumienie przepływu wód podziemnych, a zwierciadło wód położone jest powyżej 70,0 m n.p.m. w poziomie Q0, 47,0 m n.p.m. w poziomie Q1 i 45,0 m n.p.m. w poziomie Q2. Układ hydroizohips w zawieszonym, górnym i dolnym poziomie wodonośnym przedstawiono na Rys.6.15.

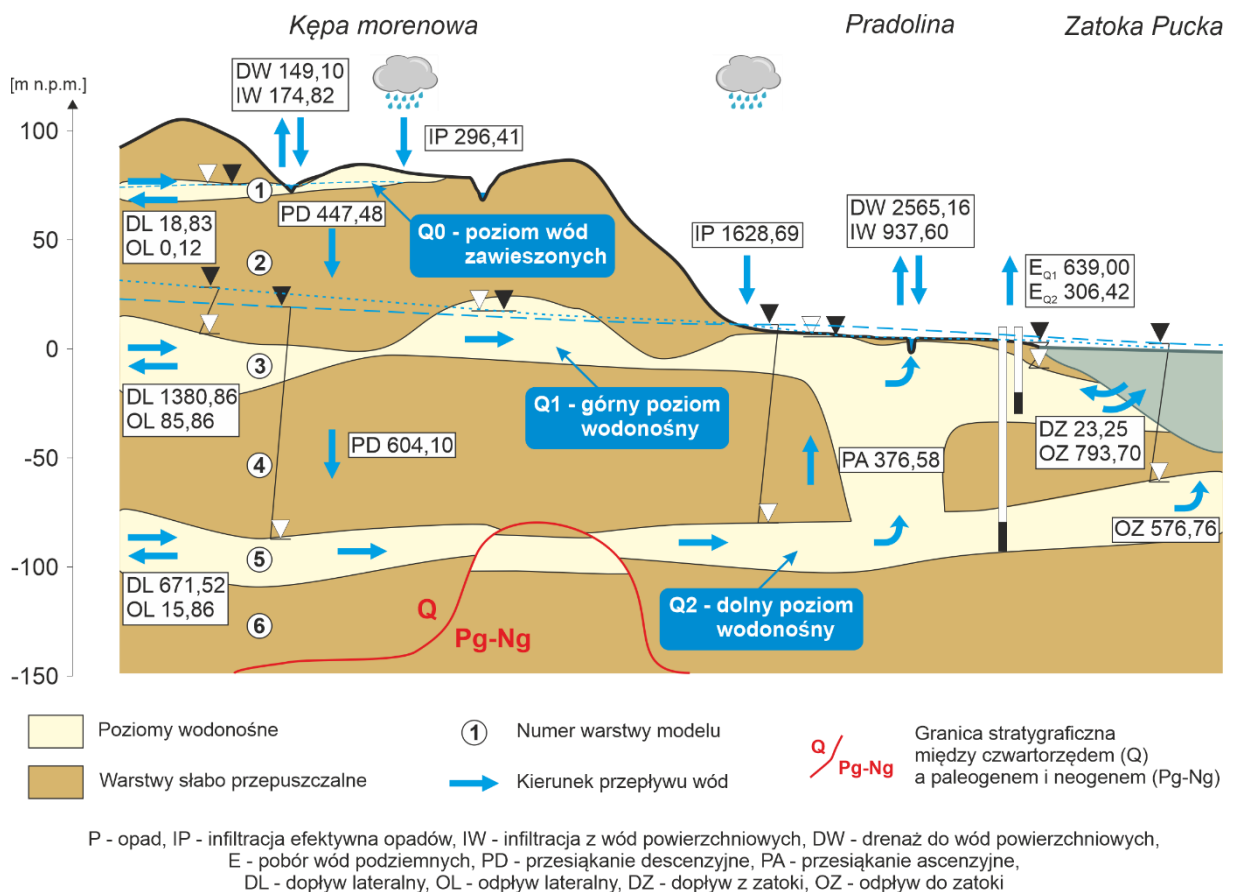


Rys.6.15. Układ hydroizohips w zawieszonym (Q0), górnym (Q1) i dolnym (Q2) poziomie wodonośnym.

Najniżej, zwierciadło wody poziomego zawieszono występuje we wschodnim fragmencie doliny Gizdeпки, gdzie w rejonie kontaktu z górnym poziomem wodonośnym oscyluje wokół wartości 12,0 m n.p.m. W górnym i dolnym poziomie wodonośnym, zwierciadło wód podziemnych obniża się w kierunku Zatoki Puckiej, przyjmując najniższe wartości na linii brzegowej. W poziomie Q1 występuje ono na wysokościach od 0,0 do 1,0 m n.p.m., a w poziomie Q2 od 0,5 do 2,0 m n.p.m. Na układ hydroizohips obu poziomów wodonośnych istotny wpływ mają również obszary pradolinne. Drenujący charakter wód powierzchniowych występujących w Pradolinie Płutnicy i Pradolinie Kaszubskiej sprawia, że panujące ciśnienia piezometryczne w poziomach wodonośnych słabną, co przede wszystkim można zobaczyć w górnym poziomie wodonośnym.

6.2.4.2. BILANS PRZEPLYWU WÓD PODZIEMNYCH

Schemat warunków hydrogeologicznych oraz składniki bilansu przepływu wody przedstawiono na Rys.6.16. oraz w Tab.6.10-6.12.



Rys.6.16. Schemat warunków hydrogeologicznych i składniki bilansu przepływu wody przy uwzględnionej eksploatacji. Wartości podane w m³/h.

Zasoby wód podziemnych analizowanych poziomów wodonośnych (Q0, Q1 i Q2) uformowały się na skutek infiltracji efektywnej opadów (43%), lateralnego dopływu wód spoza granic obszaru badań modelowych (34%) oraz infiltracji wód powierzchniowych (23%). Drenaż wód podziemnych badanego systemu wodonośnego odbywa się głównie poprzez wody powierzchniowe (65%) oraz Zatokę Pucką (32%). Odpływ lateralny przez pozostałe granice modelu ma niewielkie znaczenie w całkowitej wielkości drenażu wód (3%). Naturalne warunki krążenia wód podziemnych zostały wyraźnie zaburzone w wyniku założonej na modelu wielkości ich poboru. Nastąpił wzrost lateralnego dopływu wód spoza obszaru objętego modelem (41%), przy zmniejszeniu udziału infiltracji efektywnej (37%) i zasilania z wód powierzchniowych (22%). Założona eksploatacja wód podziemnych (18%) miała wpływ na zmniejszenie roli w drenażu poziomów wodonośnych przez wody powierzchniowe (53%), odpływie wód w kierunku Zatoki Puckiej (27%) oraz odpływie lateralnym przez pozostałe granice modelu (2%).

Obliczony na modelu średni moduł zasilania infiltracyjnego wynosi $9,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$, tj. 83,4 mm/rok, co stanowi około 12,9% średniego opadu z lat 2001–2010 (647 mm/rok) na badanym obszarze. Wartość ta jest zbieżna z wartościami wyznaczonymi na potrzeby opracowania dokumentacji zasobów dyspozycyjnych (Balcer i in., 2004), gdzie moduł zasilania infiltracyjnego dla rejonów bilansowych Płutnica i dolna Reda wyniósł odpowiednio 7,3 i $13,2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$ (średnio $9,5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{km}^2$).

Zasilanie poziomów wód zawieszonych odbywa się głównie w wyniku infiltracji wód opadowych ($296,41 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz infiltracji wód powierzchniowych ($174,82 \text{ m}^3/\text{h}$). Struktura poziomów zawieszonych rozciąga się poza zachodnią granicę modelu, której położenie nie jest zbieżne z przebiegiem wododziału. Przekłada się to na dopływ ($18,83 \text{ m}^3/\text{h}$) lub odpływ ($0,12 \text{ m}^3/\text{h}$) wód podziemnych spoza obszaru badań. Wody powierzchniowe występujące w granicach wyznaczonych poziomów zawieszonych odpowiadają również za drenaż wód podziemnych ($149,10 \text{ m}^3/\text{h}$). Większa część odpływu wód z poziomów zawieszonych odbywa się na drodze przesiąkania descenzyjnego, zasilając górny poziom wodonośny ($447,48 \text{ m}^3/\text{h}$) (Tab.6.10). Górny poziom wodonośny jest w głównej mierze zasilany na drodze infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych ($1628,69 \text{ m}^3/\text{h}$), która zachodzi na większości obszaru pośrednio, w wyniku przesączania przez występującą w nadkładzie pokrywę torfów i glin. Istotną rolę w zasilaniu tego poziomu ma również dopływ boczny, który ma miejsce na zachodniej ($536,14 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz południowej ($844,72 \text{ m}^3/\text{h}$) granicy badań modelowych. Zasilanie górnego poziomu wodonośnego w obrębie obszarów wysoczyznowych zachodzi w wyniku infiltracji wód powierzchniowych przez utwory gliniaste ($937,60 \text{ m}^3/\text{h}$). Poziom ten



jest również zasilany na drodze ascenzyjnego przesiąkania wód na obszarze pradolin z dolnego poziomu wodonośnego ($376,58 \text{ m}^3/\text{h}$), a także descenzyjnego przesączania wód z poziomów zawieszonych ($447,48 \text{ m}^3/\text{h}$). Na obszarach wybrzeża płaskiego odnotowano także niewielki dopływ wód od strony zatoki ($23,25 \text{ m}^3/\text{h}$). Drenaż górnego poziomu wodonośnego odbywa się przede wszystkim poprzez wody powierzchniowe ($2565,16 \text{ m}^3/\text{h}$) położone na obszarze pradolin (stawy, rzeki, kanały oraz gęsta sieć rowów melioracyjnych). Pozostała część wód podziemnych przesącza się descenzyjnie w obrębie wyższych partii wysoczyzn do dolnego poziomu wodonośnego ($604,10 \text{ m}^3/\text{h}$), zasila ascenzyjnie poziom wód zawieszonych ($106,64 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz odpływa w kierunku Zatoki Puckiej ($793,70 \text{ m}^3/\text{h}$). Wody tego poziomu są także eksploatowane na ujęciach ($639,00 \text{ m}^3/\text{h}$). Niewielka ilość wód podziemnych górnego poziomu wodonośnego odpływa poza granice badań modelowych na zachód, w rejonie Pradoliny Płutnicy ($65,48 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz Kępy Puckiej ($20,38 \text{ m}^3/\text{h}$) (Tab.6.11).

Dolny poziom wodonośny zasilany jest poprzez przesiąkanie descenzyjne na obszarach wysoczyznowych z wyżej leżącego poziomu wodonośnego ($604,10 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz dopływ lateralny wód z kierunku zachodniego ($295,30 \text{ m}^3/\text{h}$), północno-zachodniego ($170,72 \text{ m}^3/\text{h}$) i południowego ($205,50 \text{ m}^3/\text{h}$). Odpływ wód podziemnych z dolnego poziomu wodonośnego odbywa się głównie wskutek drenażu podmorskiego w Zatoce Puckiej ($576,76 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz przesiąkania ascenzyjnego wód do górnego poziomu wodonośnego na obszarach pradolin ($376,58 \text{ m}^3/\text{h}$). Wody tego poziomu podlegają eksploatacji na ujęciach ($306,42 \text{ m}^3/\text{h}$). Nieznaczna ilość wód z poziomu dolnego odpływa również w kierunku zachodnim ($15,86 \text{ m}^3/\text{h}$) (Tab.6.12).

Tab.6.10. Bilans przepływu wód podziemnych w poziomie wód zawieszonych (Q0).

Q0	Składnik bilansu	Wariant bez eksploatacji [m^3/h]	Wariant z eksploatacją [m^3/h]
DOPIY	Infiltracja wód opadowych	296,41	296,41
	Infiltracja wód powierzchniowych	165,65	174,82
	Ascenzja z warstwy wodonośnej Q1	116,91	106,64
	Dopływ lateralny z zachodu	18,70	18,83
	Razem dopływ	597,67	596,70
ODPIY	Descenzja do warstwy wodonośnej Q1	437,20	447,48
	Drenaż wód powierzchniowych	160,34	149,10
	Odpływ lateralny na zachód	0,13	0,12
	Razem odpływ	597,67	596,70

Tab.6.11. Bilans przepływu wód podziemnych w górnym poziomie wodonośnym (Q1).

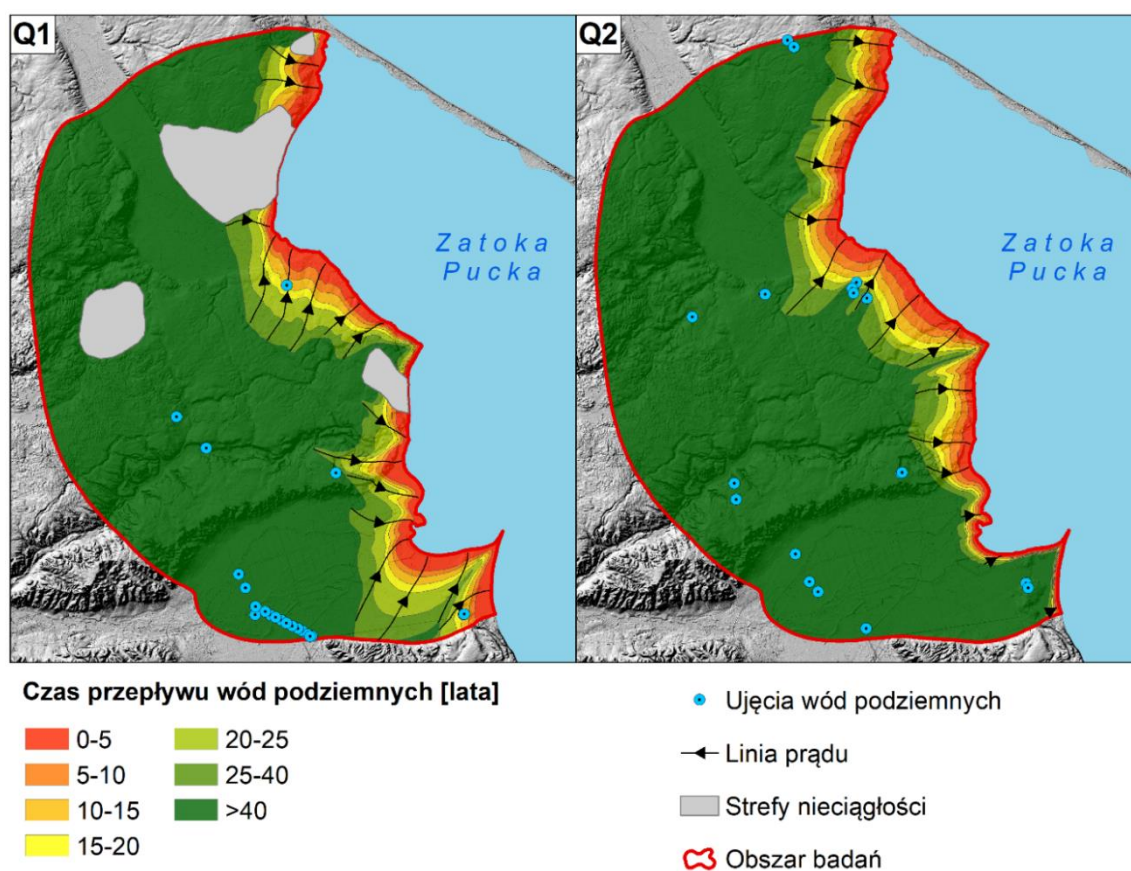
Q1	Składnik bilansu	Wariant bez eksploatacji [m ³ /h]	Wariant z eksploatacją [m ³ /h]
DOPLYW	Infiltracja wód opadowych	1628,69	1628,69
	Infiltracja wód powierzchniowych	884,15	937,60
	Descenzja z warstwy wodonośnej Q0	437,20	447,48
	Ascenzja z warstwy wodonośnej Q2	352,13	376,58
	Dopływ lateralny z zachodu (Kępa Pucka)	531,07	536,14
	Dopływ lateralny z południa (Pradolina Kaszubska i Kępa Oksywska)	493,47	844,72
	Dopływ od strony Zatoki Puckiej	23,22	23,25
	Razem dopływ	4349,93	4794,46
ODPLYW	Descenzja do warstwy wodonośnej Q2	537,15	604,10
	Ascenzja do warstwy wodonośnej Q0	116,91	106,64
	Drenaż wód powierzchniowych	2788,24	2565,16
	Odptyw lateralny na zachód (Kępa Pucka)	20,61	20,38
	Odptyw lateralny na północny-zachód (Pradolina Płutnicy)	67,24	65,48
	Odptyw w kierunku Zatoki Puckiej z obszaru:	(819,78)	(793,70)
	▪ kęp nadmorskich	278,22	266,08
	▪ pradolin	541,56	527,62
	Eksploatacja	0,00	639,00
Razem odpływ	4349,93	4794,46	

Tab.6.12. Bilans przepływu wód podziemnych w dolnym poziomie wodonośnym (Q2).

Q2	Składnik bilansu	Wariant bez eksploatacji [m ³ /h]	Wariant z eksploatacją [m ³ /h]
DOPLYW	Dopływ lateralny z zachodu (Kępa Pucka)	286,97	295,30
	Dopływ lateralny z południa (Pradolina Kaszubska i Kępa Oksywska)	49,14	205,50
	Dopływ lateralny z północnego-zachodu (Pradolina Płutnicy)	154,54	170,72
	Descenzja z warstwy wodonośnej Q1	537,15	604,10
	Razem dopływ	1027,80	1275,62
ODPLYW	Ascenzja do warstwy wodonośnej Q1	352,13	376,58
	Odptyw lateralny na zachód (Kępa Pucka)	27,80	15,86
	Odptyw w kierunku Zatoki Puckiej z obszaru:	(647,87)	(576,76)
	▪ kęp nadmorskich	421,99	375,36
	▪ pradolin	225,88	201,40
Eksploatacja	0,00	306,42	
Razem odpływ	1027,80	1275,62	

6.2.4.3. CZAS DOPŁYWU WÓD PODZIEMNYCH DO ZATOKI PUCKIEJ

Symulacje wykonane za pomocą kodu obliczeniowego MODPATH (Pollock, 1994) umożliwiły określenie czasu i kierunku przepływu strumienia wód podziemnych do Zatoki Puckiej (Rys.6.17). Obliczenia przeprowadzono dla górnego i dolnego poziomu wodonośnego, których wody drenowane są w zatoce. Uzyskane wyniki zostały przeanalizowane pod względem długości dróg przepływu w przedziałach czasu ograniczonych izochronami: 5, 10, 15, 20, 25 i 40 lat. Przy ustalaniu przedziałów, uwzględniono największą wartość czasu połowicznego zaniku azotanów ($t_{1/2} \approx 20$ lat), które stanowią powszechne źródło rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych.



Rys.6.17. Czas dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w obrębie górnego i dolnego poziomu wodonośnego.

Na podstawie uzyskanych wyników można zauważyć, że długość dróg przepływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w wyznaczonych przedziałach czasu jest bardziej zróżnicowana w górnym, niż w dolnym poziomie wodonośnym. Różnice te wzrastają wraz z wydłużeniem się czasu dopływu wód do linii brzegowej zatoki. Długość drogi przepływu wód w górnym poziomie wodonośnym dla izochrony 5 lat wynosi średnio 459 m, a dla izochrony 40 lat jest równa 2682 m. Natomiast, w dolnym poziomie wodonośnym obliczone wartości dla przytoczonych izochron wynoszą odpowiednio 317 m i 2053 m (Tab.6.13).

Tab.6.13. Średnia długość dróg dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w górnym i dolnym poziomie wodonośnym dla wyznaczonych izochron.

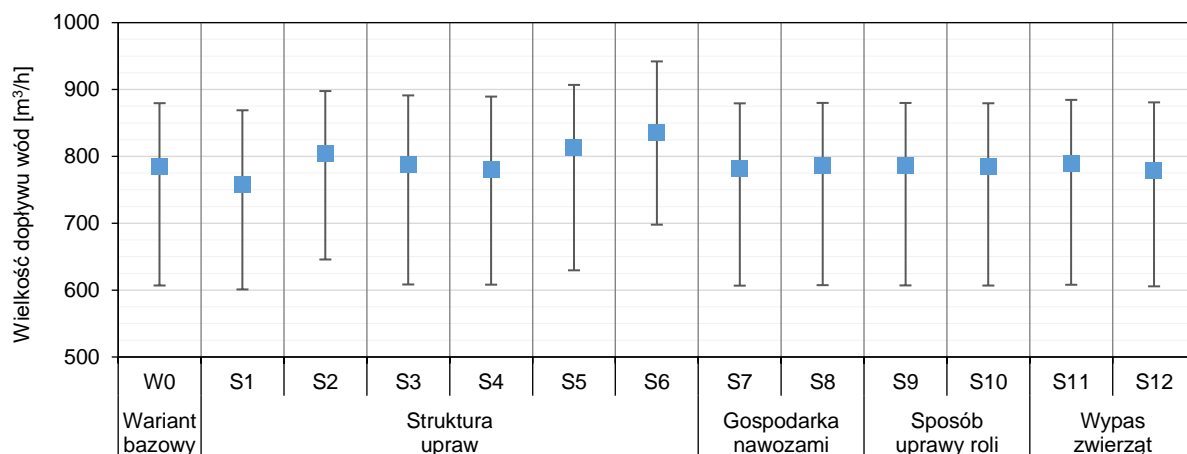
Izochrona	Średnia długość drogi dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej [m]	
	Górny poziom wodonośny	Dolny poziom wodonośny
5 lat	459	317
10 lat	659	606
15 lat	943	880
20 lat	1212	1142
25 lat	1930	1383
40 lat	2682	2053

W górnym poziomie wodonośnym można zauważyć dłuższe drogi przepływu wód podziemnych niż w poziomie dolnym, zwłaszcza w obrębie pradolin. Dłuższa droga przepływu wód podziemnych świadczy o dobrych warunkach filtracji warstwy wodonośnej. Istotny wpływ na uzyskane wyniki mają przyjęte na modelu wartości współczynnika filtracji, porowatości efektywnej oraz obliczone spadki hydrauliczne. W górnym i dolnym poziomie wodonośnym widoczne są zaburzenia bądź ograniczenie bezpośredniego dopływu wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej, które wynikają między innymi z przzerwania lub zanikania warstwy wodonośnej, głęboko wciętych dolin rzecznych w odcinkach ujściowych oraz pracy ujęć (Rys.6.17).

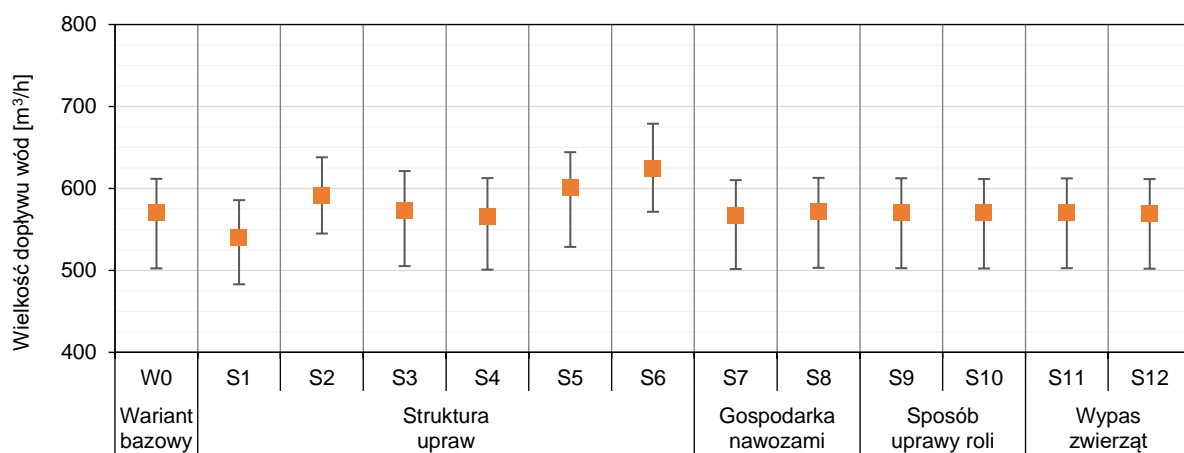
6.2.5. WYNIKI SYMULACJI DLA STANU NIEUSTALONEGO

Uzyskane wyniki symulacji dla stanu nieustalonego wskazują na zróżnicowanie wartości odpływu wód podziemnych z górnego i dolnego poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej w odniesieniu do przyjętych scenariuszy praktyki rolniczej (Rys.6.18 i 6.19).

W wariancie bazowym (W0), średni roczny odpływ wód podziemnych w kierunku Zatoki Puckiej oszacowano na 785,08 m³/h dla Q1 i 570,05 m³/h dla Q2. Dla scenariuszy zakładających zróżnicowaną strukturę upraw (S1–S6) najmniejszy odpływ wód podziemnych do Zatoki Puckiej otrzymano dla uprawy pszenicy ozimej (S1), który wynosi 758,02 m³/h dla Q1 i 540,06 m³/h dla Q2. Największy odpływ wód wystąpił w przypadku uprawy grochu zwyczajnego (S6), który dla analizowanych poziomów wodonośnych wyniósł odpowiednio 834,86 m³/h i 623,94 m³/h. Odnotowane zmiany w wielkości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej dla pozostałych scenariuszy (S7–S12) nie są już tak wyraźne i maksymalnie sięgają 6 m³/h dla Q1 oraz 4 m³/h dla Q2 w odniesieniu do wartości uzyskanych w wariancie bazowym (W0).

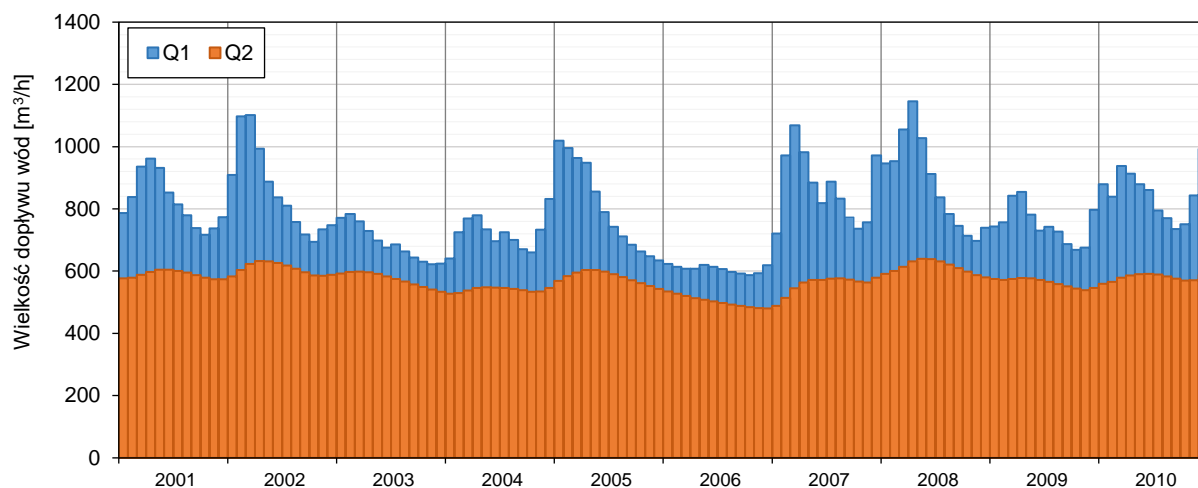


Rys.6.18. Średnie roczne wartości dopływu wód podziemnych z górnego poziomu wodonośnego (Q1) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.



Rys.6.19. Średnie roczne wartości dopływu wód podziemnych z dolnego poziomu wodonośnego (Q2) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.

Przeprowadzone symulacje ukazują wyraźną czasową zmienność wielkości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej. Obserwuje się tę samą tendencję zmian w ramach wszystkich przyjętych scenariuszy, która zależy od sezonowego zróżnicowania wartości zasilania wód podziemnych. Najwyższe wartości obserwowane są późną zimą lub wczesną wiosną, po okresie roztopowym oraz przy słabym stanie zaawansowania wegetacji roślin. Zależność ta nie jest jednak, aż tak jednoznaczna w przypadku lat z niskimi opadami (przełom 2005 i 2006 roku), gdzie zmienność odpływu jest mniej zróżnicowana. Na przykładzie wariantu bazowego (W0), najwyższe wartości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej w rozkładzie miesięcznym z górnego poziomu wodonośnego odnotowano w kwietniu 2008 roku (1145,15 m³/h), a z dolnego poziomu wodonośnego w maju 2008 roku (639,51 m³/h). Natomiast, najniższe wartości dla poziomu Q1 obserwuje się w październiku 2006 roku (587,50 m³/h), a dla poziomu Q2 w grudniu 2006 roku (479,74 m³/h) (Rys.6.20).



Rys.6.20. Średnie miesięczne wartości odpływu wód podziemnych z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej dla wariantu bazowego (W0) z okresu symulacji.

6.3. MIGRACJA AZOTANÓW W WODACH PODZIEMNYCH

6.3.1. ZAŁOŻENIA I STRUKTURA MODELU

W symulacjach migracji założono, że jony NO_3^- są przede wszystkim dostarczane do systemu hydrogeologicznego wraz ze strumieniem wód infiltracyjnych. Wartości te określono za pomocą zdefiniowanych w modelu wymuszeń zewnętrznych i wewnętrznych, nie rozważano punktowej iniekcji zanieczyszczeń. W symulacjach przyjęto, że ilość azotanów w wodzie wypływającej ze strefy korzeniowej jest równa ilości tego składnika dostarczanego do pierwszego poziomu wodonośnego, na poziomie zwierciadła. Emisja azotanów ma charakter rozproszony i zachodzi ze zróżnicowanym natężeniem w obrębie całego modelu. Dodatkowo założono dopływ jonów NO_3^- spoza granic obszaru badań modelowych, w obrębie analizowanych poziomów wodonośnych.

Na potrzeby wykonanych obliczeń przyjęto, że migracja azotanów w wodach podziemnych podlega procesom adwekcji i dyspersji hydrodynamicznej z uwzględnieniem procesu denitryfikacji. Jako wielkość ładunku N- NO_3 dopływającego do wewnętrznej części Zatoki Puckiej przyjęto wartość na granicy modelu, obszar lądowy – zatoka.

6.3.1.1. PARAMETRY MIGRACJI

Przyjęte założenia transportu azotanów w wodach podziemnych wymagały określenia wartości następujących parametrów: porowatości efektywnej, dyfuzji molekularnej, współczynnika dyspersji podłużnej oraz stałej szybkości reakcji denitryfikacji. Ich wartości zostały oszacowane na podstawie dostępnej literatury naukowej.

Porowatość efektywna została określona w macyzy obliczeniowej modelu na etapie symulacji czasu dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej. Przyjęty zakres porowatości efektywnej dla utworów przepuszczalnych wynosi 0,20–0,22, a dla słabo przepuszczalnych 0,10–0,11 (Duda i in., 2013). Założono jednakową wartość współczynnika dyspersji podłużnej dla osadów o podobnej charakterystyce. Dla utworów przepuszczalnych wynosi ona 1,50 (Papadopoulos i Larson, 1978), a dla osadów słabo przepuszczalnych jest równa 0,75 (Sykes i in., 1983). Denitryfikację NO_3^- opisano równaniem reakcji kinetycznej pierwszego rzędu, zgodnie z badaniami opisującymi podobne warunki migracji (Molénat i Gascuel-Oudou, 2002; Almasri i Kaluarachchi, 2007; Psarropoulou i Karatzas, 2014; Sieczka i in., 2018). Dla wszystkich warstw została przyjęta jednakowa wartość stałej szybkości reakcji denitryfikacji oraz współczynnika dyfuzji molekularnej, które wynoszą odpowiednio $2,14 \cdot 10^{-5}$ 1/h (Sieczka i in., 2018) oraz $2,1 \cdot 10^{-6}$ m²/h (Frind i in., 1990). Wartość tego parametru w oprogramowaniu GMS wprowadzono do modelu przy zastosowaniu pakietu RTC.

Przyjęte zakresy wartości parametrów migracji dla poszczególnych warstw opracowanego modelu zostały zestawione w poniższej tabeli (Tab.6.14).

Tab.6.14. Wartości parametrów transportu przyjęte w badaniach modelowych.

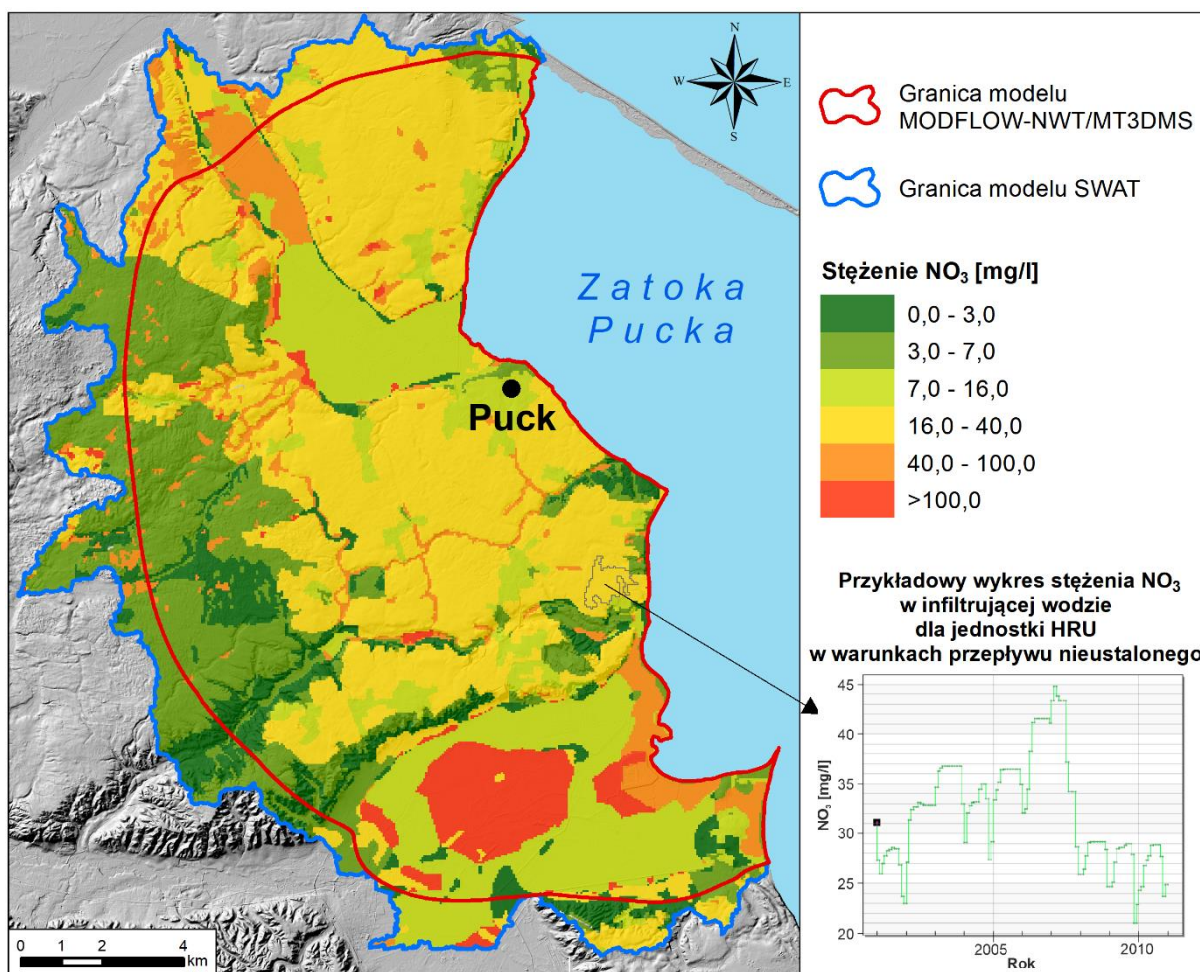
Nr	Charakter utworów	Porowatość efektywna [-]	Współczynnik dyspersji podłużnej [m]	Współczynnik dyfuzji molekularnej [m ² /h]	Stała szybkości reakcji denitryfikacji [1/h]
1	przepuszczalne (Q0)	0,20	1,50	2,1·10 ⁻⁶	2,14·10 ⁻⁵
2	słabo przepuszczalne	0,11	0,75		
3	przepuszczalne (Q1)	0,22	1,50		
4	słabo przepuszczalne	0,10	0,75		
5	przepuszczalne (Q2)	0,22	1,50		
6	słabo przepuszczalne	0,10	0,75		

6.3.1.2. WARUNKI BRZEGOWE I POCZĄTKOWE

Zachodzące w obrębie badanej warstwy wodonośnej procesy oraz zadane na modelu wymuszenia przekładają się na uzyskane wartości stężeń modelowanych składników wód podziemnych (Małecki i in., 2006).

Wymuszenia wewnętrzne zadano na powierzchni całego obszaru badań modelowych jako stężenia azotanów, w celu odwzorowania stosowanej praktyki rolniczej na migrację tego składnika w wodach podziemnych. Stężenia azotanów w wodzie infiltrującej z powierzchni terenu do analizowanych poziomów wodonośnych zostały określone na podstawie wyników uzyskanych z modelu opracowanego w programie SWAT dla każdej jednostki HRU. Dla symulacji zakładającej ustaloną filtrację wód podziemnych wykorzystano uśrednione dane

z okresu objętego symulacją (2001–2010). Natomiast, w przypadku symulacji dla stanu nieustalonego zastosowano wartości średnie miesięczne, które obliczono z wyników dziennych. Informacje te zostały wczytane w oprogramowaniu GMS przy wykorzystaniu identycznej procedury jak w przypadku zasilania wód podziemnych, uwzględniając ten sam podział na kroki czasowe (120 miesięcy). Wewnętrzne wymuszenia na modelu zostały odwzorowane za pomocą warunku II rodzaju. Przestrzenny rozkład stężeń azotanów w wodzie infiltrującej do gruntu z powierzchni terenu dla wariantu bazowego (W0) przedstawiono na Rys.6.21.



Rys.6.21. Wejściowe stężenie jonów NO_3^- w wodzie infiltrującej na podstawie wyników modelu SWAT dla warunków ustalonych (W0).

Zewnętrzne warunki brzegowe zostały zdefiniowane na granicach badań modelowych jako stężenia jonów NO_3^- . Wartości te zostały oszacowane na podstawie przeprowadzonego rozpoznania hydrogeochemicznego i kolejno zadane w miejscu dopływu wód podziemnych spoza obszaru badań. Zewnętrzny warunek brzegowy został odwzorowany za pomocą warunku I rodzaju. W związku z powyższym zdefiniowano stały dopływ azotanów na zachodnich

i południowych granicach warstw modelu, w których wcześniej zadeklarowano zasilanie przez strumień wód spoza obszaru modelu.

Warunki początkowe na modelu określono w oparciu o wyniki przeprowadzonych w terenie oznaczeń chemicznych. Pomierzone stężenia NO_3^- w wodach podziemnych zostały przypisane do warstw modelu. W zawieszonym, górnym i dolnym poziomie wodonośnym przyjęto jednakowy zakres stężeń początkowych, który wynosi odpowiednio $6,3 \text{ mg/dm}^3$, $2,4 \text{ mg/dm}^3$ i $0,1 \text{ mg/dm}^3$. Stężenie azotu azotanowego na dopływie wód przez zachodnie granice modelu wynosi $1,0 \text{ mg/dm}^3$ dla Q0 i Q1, a dla Q2 $0,1 \text{ mg/dm}^3$.

6.3.2. KALIBRACJA I WERYFIKACJA MODELU

Kalibracja modelu transportu została przeprowadzona na podstawie wersji modelu opracowanego w warunkach przepływu ustalonego, a uzyskane wyniki zostały kolejno wykorzystane do symulacji transportu NO_3^- w warunkach przepływu nieustalonego. Identyfikację modelu przeprowadzono manualnie, poprzez tarowanie parametru stałej szybkości reakcji denitryfikacji celem uzyskania najlepszego dopasowania stężeń rzeczywistych i obliczonych przez model. Najlepsze wyniki uzyskano dla stałej szybkości reakcji równej $2,14 \cdot 10^{-5} \text{ 1/h}$, której wartość była również przyjęta w innych pracach o zbliżonej tematyce (Eppinger i Walraevens, 1998; Herbert i Kovar, 1998, Sieczka i in., 2018).

Ze względu na dostępną liczbę analiz chemicznych, rozmieszczenie punktów badań oraz mozaikowy rozkład przestrzenny stężeń azotanów w wodach podziemnych, który może wskazywać na lokalne oddziaływanie ogniska zanieczyszczeń, trudnym i mało wiarygodnym staje się punktowe porównanie wyników symulacji z wynikami oznaczeń chemicznych. W związku z tym, weryfikację modelu przeprowadzono holistycznie, w oparciu o zakres stężeń azotanów występujący w wodach podziemnych w obrębie całego obszaru badań, który uzyskano na podstawie symulacji numerycznych oraz wykonanych analiz chemicznych (117 oznaczeń). W odniesieniu do celu prowadzonych badań, wyniki kalibracji przyjęto jako satysfakcjonujące. Jednakże, należy wziąć pod uwagę umiarkowaną dokładność uzyskanych wyników ze względu na ograniczoną ilość danych do kalibracji modelu migracji. Porównanie wyników obliczonych przez model i analiz chemicznych wykonanych dla pobranych w terenie próbek wód podziemnych przedstawiono w poniższej tabeli (Tab.6.15). Wartości najwyższe uzyskane dla poziomu Q0 wynikają z przyjętej schematyzacji warunków występowania warstwy wodonośnej i dotyczą miejsc gdzie miąższość strefy aeracji była najmniejsza. Wyniki badań modelowych zaokrąglono do części setnych.

Tab.6.15. Porównanie wartości stężeń azotanów obliczonych przez model i zbadanych w pobranych próbkach wód podziemnych.

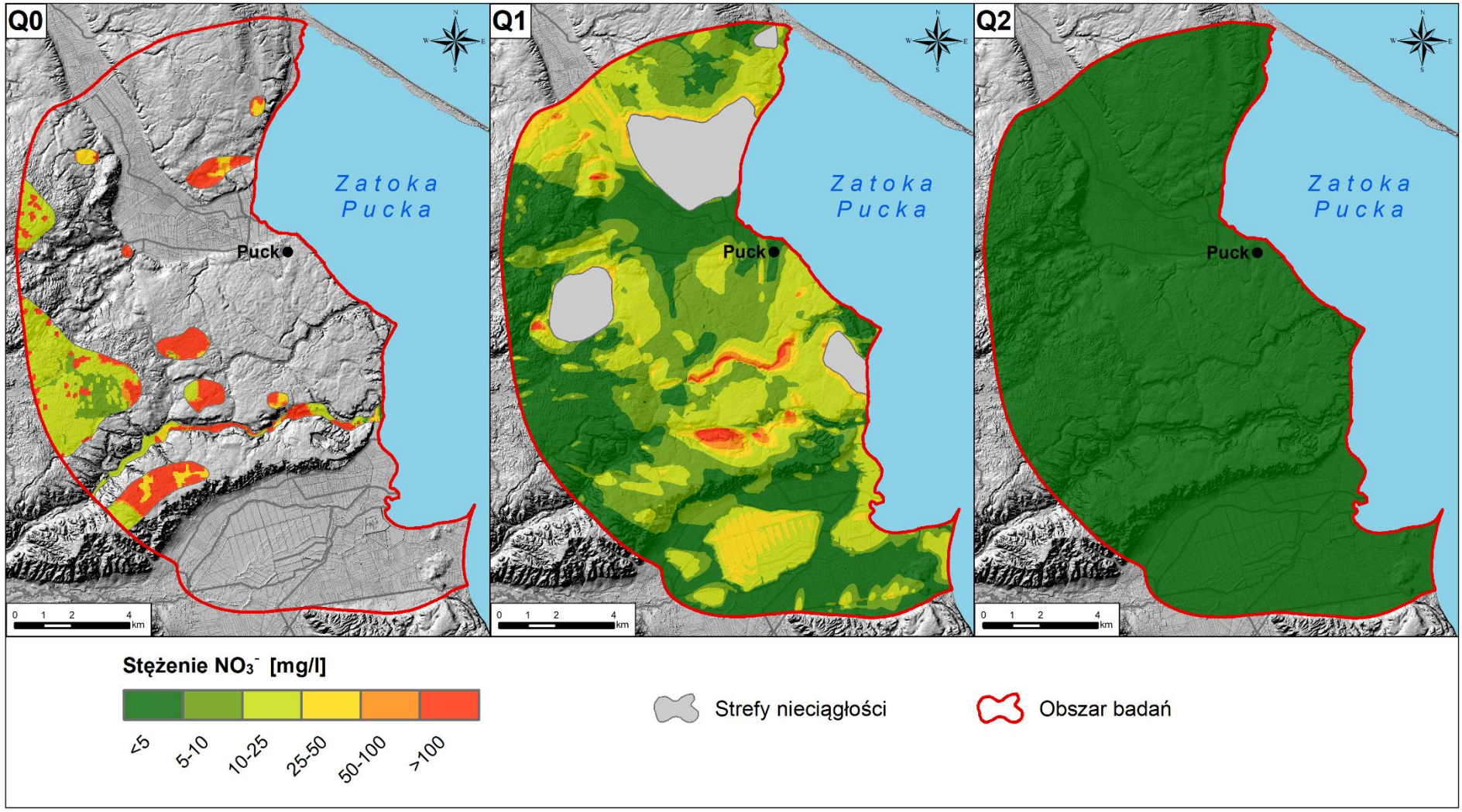
Nr warstwy modelu	Warstwa wodonośna	Stężenia jonów NO ₃ ⁻ [mg/l]					
		badania modelowe			oznaczenia chemiczne		
		MIN	x	MAX	MIN	x	MAX
1	Poziom wód zawieszonych (Q0)	0,04	63,75	235,60	2,0	28,0	92,0
3	Górny poziom wodonośny (Q1)	<0,01	12,53	126,38	<1,0	10,4	60,0
5	Dolny poziom wodonośny (Q2)	<0,01	0,01	0,18	<1,0	<1,0	1,0

6.3.3. WYNIKI SYMULACJI DLA STANU USTALONEGO

Symulacje przeprowadzone dla długoterminowego transportu NO₃⁻ w warunkach ustalonego przepływu wód podziemnych pozwoliły określić przestrzenny rozkład stężenia tego składnika w badanych poziomach wodonośnych (Rys.6.22). Obliczone stężenia azotanów w wodach podziemnych są zbieżne z warunkami występowania poszczególnych poziomów wodonośnych. Najwyższe wartości zidentyfikowano w wodach podziemnych występujących na małych głębokościach, nieposiadających odpowiedniej izolacji od powierzchni terenu i występujących w obrębie dolin rzecznych.

Obliczone na modelu stężenia azotanów dla wód poziomu zawieszonych są stosunkowo wysokie, lecz najczęściej oscylują wokół 25,0 mgNO₃/l. W górnym poziomie wodonośnym, na dominującej powierzchni obszaru badań wynoszą one około 2,0 mgNO₃/l. Poziom ten ma największe znaczenie w odniesieniu do poruszonego tematu badań, gdyż na przeważającej części obszaru znajduje się on pod potencjalną presją działalności rolniczej. Stężenia azotanów w wodach górnego poziomu wodonośnego położonego pod gruntami ornymi wynoszą zwykle około 10,0 mgNO₃/l na obszarach wysoczyznowych i około 25,0 mgNO₃/l w obrębie pradolin. Natomiast, obliczone stężenia jonów NO₃⁻ dla wód dolnego poziomu wodonośnego są niskie i nieznacznie przekraczają 0,0 mgNO₃/l. Poziom ten występuje na dużych głębokościach oraz pod znaczną miąższością utworów słabo przepuszczalnych, co wpływa na ograniczoną migrację składnika z powierzchni terenu i panujące warunki redukcyjne. W związku z tym obserwowana ilość azotanów w wodach dolnego poziomu wodonośnego wynika głównie z bocznego dopływu wód na granicy modelu.

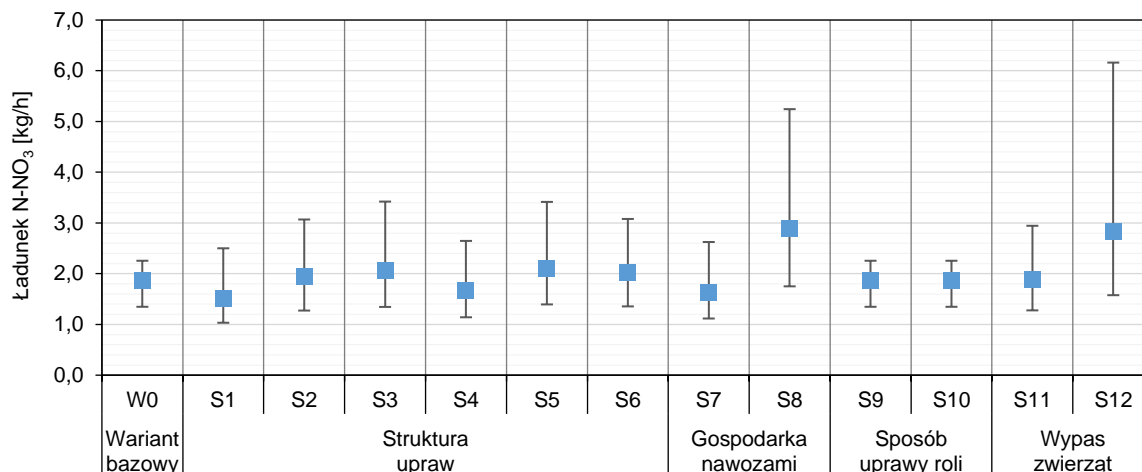
Na podstawie przeprowadzonych symulacji transportu masy dla przepływu w stanie ustalonym określono, iż ładunek N-NO₃ z górnego poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej dopływa w ilości 1,92 kg/h, a z poziomu dolnego w ilości 0,01 kg/h. Z obszaru wysoczyznowego w kierunku zatoki odpływa około 36% ładunku N-NO₃, a z pradolin 64%.



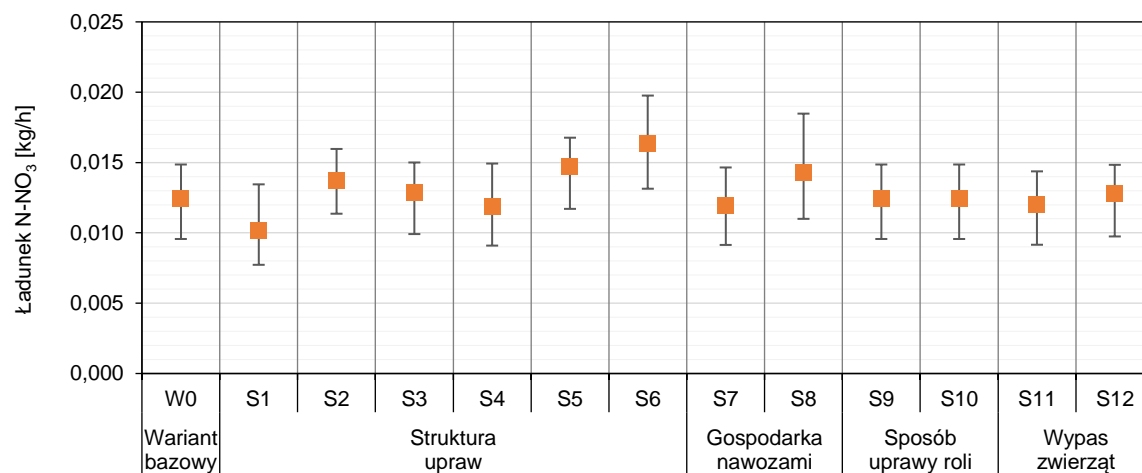
Rys.6.22. Rozkład stężeń jonów NO₃⁻ w poziomach wodonośnych Q0, Q1 i Q2 w warunkach ustalonego przepływu wód podziemnych.

6.3.4. WYNIKI SYMULACJI DLA STANU NIEUSTALONEGO

Wyniki symulacji wykonanych dla stanu nieustalonego wykazują zróżnicowanie wartości dopływu ładunku N-NO₃ z analizowanych poziomów wodonośnych do Zatoki Puckiej względem przyjętych scenariuszy (Rys.6.23 i 6.24).



Rys.6.23. Średni roczny dopływ ładunku N-NO₃ z górnego poziomu wodonośnego (Q1) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.



Rys.6.24. Średni roczny dopływ ładunku N-NO₃ z dolnego poziomu wodonośnego (Q2) do Zatoki Puckiej z zakresem wartości minimalnych i maksymalnych w poszczególnych scenariuszach z okresu symulacji.

W warunkach określonych w wariantcie bazowym (W0) obliczony średni ładunek N-NO₃ dopływający strumieniem wód podziemnych do Zatoki Puckiej wynosi 1,86 kg/h dla Q1 i 0,012 kg/h dla Q2. Dla scenariuszy zakładających zróżnicowaną strukturę upraw (S1–S6) najmniejszą wartość ładunku N-NO₃ otrzymano dla uprawy pszenicy ozimej (S1), która wynosi 1,51 kg/h dla Q1 i 0,010 kg/h dla Q2. Natomiast, w przypadku uprawy rzepaku ozimego (S3) była ona największa i wynosiła względem analizowanych poziomów wodonośnych odpowiednio 2,06 kg/h i 0,013 kg/h.

Znaczące różnice w wielkości ładunku N-NO₃ dopływającego do Zatoki Puckiej z badanych poziomów wodonośnych otrzymano w przypadku scenariuszy S7 i S8, w których przyjęto zmienną dawkę nawozów stosowaną na polach uprawnych. W porównaniu z wariantem bazowym (W0), dwukrotne zmniejszenie dawki nawozów (S7) spowodowało spadek ładunku N-NO₃ do wartości 1,63 kg/h z Q1 i 0,012 kg/h z Q2, a przy dwukrotnym zwiększeniu dawki nawozowej (S8) nastąpił gwałtowny wzrost ładunku N-NO₃ do poziomu 2,88 kg/h z Q1 i 0,014 kg/h z Q2.

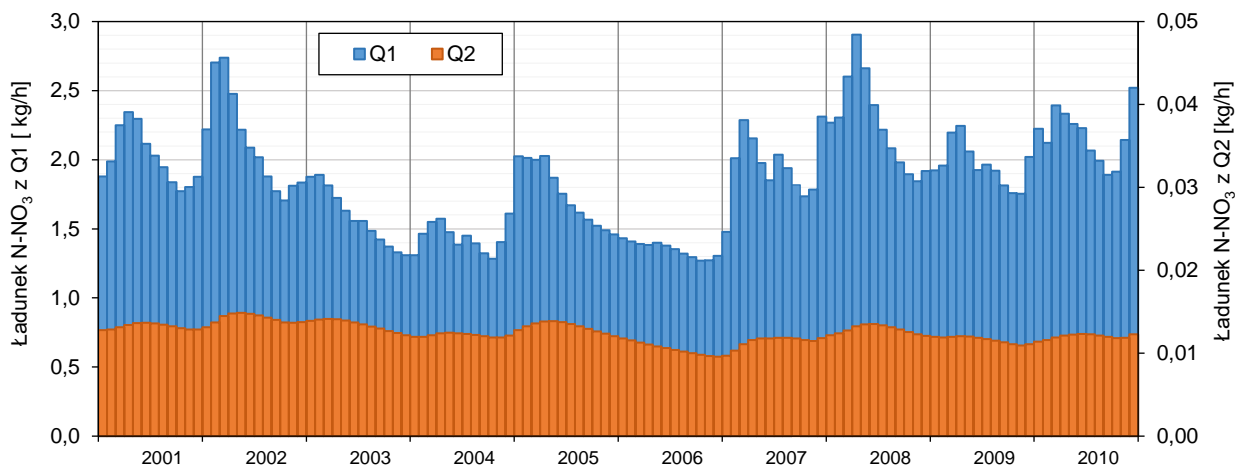
W scenariuszach S9 i S10, w których zmieniono głębokość uprawy roli, odnotowana wielkość ładunku N-NO₃ dopływającego do Zatoki Puckiej wynosiła w obu przypadkach 1,86 kg/h z Q1 i 0,012 kg/h z Q2. Mieściła się ona, więc na takim samym poziomie jak w przypadku wariantu bazowego określającego aktualny stan zagospodarowania obszaru badań oraz stosowanej praktyki rolniczej (W0).

Wypas bydła mlecznego na łąkach i pastwiskach, którego warunki określono w scenariuszach S11 i S12 przełożył się na wzrost ładunku N-NO₃ dopływającego do Zatoki Puckiej, przede wszystkim z obszarów pradolin. W scenariuszu S11 wyniósł on 1,88 kg/h z Q1 i 0,012 kg/h z Q2, a w scenariuszu S12 wzrósł znacząco do wartości 2,82 kg/h z Q1 i 0,013 kg/h z Q2.

Otrzymane wartości ładunku N-NO₃ dopływającego do Zatoki Puckiej z analizowanych poziomów wodonośnych charakteryzują się wyraźną zmiennością w cyklu rocznym oraz między poszczególnymi latami okresu symulacji. Obliczone w wariantcie W0 średnie wartości rozpatrywanego składnika dla danych pogodowych z wielolecia 2001–2010 wahały się w granicach 1,27 kg/h do 2,90 kg/h (Rys.6.25).

Obserwuje się tę samą tendencję zmian w ramach wszystkich przyjętych scenariuszy, zależną od występującego sezonu. Najwyższe wartości obserwowane są późną zimą lub wczesną wiosną, co jest zbieżne z warunkami zasilania wód podziemnych. Jest ono inicjowane przez opady atmosferyczne, które mają istotny wpływ na wielkość wypłukiwanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego. Powtarzalność zmian nie jest jednak, aż tak wyraźna w przypadku lat z niskimi opadami (przełom 2005 i 2006 roku). Na przykładzie wariantu bazowego (W0), najwyższe wartości ładunku N-NO₃ odpływającego z analizowanych poziomów wodonośnych do Zatoki Puckiej w rozkładzie miesięcznym z górnego poziomu wodonośnego odnotowano w kwietniu 2008 roku (2,90 kg/h), a z dolnego w maju 2002 roku (0,015 m³/h). Natomiast, najniższe wartości dla poziomu Q1 obserwuje się w październiku 2006 roku (1,27 kg/h), a dla poziomu Q2 w grudniu 2006 roku (0,010 kg/h) (Rys.6.25).



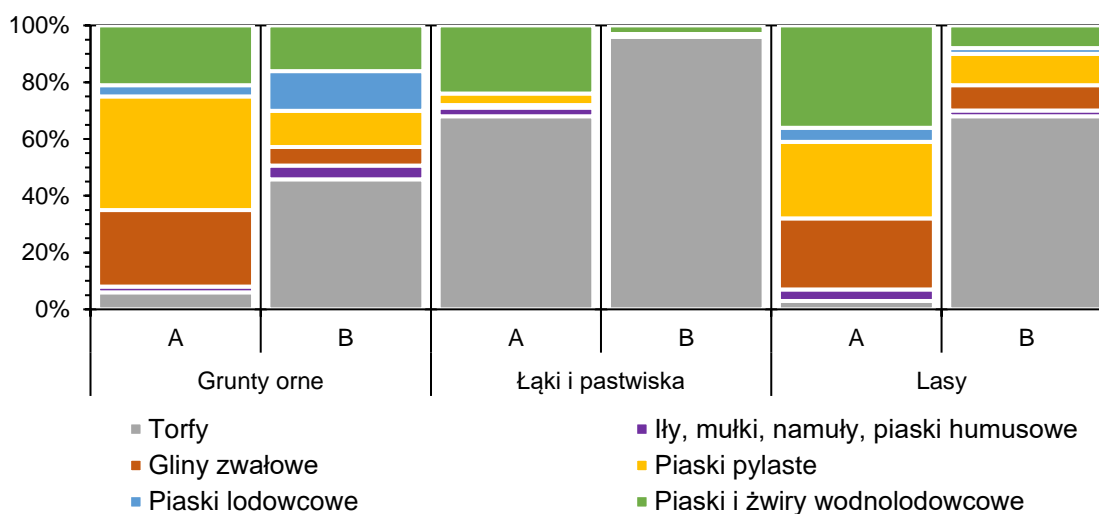


Rys.6.25. Średnie miesięczne wartości dopływ ładunku N-NO₃ z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej dla wariantu bazowego (W0) z okresu symulacji (2001-2010).

6.4. ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ MODELOWYCH

6.4.1. ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE

Na podstawie uzyskanych wyników badań modelowych można zauważyć, że wartości infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych oraz ładunku azotu azotanowego wypłukiwanego z profilu glebowego charakteryzują się wyraźnym zróżnicowaniem przestrzennym, które przede wszystkim jest zależne od zagospodarowania powierzchni terenu i osadów powierzchniowych. Jednakże osady powierzchniowe nie posiadają tego samego wpływu na wartości rozpatrywanych parametrów, które odnotowano w poszczególnych rodzajach zagospodarowania terenu (Rys.6.26).



Rys.6.26. Udział procentowy zasilania wód podziemnych (A) oraz wypłukiwania z profilu glebowego ładunku N-NO₃ (B) na obszarze gruntów ornych, łąk i pastwisk oraz lasów w odniesieniu do powierzchni osadów powierzchniowych.

Zasilanie wód podziemnych jest procesem złożonym, będącym efektem nałożenia się na siebie wielu różnych czynników, głównie o znaczeniu geogenicznym. Jednakże wielkość infiltracji efektywnej wód opadowych może być także w znaczącym stopniu zależna od rodzaju zagospodarowania i użytkowania powierzchni terenu, na co wskazują również inni autorzy (Pazdro i Kozerski, 1990; Scanlon i in., 2005; Jinno i in., 2009; Pan i in., 2011; Owuor i in., 2016; Adhikari i in., 2020). Zależność ta jest również widoczna dla obliczonych wartości wskaźnika infiltracji efektywnej dla poszczególnych osadów, które są zróżnicowane w odniesieniu do sposobu zagospodarowania powierzchni terenu. Najniższe wartości rozważanego parametru otrzymano dla grupy osadów słabo przepuszczalnych, do których należą ropy, mułki, namuły i piaski humusowe: 0,04 dla łąk i pastwisk, 0,06 dla gruntów rolnych oraz 0,10 dla lasów. Natomiast, najwyższe wartości wskaźnika infiltracji odpowiadają piaskom i żwirom wodnolodowcowym, które odznaczają się dobrą przepuszczalnością: 0,23 na łąkach i pastwiskach, 0,22 na gruntach rolnych oraz 0,20 w lasach (Tab.6.16).

Na wielkość ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego wpływ ma wiele czynników, z których największy jest związany z rodzajem zagospodarowania terenu i stosowaną praktyką rolniczą (Żurek, 2002, 2009). Jednakże niezależnie od tego, największe wartości średnie ładunku azotu azotanowego w odniesieniu do występujących osadów zostały obliczone dla osadów torfowych, dla których uzyskano: 94,61 kg/ha/rok na gruntach rolnych, 3,24 kg/ha/rok na łąkach i pastwiskach oraz 81,61 kg/ha/rok w lasach (Tab.6.16).

Tab.6.16 Wskaźnik infiltracji efektywnej (A) oraz średnie wartości ładunku azotu azotanowego w kg/ha/rok (B) dla poszczególnych osadów występujących w obrębie gruntów rolnych, łąk i pastwisk oraz lasów.

	Grunty orne		Łąki i pastwiska		Lasy	
	A	B	A	B	A	B
Iły, mułki, namuły, piaski humusowe	0,06	20,12	0,04	0,62	0,10	3,46
Torfy	0,07	94,61	0,04	3,24	0,13	81,61
Gliny zwałowe	0,11	26,99	0,12	1,30	0,14	3,98
Piaski pylaste	0,14	26,51	0,15	1,33	0,16	3,80
Piaski lodowcowe	0,19	28,85	0,21	1,37	0,20	3,51
Piaski i żwiry wodnolodowcowe	0,22	33,24	0,23	1,58	0,20	3,86

Obszary pokryte lasami charakteryzują się zasadniczo lepszymi warunkami infiltracji wód opadowych niż grunty orne i łąki. Wynika to ze zdolności tych obszarów do ograniczenia spływu powierzchniowego oraz obecności próchnicy i rozbudowanego systemu korzennego drzew, które zwiększają przepuszczalność gleby leśnej i jej wodochłonność. Jednakże należy

mieć na uwadze, że w okresie wegetacyjnym lasy mogą pobierać do swych procesów życiowych duże ilości wód, ograniczając tym samym znacznie ich infiltrację do poziomów wodonośnych, na przykład las sosnowy absorbuje 25–30 % opadów (Pazdro i Kozerski, 1990).

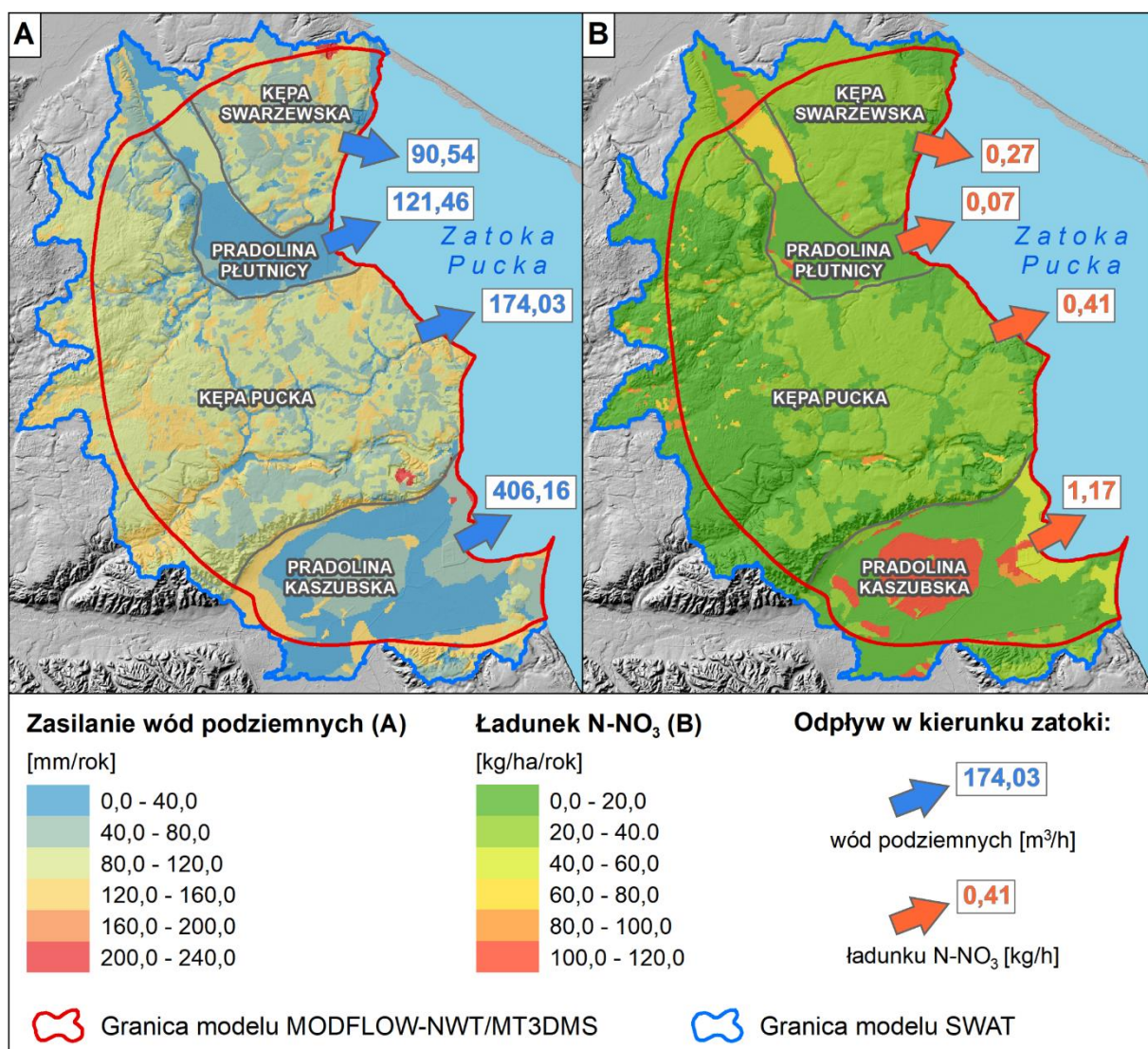
Wpływ człowieka na infiltrację opadów atmosferycznych z powierzchni terenu jest głównie związany z intensywną urbanizacją przejawiającą się obecnością szczelnej zabudowy, która ogranicza infiltrację wód z powierzchni terenu (Adhikari i in., 2020). Jednakże istotny wpływ na infiltrację wód opadowych ma również stosowana praktyka rolnicza, między innymi rodzaj upraw, który posiada określone zapotrzebowanie na wodę oraz sposób użytkowania łąk i pastwisk. Wpływ praktyki rolniczej na zasilanie wód podziemnych oraz wielkość wypłukiwanego z profilu glebowego ładunku N-NO₃ szerzej omówiono w rozdziale 6.4.3.

Uzyskane wyniki badań wskazują na brak wyraźnej zależności przestrzennej pomiędzy zasilaniem wód podziemnych a wielkością wypłukiwanego z profilu glebowego ładunku N-NO₃ (Rys.6.27). Pomimo dużej wartości zasilania wód podziemnych w zachodniej części opracowanego obszaru sięgającej około 120 mm/rok, gdzie na utworach wodnolodowcowych występują kompleksy leśne, migracja składnika azotanowego z profilu glebowego jest ograniczona i wynosi do 20 kg/ha/rok. Natomiast, na gruntach ornych i obszarach bagiennych położonych w obrębie osadów torfowych cechujących się ograniczonymi warunkami infiltracji z powierzchni terenu (do 80 mm/rok), z materii organicznej uwalniane są duże ilości azotu organicznego (N_{org}), który w wyniku mineralizacji oraz procesów nityfikacji przechodzi w formy azotanowe i może migrować do wód podziemnych nawet w wielkości wynoszącej około 100 kg/ha/rok. Jednakże zależność ta nie jest obserwowana na obszarze łąk i pastwisk położonych na osadach torfowych, ze względu na ograniczoną możliwość ługowania profilu glebowego przez wody infiltrujące. Duda i in. (2013) wskazują, iż torfy charakteryzują się niewielką infiltracją efektywną wynikającą z bardzo dużej pojemności wodnej oraz intensywnego parowania z powodu bardzo płytko położonego zwierciadła wód gruntowych.

Na podstawie uzyskanych wyników obserwuje się również nierównomierność w odpływie wód podziemnych i ładunku azotu azotanowego do Zatoki Puckiej z poszczególnych form geomorfologicznych obszaru opracowania (Rys.6.27). Można zauważyć, iż pomimo słabych warunków infiltracji w obrębie pradolin, odpływ wód podziemnych w kierunku zatoki jest większy niż z kęp morenowych. Dotyczy to przede wszystkim górnego poziomu wodonośnego, który spełnia istotną funkcję w odwadnianiu przylegających obszarów wysoczyznowych, także charakteryzuje się dobrymi parametrami filtracyjnymi oraz rozprzestrzenieniem w rejonie linii brzegowej zatoki. Obserwuje się również wyraźną rozbieżność w wielkości ładunku N-NO₃ odpływającego z obu pradolin, którą należy wiązać przede wszystkim z występowaniem



obszarów bagiennych i podmokłych u ujścia Pradoliny Kaszubskiej. Jak wskazuje Żurek (2002), zachodzący na takich obszarach rozkład resztek roślinnych powoduje, iż do gleby dostarczana jest znaczna ilość azotu, która przy zachwianiu równowagi pomiędzy procesami mineralizacji i immobilizacji infiltruje do płytkich wód podziemnych. Wyplukanie tego składnika w formie azotanowej z profilu glebowego sprawia, iż wraz z wodami podziemnymi dopływa on w krótkim czasie do zatoki, ograniczając w znacznym stopniu tempo zachodzących procesów denitryfikacyjnych. Natomiast wielkości odprowadzanego ładunku N-NO₃ z obszaru kęp morenowych do Zatoki Puckiej są ze sobą zbliżone w stosunku do ilości odpływających wód podziemnych. Wynika to z podobnego zagospodarowania stref przybrzeżnych obszarów wysoczyznowych o charakterze rolniczym



Rys.6.27 Zróżnicowanie przestrzenne wartości zasilania wód podziemnych (A) oraz ładunku azotu azotanowego wmywanego z profilu glebowego (B) w odniesieniu do wielkości odpływu wód i ładunku azotu azotanowego z górnego poziomu wodonośnego w kierunku Zatoki Puckiej z wyodrębnionych form geomorfologicznych.

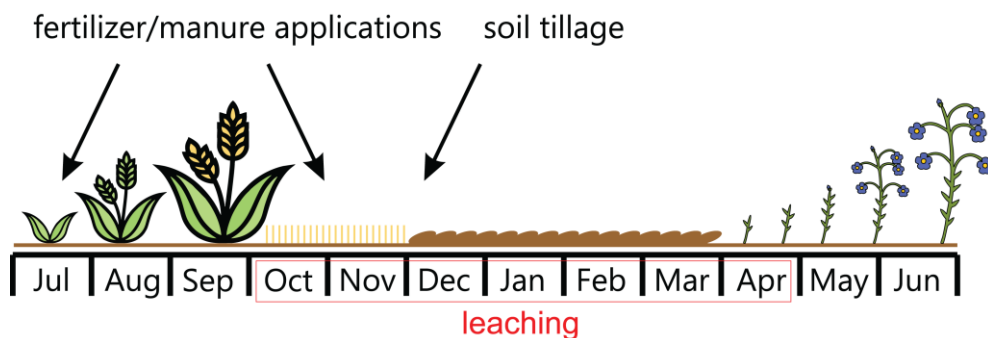
6.4.2. ZMIENNOŚĆ SEZONOWA

Wyniki badań modelowych dla stanu nieustalonego zostały uśrednione i przeanalizowane pod względem zmian miesięcznych. Na ich podstawie zauważa się wyraźne zróżnicowanie w czasie wartości infiltracji efektywnej oraz odpływu wód podziemnych w kierunku zatoki, które jest zbieżne ze zmianami w wielkości migracji ładunku N-NO₃. Obserwowany cykl wahań wartości rozważanych parametrów należy przede wszystkim wiązać z sezonowym zróżnicowaniem warunków klimatycznych oraz sposobem zagospodarowania badanej zlewni, o typowo rolniczym charakterze użytkowania.

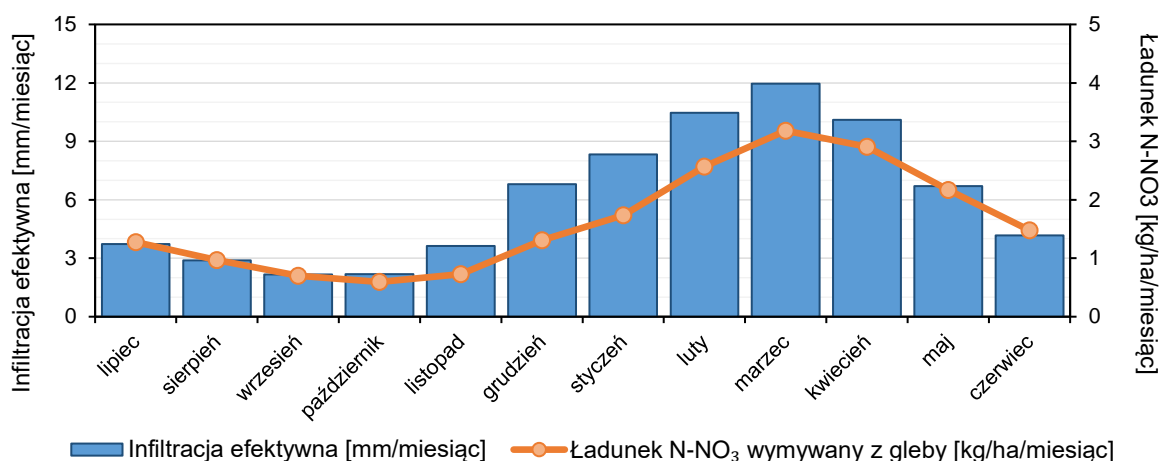
Wzrost wymywania N-NO₃ z profilu glebowego obserwuje się wraz z początkiem jesieni, głównie na gruntach rolnych, bezpośrednio po zbiorach. Trwa on przez całą zimę, aż do rozpoczęcia sezonu wegetacyjnego. Największa intensywność wymywania azotu azotanowego z profilu glebowego jest zbieżna ze wzmożoną infiltracją opadów atmosferycznych z powierzchni terenu, która przypada na okres po roztopowy. Notowane w marcu i kwietniu średnie miesięczne wartości ładunku N-NO₃ dostarczanego do wód podziemnych wynoszą odpowiednio 3,4 kg/ha/miesiąc i 3,0 kg/ha/miesiąc, a zasilania wód podziemnych 11,8 mm/miesiąc i 9,9 mm/miesiąc (Rys.6.29). W okresie tym rozpoczyna się również proces nawożenia pól uprawnych, który w zależności od stosowanych nawozów dostarcza do gruntu między innymi azot w różnej formie chemicznej. Rozpoczęcie okresu nawożenia jest regulowane obowiązującym Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 12 lutego 2020 r. w sprawie przyjęcia *"Programu działań mających na celu zmniejszenie zanieczyszczenia wód azotanami pochodzącymi ze źródeł rolniczych oraz zapobieganie dalszemu zanieczyszczeniu"* (Dz.U. 2020 poz. 243) i na tej podstawie termin stosowania nawozów na gruntach ornych nie może się rozpoczynać przed 1 marca i kończyć później niż 20 października (w przypadku nawozów azotowych mineralnych i naturalnych płynnych) lub 31 października (w przypadku nawozów naturalnych stałych). Wraz ze wzrostem roślin i intensywnym poborem przez nie azotu z roztworu glebowego następuje stopniowe spowalnianie tempa wymywania N-NO₃ z profilu glebowego, swoje minimum przyjmując w końcowej fazie wegetacji roślin. Warunki te zbiegają się z ograniczeniem infiltracji opadów atmosferycznych z powierzchni terenu do wód podziemnych przypadającą na okres letni. Wiąże się to z wielkością zapotrzebowania na wodę przez rośliny, nasileniem deszczy nawałnych generujących wzrost spływu powierzchniowego, a także zwiększonym parowaniem terenowym, co w efekcie znajduje swoje odzwierciedlenie z przypadającą zazwyczaj na ten okres niżówką hydrogeologiczną. Najniższe, średnie miesięczne wartości ładunku N-NO₃ obserwuje się we wrześniu i w październiku, które wynoszą odpowiednio 0,7 kg/ha/miesiąc i 0,6 kg/ha/miesiąc, a zasilanie



wód podziemnych jest w tym czasie najniższe w skali całego roku i wynosi odpowiednio 2,2 mm/miesiąc i 2,4 mm/miesiąc. Wpływ sezonowego użytkowania gruntów rolnych na wielkość infiltracji efektywnej oraz wylugowanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego przedstawiono na Rys.6.28 i 6.29.



Rys.6.28. Okres użytkowania gruntów rolnych i wymywania azotu z profilu glebowego (Dybowski i in., 2020).
Objaśnienia: leaching – wymywanie, soil tillage – uprawa gleby, fertilizer/manure applications – aplikacja nawozów.

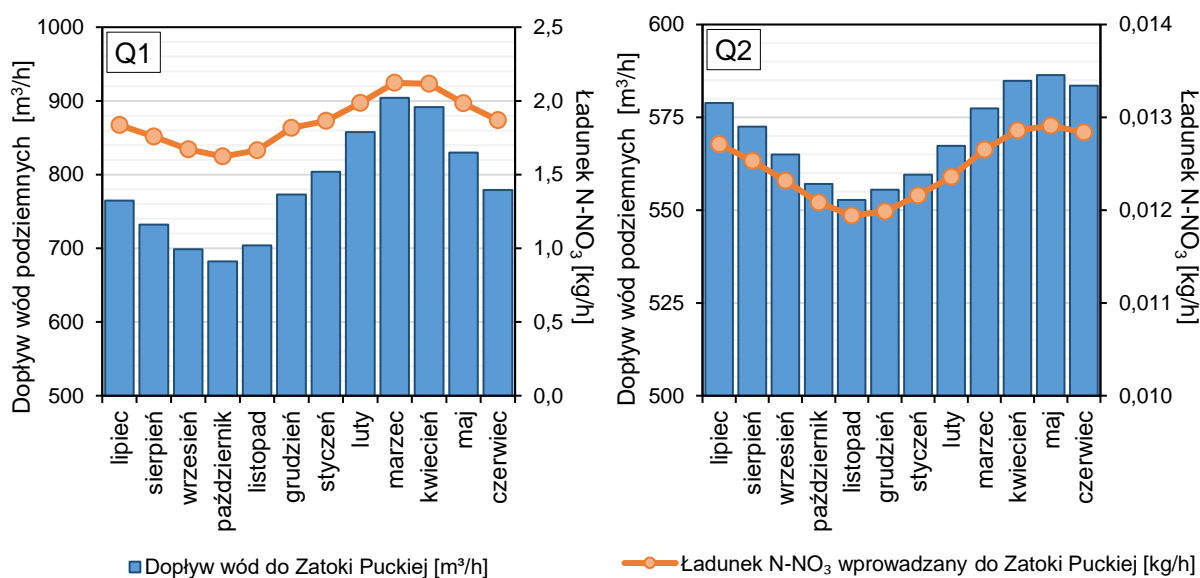


Rys.6.29. Sezonowość zmian wielkości infiltracji efektywnej i ładunku azotu azotanowego wymywanego z profilu glebowego. Wartości średnie miesięczne z lat 2001-2010.

Dybowski i in. (2020) wskazują, że wielkość wymywanego ładunku azotu na gruntach ornych jest wynikiem wszystkich działań rolniczych podjętych w poprzednim sezonie rolniczym (przed zbiorem), do których przede wszystkim należy zaliczyć rodzaj uprawy oraz przyjętą metodykę nawożenia i orki. Jednakże, w ostatecznej wielkości ładunku N-NO₃ dostarczanego do wód podziemnych należy uwzględnić również dodatkowe czynniki, do których można zaliczyć panujące warunki klimatyczne (głównie opady atmosferyczne i parowanie terenowe) oraz rodzaj osadów powierzchniowych i charakter budowy strefy aeracji. Największe wymycie azotanów towarzyszy jednak zmianie typu uprawy na gruntach ornych, przy czym wartości ekstremalne są notowane w przypadku zaorania łąk i pastwisk lub ugorowania pól rolnych (Żurek, 2002; Szymkiewicz i in., 2020).



Sezonowe zróżnicowanie wartości wypłukiwanego z profilu glebowego ładunku N-NO₃ oraz infiltracji efektywnej opadów są zbieżne z trendami zmian obserwowanymi na odpływie wód z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego w kierunku Zatoki Puckiej. Wielkość odprowadzanego ładunku N-NO₃ w strumieniu wód podziemnych jest uzależniona od wielkości ich odpływu do zatoki, przy czym można zaobserwować jednak pewne różnice we wrażliwości obu poziomów na zachodzące zmiany sezonowe (Rys.6.30). Większa czułość na infiltrację opadów atmosferycznych oraz dopływ ładunku N-NO₃ z powierzchni terenu widoczna jest w poziomie Q1 niż Q2. Wielkość średniego miesięcznego dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej z górnego poziomu wodonośnego wynosi około 680 m³/h w październiku i 905 m³/h w marcu, a z dolnego poziomu wodonośnego 550 m³/h w listopadzie i 585 m³/h w maju. Natomiast, w przypadku ładunku N-NO₃ wynosi ona odpowiednio dla tych samych miesięcy 1,62 i 2,12 kg/h dla Q1 oraz 0,012 i 0,013 kg/h dla Q2. Obserwowane różnice w zakresach wartości rozpatrywanych parametrów wynikają z warunków występowania obu poziomów wodonośnych. Górny poziom wodonośny stanowi na badanym obszarze pierwszy poziom wodonośny, który cechuje się większą wrażliwością na infiltrację opadów atmosferycznych oraz dopływ wypłukiwanego z profilu glebowego azotu azotanowego. Natomiast, wyniki uzyskane dla położonego na dużych głębokościach i izolowanego znacznej miąższości utworami słabo przepuszczalnymi dolnego poziomu wodonośnego wskazują, że dopływ wód podziemnych i ładunku N-NO₃ do Zatoki Puckiej jest w większym stopniu zależny od zasilania lateralnego niż pośrednio z powierzchni terenu.



Rys.6.30. Sezonowość zmian wielkości dopływu wód podziemnych i ładunku azotu azotanowego z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej. Wartości średnie miesięczne z lat 2001-2010.

6.4.3. WPLYW PRAKTYKI ROLNICZEJ

Zbiorcze zestawienie wyników badań modelowych względem założonych scenariuszy praktyki rolniczej zostało zawarte w Tab.6.17. Przedstawione wyniki reprezentują wartości średnie z całego okresu symulacji wykonanych dla przepływu nieustalonego, obejmującego lata 2001–2010 (120 miesięcy). W poniższej tabeli zestawiono ze sobą wartości zasilania wód podziemnych (infiltracja efektywna opadów) wraz z ładunkiem N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego oraz wielkości odpływu wód podziemnych z górnego (Q1) i dolnego (Q2) poziomu wodonośnego do Zatoki Puckiej wraz z odpowiadającym im ładunkiem N-NO₃.

Obserwuje się podobną zmienność i wyraźną zależność wielkości dopływu wód podziemnych oraz transportowanego ładunku N-NO₃ do Zatoki Puckiej od wartości zasilania wód podziemnych i ilości wymywanego azotu azotanowego z profilu glebowego. Odnotowane różnice wynikają z odmiennych założeń określonych w poszczególnych scenariuszach praktyki rolniczej. Na podstawie otrzymanych wyników można zaobserwować, iż zmiana rodzaju uprawy (S1–S6) wpływa w większym stopniu na wielkość dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej, niż jest to obserwowane w przypadku pozostałych zmian wprowadzonych w stosowanej praktyce rolniczej (S7–S12). Największa ilość ładunku N-NO₃ dostarczanego do Zatoki Puckiej odpowiada zwiększeniu dawki nawozowej na polach uprawnych (S8) oraz wypasu krów na łąkach i pastwiskach (S12). Różnice względne pomiędzy wartościami obliczonymi dla wariantu bazowego (W0) a wartościami skrajnymi otrzymanymi dla rozpatrywanych scenariuszy mogą wynieść do 10% dla wielkości odpływu wód podziemnych oraz aż 55% dla ilości ładunku N-NO₃ transportowanego do Zatoki Puckiej.

Tab.6.17. Zbiorcze zestawienie uśrednionych wyników badań modelowych dla nieustalonego przepływu wód podziemnych w odniesieniu do poszczególnych scenariuszy praktyki rolniczej.

Scenariusz		Zasilanie wód podziemnych [mm/rok]	Ładunek N-NO ₃ wmywany z profilu glebowego [kg/ha/rok]	Dopływ wód podziemnych do Zatoki Puckiej [m ³ /h]		Ładunek N-NO ₃ wprowadzany wodami podziemnymi do Zatoki Puckiej [kg/h]	
				Q1	Q2	Q1	Q2
W0 (wariant bazowy)		76	21,1	785,08	570,05	1,86	0,012
Struktura upraw	S1 (pszenica ozima)	66	7,8	758,02	540,06	1,51	0,010
	S2 (kukurydza na kiszonkę)	84	23,9	804,58	591,30	1,95	0,014
	S3 (rzepak ozimy)	77	31,7	787,66	573,45	2,06	0,013
	S4 (jęczmień mieszanka)	75	12,6	781,06	565,40	1,66	0,012
	S5 (ziemniaki)	87	30,3	812,43	600,26	2,10	0,015
	S6 (groch zwyczajny)	96	23,0	834,86	623,94	2,02	0,016
Gospodarka nawozami	S7 (dwukrotne zmniejszenie dawki)	75	12,0	782,11	566,85	1,63	0,012
	S8 (dwukrotne zwiększenie dawki)	77	66,5	786,80	571,92	2,88	0,014
Sposób uprawy roli	S9 (głębokość minimalna)	76	21,1	785,71	570,70	1,86	0,012
	S10 (głębokość maksymalna)	76	21,1	784,81	569,77	1,86	0,012
Wypas zwierząt	S11 (1 krowa/ha)	78	21,4	789,25	570,48	1,88	0,012
	S12 (5 krów/ha)	75	39,2	779,61	569,41	2,82	0,013

Rozpatrując wyniki uzyskane dla scenariuszy opisujących strukturę upraw (S1–S6) można zauważyć, że obserwowane różnice wynikają z rodzaju poszczególnej uprawy i stosowanych na jej potrzeby praktyk rolniczych. Szczególnie istotną rolę w tym przypadku odgrywają potrzeby wodne roślin uprawnych (Chmura i in., 2009). Wykazują one bowiem zróżnicowane zapotrzebowanie na wodę w czasie wegetacji, największe wartości przyjmując u schyłku fazy rozwoju wegetatywnego i początku tworzenia organów generatywnych (Kuś, 2016). W zależności od gatunku uprawy, rośliny do wzrostu, rozwoju i wydania maksymalnego plonu potrzebują również odpowiednich ilości i proporcji składników pokarmowych (Jadczyżyn, 2013). Podstawowym składnikiem budulcowym roślin jest azot, który pobierany jest w formie azotanowej i amonowej przez korzenie i liście (Kocoń, 2014). Składniki pokarmowe, które nie zostaną pobrane przez rośliny uprawne, ulegną wymyciu z profilu glebowego i mogą migrować do wód podziemnych. Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że ukierunkowanie badanego obszaru pod uprawę pszenicy ozimej i jęczmienia jarego (reprezentującego mieszankę zbóż jarych) przyczyni się do ograniczenia wielkości wypłukiwanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego maksymalnie o około 63%, a tym samym jego migracji do Zatoki Puckiej maksymalnie o około 20%. Jednakże znajdzie to również swoje odzwierciedlenie w zmniejszeniu zasilania warstw wodonośnych maksymalnie o około 13% oraz wielkości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej maksymalnie o około 5%.

Potrzeby pokarmowe roślin uprawnych powinny być w pierwszej kolejności pokrywane z gleby. Jednakże zasobność gleb wykorzystywanych w Polsce do uprawy w potrzebne makro- i mikroelementy na ogół nie zabezpiecza w pełni potrzeb pokarmowych roślin, co wymaga stosowania nawozów (Kocoń, 2014). Na podstawie przeprowadzonych symulacji zauważono, iż dwukrotne zmniejszenie dawki nawozowej (S7) przełoży się na zmniejszenie uzyskanych plonów (Tab.6.18). Szczególnie jest to widoczne w przypadku uprawy pszenicy ozimej, dla której wielkość uzyskanych plonów może spaść nawet o 35%. Natomiast, dwukrotne zwiększenie dawki nawozowej (S8) nie wpłynie w znaczący sposób na wielkość zebranych plonów, gdyż potrzeby pokarmowe roślin zostaną w pełni pokryte. Niewykorzystane składniki (nadwyżka) będą stanowiły straty, które przełożą się na około trzykrotny wzrost ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego, a tym samym zwiększenie ilości tego składnika dostarczanego do Zatoki Puckiej o około 54% (Tab.6.17). W związku z powyższym stosowane na polach uprawnych dawki nawozowe powinny być dobrane racjonalnie do gatunku rośliny oraz panujących warunków glebowych, w celu ograniczenia presji na środowisko wód podziemnych przy jednoczesnym zachowaniu korzyści określonych pożądaną wielkością i jakością plonów.



Tab.6.18. Wielkość uzyskanych plonów przy zastosowaniu zróżnicowanej dawki nawozowej.

Uprawy	Scenariusz	Wielkość plonów [t/ha/rok]
Kukurydza na kiszonkę	S1	9,8–9,9
	S8	8,1–9,9
	S9	9,9
Rzepak ozimy	S1	2,9–3,1
	S8	2,6–3,1
	S9	2,9–3,1
Pszemica ozima	S1	6,0–8,5
	S8	3,9–8,1
	S9	7,3–8,5

Analizując wartości uzyskane dla scenariuszy S9 i S10 stwierdzono, że głębokość stosowanej orki nie wpłynie znacząco na wielkość zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego, a tym samym nie będzie miała widocznego wpływu na dopływ wód do Zatoki Puckiej. Wynika to z charakteru wykonywanej orki na strukturę warstwy glebowej. Spulchnianie roli powoduje zwiększenie porowatości gleby, co znacząco wpływa na poprawę warunków życia roślin i przekłada się na uzyskanie większych plonów (Świętochowski i in., 1996). W przypadku niedostatecznego spulchnienia gleby, porowatość warstwy glebowej jest niewystarczająca dla zapewnienia roślinom odpowiednich ilości wody i powietrza. W takich warunkach rośliny rosną słabo, gdyż system korzeniowy nie został w pełni wykształcony, co ogranicza pobór z gleby wody oraz składników pokarmowych (Kuś, 2016). Brak wyraźnych zmian w wielkości uwalnianego ładunku azotu azotanowego z warstwy glebowej może wynikać z tej samej częstotliwości i terminów uprawy gruntu w przytoczonych scenariuszach. Istotny wpływ na wzrost wypłukiwanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego może mieć jednak częsta uprawa gruntu, zwłaszcza na początku jesieni (Dybowski i in., 2020).

Wyniki otrzymane dla scenariuszy S11 i S12 wskazują, że całkowite przeznaczenie dotychczasowego wykorzystania łąk i pastwisk do wypasu bydła mlecznego przyczyni się do wyraźnego wzrostu ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego oraz jego dopływu do Zatoki Puckiej. Wartości te należy bezwzględnie odnosić do liczby zwierząt przebywających na łąkach i pastwiskach. Zagęszczenie liczby krów na łąkach i pastwiskach wpływa bowiem na wzrost ilości produkowanych przez nie odchodów, w których główny składnik stanowi azot. Migrację tego składnika do wód podziemnych dodatkowo ułatwia fakt występowania zwierciadła wód na niewielkich głębokościach pod powierzchnią terenu. Liczba krów przebywających na łąkach i pastwiskach może mieć również wpływ na wielkość zasilania wód podziemnych. Spożywana i wydeptywana szata roślinna, aby zregenerować się i odrosnąć pobiera więcej wody z gleby, co przekłada się na minimalnie mniejsze zasilanie wód podziemnych w porównaniu z wariantem bazowym (W0).



7. BADANIA PODATNOŚCI

7.1. ZAŁOŻENIA OCENY PODATNOŚCI

Badania podatności za pomocą opracowanej metody DRASTIC_{SWAT} przeprowadzono dla górnego poziomu wodonośnego (Q1), którego wody drenowane są w Zatoce Puckiej. W analizie odstąpiono od oceny podatności wód poziomu zawieszoności (Q0) ze względu na jego lokalne rozprzestrzenienie i położenie poza strefą dopływu do zatoki, a także dolnego poziomu wodonośnego (Q2), który prowadzi wody dobrej jakości i od powierzchni terenu jest izolowany kompleksem utworów słabo przepuszczalnych o znacznej miąższości.

W zmodyfikowanej metodzie podatności nie uwzględniono zróżnicowania warunków utleniająco-redukcyjnych, które posiadają istotny wpływ na migrację i obieg azotu w wodach podziemnych. Górny poziom wodonośny z reguły charakteryzuje się środowiskiem tlenowym, w którym azotany są składnikiem stabilnym, a zarazem mobilnym.

Poniżej wypunktowano najważniejsze założenia opracowanej metody DRASTIC_{SWAT}:

- określona zostaje podatność wód pierwszego poziomu wodonośnego;
- zanieczyszczenia migrują do warstwy wodonośnej z powierzchni terenu;
- zanieczyszczenia przemieszczają się w warstwie wodonośnej wraz z wodą podziemną;
- przepływ wód podziemnych odbywa się w ośrodku porowatym;
- ilość azotanów w wodzie odpływającej ze strefy korzeniowej jest równa ilości tego składnika dostarczanego do pierwszego poziomu wodonośnego na poziomie zwierciadła;
- iniekcja azotanów do wód podziemnych ma charakter przestrzenny;
- wody podziemne występują w warunkach tlenowych.

Uwzględnienie wyników symulacji wykonanych opracowanego modelu przy wykorzystaniu programu SWAT w ocenie podatności umożliwiło określenie wpływu stosowanej praktyki rolniczej na wody podziemne. Należy mieć jednak na uwadze, że przyjęte założenia działalności rolniczej oraz ich szczegółowość w opracowanym modelu mogą mieć znaczący wpływ na uzyskane wyniki oceny podatności. Głównym wynikiem przeprowadzonych obliczeń jest mapa podatności przy założeniu aktualnego stanu zagospodarowania obszaru badań oraz stosowanej praktyki rolniczej (W0) oraz przy uwzględnieniu jej zróżnicowania w rozważanych scenariuszach (S1–S12).



7.2. CHARAKTERYSTYKA PARAMETRÓW

Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia wymaga przygotowania odpowiednich danych dla każdego rozważanego kryterium. Przyjętym parametrom został przypisany różny stopień ważności w skali od 1 do 5 (Tab.7.1), a następnie wyróżniono wartości klas poszczególnych parametrów, którym przypisano rangę mieszczącą się w przedziale od 1 do 10 (Tab.7.2). Wyznaczając rangi poszczególnych parametrów odnoszono się do pracy Krogulec (2004), których wartości zostały nieznacznie zmodyfikowane w odniesieniu do badanego terenu. Przypisana wartość wagowa i rangowa odzwierciedla rolę jaką pełni dany parametr w możliwym zanieczyszczeniu wód podziemnych. Wyższa wartość wskazuje na ułatwioną migrację zanieczyszczeń. Poniżej przedstawiono charakterystykę parametrów w przyjętej metodzie oraz rozkład przestrzenny przypisanych rang (Rys.7.1).

Tab.7.1. Wartości wagowe oraz źródła danych parametrów metody DRASTIC_{SWAT}.

Symbol	Parametr	Waga	Źródło danych
D	Głębokość do zwierciadła wody	5	Profile otworów wiertniczych ¹ , badania terenowe
R	Zasilanie warstwy wodonośnej	4	Model opracowany w programie SWAT ⁵
A	Utwory warstwy wodonośnej	3	Profile otworów wiertniczych ¹ , mapy hydrogeologiczne ²
S*	Litologia gleby	2	Mapy geologiczne ³ , badania terenowe
T	Nachylenie powierzchni terenu	1	Numeryczny model terenu ⁴
I	Wpływ strefy aeracji	5	Profile otworów wiertniczych ¹ , mapa geologiczna ²
C	Współczynnik filtracji warstwy wodonośnej	3	Karty otworów hydrogeologicznych ¹
N	Wielkość ładunku N-NO ₃ wypłukiwanego z profilu glebowego	5	Model opracowany w programie SWAT ⁵

* parametr wykorzystano jedynie w metodzie DRASTIC do porównania z opracowaną metodą DRASTIC_{SWAT}.

¹dane pozyskane z Centralnej Bazy Danych Hydrogeologicznych prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.

²mapy hydrogeologiczne (Frączek, 1998; Orłowski, 1998a, 1998b; Sierzęga i in., 2006; Pasierowska, 2006a, 2006b) w skali 1:50000 pozyskane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego.

³mapy geologiczne (Mojski, 1978; Skompski, 1997; Pikies i Zaleszkiewicz, 1998) w skali 1:50000 pozyskane z zasobów Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego.

⁴dane pozyskane z zasobów Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii, zgeneralizowane do rozdzielczości 50×50 m (NMT).

⁵dane wynikowe opracowanego modelu za pomocą programu SWAT.

Parametr D określa głębokość do zwierciadła wód podziemnych. Im jest ona większa, tym wzrasta możliwość neutralizacji potencjalnych zanieczyszczeń infiltrujących z powierzchni terenu przez procesy zachodzące w strefie aeracji, co przekłada się na stan jakości wód podziemnych. Rozkład głębokości do wód podziemnych w obrębie badanego obszaru został określony na podstawie różnicy między NMT a warstwami wynikowymi położenia zwierciadła wód podziemnych oraz konfiguracji powierzchni stropowej poziomów wodonośnych w modelu hydrogeologicznym (6.2.4.1). Głębokość do lustra wody mieści się w zakresie od 0,0 do >35,0 m. W ramach tego parametru wyznaczono 7 klas o rangach: 1, 2, 3, 5, 7, 9 i 10. Najwyższe rangi przypisano obszarom rozciągającym się w granicach pradolin, ujścia rzek do zatoki oraz strefy przybrzeżnej zatoki. Natomiast, wartości najniższe odnoszą się do obszaru wysoczyznowego położonego w zachodniej części badanego terenu (Tab.7.2; Rys.7.1).

Parametr R determinuje ilość wody, jaka może zasilić warstwę wodonośną. Odnosi się on również do ilości potencjalnych zanieczyszczeń, które mogą być dostarczane do warstwy wodonośnej w wyniku infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych. Parametr ten został oszacowany na podstawie wyników modelu opracowanego w programie SWAT (6.1.4). W ramach tego parametru wyznaczono 6 klas o rangach: 1, 2, 3, 4, 5 i 6. Rozkład przestrzenny poszczególnych klas nawiązuje do litologii utworów powierzchniowych oraz użytkowania powierzchni terenu (Tab.7.2; Rys.7.1).

Parametr A określa zdolność utworów strefy saturacji do tłumienia potencjalnych zanieczyszczeń. Warstwa tego parametru została określona głównie na podstawie analizy profili otworów archiwalnych oraz map hydrogeologicznych, dla której wyznaczono 5 klas o rangach: 2, 3, 5, 6 i 8. Najwyższe rangi zostały wyznaczone w obrębie obszarów pradolinnych, a najniższe w strefach krawędziowych kęp morenowych (Tab.7.2; Rys.7.1).

Parametr S determinuje stopień infiltracji wód opadowych z powierzchni terenu, co przekłada się także na warunki migracji potencjalnych zanieczyszczeń. Typ gleby może mieć również istotne znaczenie w tłumieniu zanieczyszczeń na skutek zachodzących między innymi procesów filtracji, biodegradacji czy sorpcji. Infiltrację potencjalnych zanieczyszczeń do wód podziemnych ograniczają przede wszystkim gleby drobnoziarniste, składające się z minerałów ilastych. Rozkład poszczególnych rang określono na podstawie studium map geologicznych oraz przeprowadzonych badań terenowych. W ramach tego parametru wyznaczono 7 klas o rangach: 2, 3, 5, 6, 8, 9 i 10. Najwyższe rangi przyznano dla gleb występujących w obrębie pradolin oraz lokalnie na kępach morenowych, a najniższe dla wybranych miejsc położonych na kępach morenowych (Tab.7.2; Rys.7.1). Właściwości osadów powierzchniowych (gleb) zostały już uwzględnione na etapie badań modelowych SWAT, w związku z czym, parametr



ten został wyeliminowany z algorytmu metody $DRASTIC_{SWAT}$. Został on jednak wykorzystany w oryginalnej metodzie $DRASTIC$, na potrzebę porównania z opracowaną metodą $DRASTIC_{SWAT}$.

Parametr T określa miejsca ułatwionej infiltracji opadów atmosferycznych oraz miejsca, w których jest ona utrudniona ze względu na zachodzący spływ powierzchniowy. Parametr ten został określony za pomocą funkcji *slope* (ArcGIS) przy wykorzystaniu danych zawartych na NMT. Wyznaczono 5 klas o rangach: 1, 3, 5, 9 i 10. Obszar zdominowany jest niemal w całości przez klasy najwyższe o randze 9 i 10. Niższe wartości rangowe są przypisane głównie strefom krawędziowym wysoczyzn oraz ich górnym partiom (Tab.7.2; Rys.7.1).

Parametr I odgrywa istotną rolę w ograniczeniu wielkości ładunku zanieczyszczeń przedostających się do warstwy wodonośnej wskutek oddziaływania szeregu procesów, do których można zaliczyć między innymi filtrację, dyspersję czy sorpcję. Zakres klas został ustalony na podstawie cech jakościowych utworów występujących w strefie aeracji, których podstawą były informacje zawarte na profilach otworów wiertniczych oraz mapach geologicznych. W ramach tego parametru wyznaczono 6 klas o rangach: 2, 3, 4, 6, 7 i 8. Obszar badań zdominowany jest przez klasę o randze 2, która zajmuje 44,3% powierzchni badanego terenu (Tab.7.2; Rys.7.1).

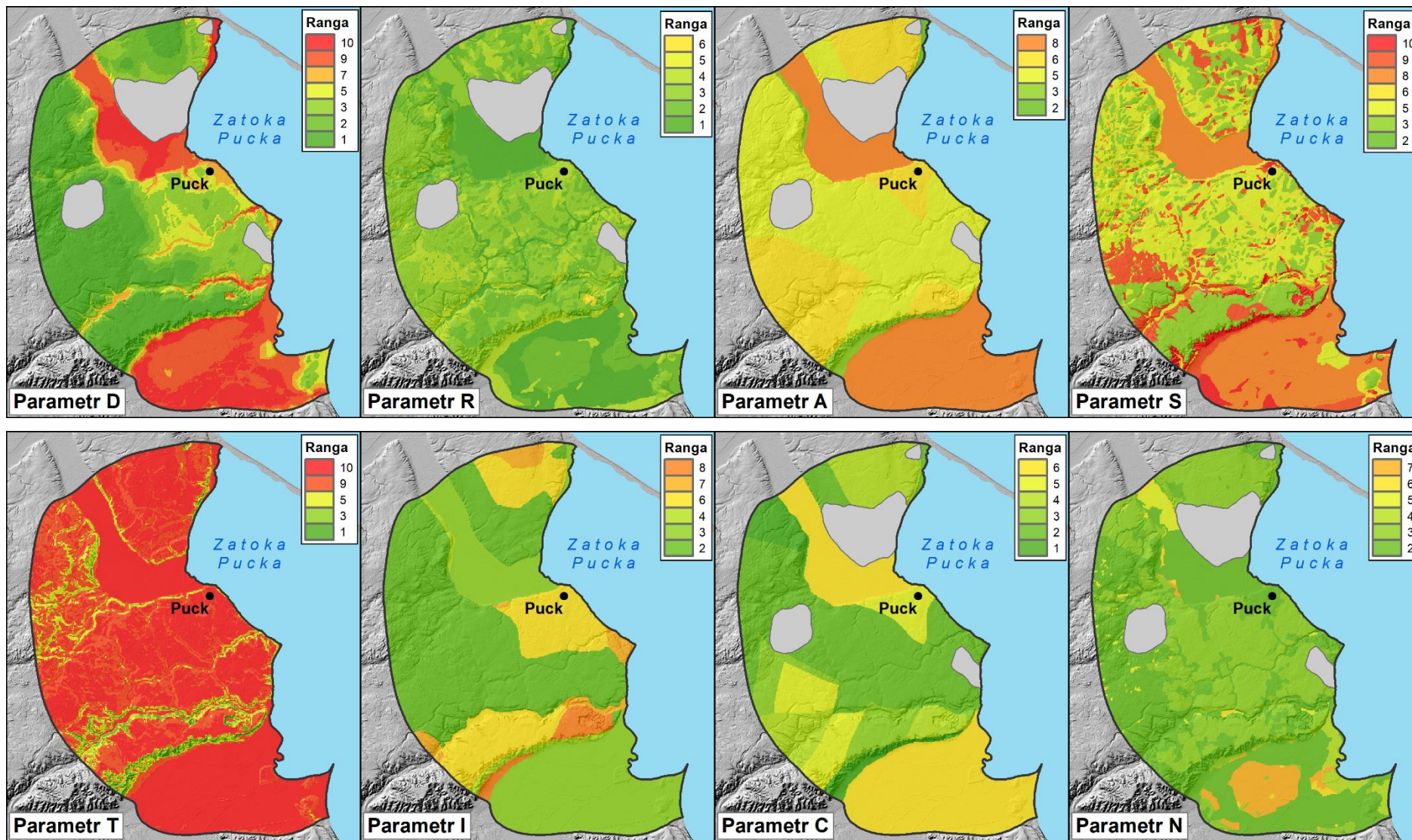
Parametr C reprezentuje zdolność i tempo warstwy wodonośnej do rozprzestrzeniania się w niej potencjalnych zanieczyszczeń. Przyjęte rangi nawiązują do litologii utworów budujących warstwę wodonośną, które określono na podstawie analizy kart otworów hydrogeologicznych. W ramach tego parametru wyznaczono 6 klas o rangach: 1, 2, 3, 5, 6 i 7. Najwyższe wartości przypisano głównie obszarom pradolinny (Tab.7.2; Rys.7.1).

Parametr N określa wielkość ładunku N-NO₃ wypłukanego z profilu glebowego. Jego wielkość zależy od sposobu użytkowania powierzchni terenu oraz rodzaju osadów powierzchniowych (pokrywy glebowej). Parametr ten może mieć istotny wpływ na zróżnicowanie jakości wód podziemnych w obrębie badanego obszaru. Został on oszacowany na podstawie wyników modelu opracowanego w programie SWAT (6.1.4). Wyznaczono 6 klas o rangach: 2, 3, 4, 5, 6 i 7. Wartości rang parametru N zostały określone metodą prób i błędów, dążąc do uzyskania jak największej zgodności ze stężeniami azotanów notowanych w wodach podziemnych badanego terenu. Przestrzenny rozkład poszczególnych klas tego parametru nawiązuje w głównej mierze do zagospodarowania i sposobu użytkowania opracowywanego obszaru (Tab.7.2; Rys.7.1).



Tab.7.2. Klasy wartości oraz rangi parametrów metody DRASTIC_{SWAT}.

Parametr	Klasy wartości	Ranga	Powierzchnia obszaru [%]
<u>D</u> Głębokość do zwierciadła wody [m]	0–2	10	12,5
	2–5	9	15,0
	5–10	7	6,2
	10–15	5	8,8
	15–25	3	16,7
	25–35	2	8,8
	>35	1	32,0
<u>R</u> Zasilanie warstwy wodonośnej [mm/rok]	>200	6	0,4
	160–200	5	0,1
	120–160	4	16,3
	80–120	3	35,4
	40–80	2	29,2
	<40	1	18,6
<u>A</u> Utwory warstwy wodonośnej [-]	Żwiry z piaskami	8	31,3
	Piaski różnoziarniste z udziałem żwirów	6	26,0
	Piaski różnoziarniste	5	39,5
	Pospółki gliniaste, piaski drobnoziarniste	3	2,7
	Piaski drobnoziarniste z udziałem namułów	2	0,5
<u>S</u> Litologia gleby [-]	Piaski i żwiry	10	4,2
	Piaski	9	12,1
	Torfy	8	24,2
	Piaski gliniaste	6	5,1
	Piaski pyłowate, torfiaste, namuły	5	29,7
	Gliny	3	24,2
	Mułki, pyły ilaste	2	0,5
<u>T</u> Nachylenie powierzchni terenu [%]	0–2	10	61,5
	2–6	9	27,2
	6–12	5	8,2
	12–18	3	2,2
	>18	1	0,9
<u>I</u> Wpływ strefy aeracji [-]	Piaski ze żwirami	8	2,7
	Piaski	7	3,3
	Piaski z wkładkami glin	6	19,1
	Piaski gliniaste	4	1,7
	Torfy, namuły	3	28,9
	Gliny	2	44,3
<u>C</u> Współczynnik filtracji warstwy wodonośnej [m/h]	>1,10	6	31,3
	0,80–1,10	5	10,2
	0,60–0,80	4	12,6
	0,40–0,60	3	6,7
	0,20–0,40	2	33,6
	<0,20	1	5,6
<u>N</u> Wielkość ładunku N-NO ₃ wypłukanego z profilu glebowego [kg/ha/rok]	100–120	7	4,9
	80–100	6	0,9
	60–80	5	1,7
	40–60	4	2,0
	20–40	3	41,4
	<20	2	49,1



Rys.7.1. Przestrenny rozkład rang poszczególnych parametrów przyjętych w metodzie DRASTIC_{SWAT}.

7.3. ANALIZA CZUŁOŚCI PARAMETRÓW

Analiza czułości jest skutecznym narzędziem wykorzystywanym do oceny dokładności mapy podatności, jej weryfikacji oraz kalibracji (Saidi i in., 2011; Krogulec i in., 2019; Maqsoom i in., 2020). W badaniu wykorzystano metodę jednoparametrową. Polega ona na przeanalizowaniu wrażliwości każdego z poszczególnych parametrów, w celu określenia jego skuteczności na uzyskaną wartość wskaźnika podatności (Napolitano i Fabbri, 1996). Przeprowadzone obliczenia pozwoliły na optymalizację ostatecznie przyjętych wag (efektywnych) dla danych wejściowych oraz określenie relacji między nimi. Do tego celu wykorzystano poniższy wzór [34]:

$$W_{pi} = \frac{(P_{ri} \cdot P_{wi})}{V} \cdot 100 \quad [34]$$

gdzie:

W_{pi} – waga efektywna [%];

P_{ri} – ranga danego parametru;

P_{wi} – waga danego parametru;

V – obliczona wartość indeksu podatności.

Wyniki przeprowadzonych obliczeń zestawiono w tabeli (Tab.7.3). Porównując obliczone wartości wag efektywnych z wagami teoretycznymi, obserwuje się wyraźne różnice względem poszczególnych parametrów. Wyższe wartości wag zostały przyznane w przypadku głębokości do zwierciadła wody, utworom warstwy wodonośnej i nachyleniu powierzchni terenu (odpowiednio 5,19%, 4,45% oraz 2,53%). Dla pozostałych parametrów, które reprezentują zasilanie warstwy wodonośnej, wpływ strefy aeracji, współczynnik filtracji warstwy wodonośnej oraz wielkość ładunku N-NO₃ wypłukanego z profilu glebowego, wagi efektywne są niższe od przypisanych im początkowo wag teoretycznych (odpowiednio 2,91%, 4,48%, 2,65% i 3,79%). Może to świadczyć o potrzebie przeprowadzenia dodatkowego rozpoznania parametrów w obrębie badanego terenu, celem zwiększenia dokładności wyników obliczeń.

Tab.7.3. Oryginalne i efektywne wagi parametrów metody DRASTIC_{SWAT}.

Parametr	Waga teoretyczna [-]	Waga teoretyczna [%]	Waga efektywna [-]	Waga „efektywna” [%]			
				x	MIN	MAX	σ
D	5	19,23	5,19	19,96	4,20	56,25	12,26
R	4	15,38	2,91	11,18	2,92	32,00	5,61
A	3	11,54	4,45	17,12	2,66	31,03	5,10
T	1	3,85	2,53	9,72	0,71	22,22	3,16
I	5	19,23	4,48	17,24	7,81	50,00	7,83
C	3	11,54	2,65	10,21	1,95	21,74	3,88
N	5	19,23	3,79	14,57	6,29	44,12	5,15
Razem	26	100,00	26,00	-	-	-	-

x – średnia arytmetyczna; MIN – wartość minimalna; MAX – wartość maksymalna; σ – odchylenie standardowe

7.4. WALIDACJA OCENY PODATNOŚCI

Dokładność metody $DRASTIC_{SWAT}$ zweryfikowano metodą statystyczną, na podstawie przeprowadzonej analizy korelacyjnej między obliczonymi wartościami wskaźnika AI_{index} a zmierzonymi w terenie stężeniami azotanów. Do tego celu wykorzystano uśrednione wyniki badań zawartości azotanów z 46 punktów badawczych ujmujących wody górnego poziomu wodonośnego, które pochodzą z lat 1960–2019. Są to zarówno dane archiwalne oraz pomiary własne wykonane na potrzeby pracy doktorskiej. Uśrednione stężenia azotanów mieściły się w przedziale $<1,0\text{--}37,0$ mgNO_3/l . Za pomocą wykresów i map porównano ze sobą dokładność trzech systemów $DRASTIC$ (wagi teoretyczne), $DRASTIC_{SWAT}$ (wagi teoretyczne) oraz $DRASTIC_{SWAT}$ (wagi efektywne) (Rys.7.2 i 7.3). Wartości indeksu podatności na mapach zostały znormalizowane, zgodnie z propozycją Elci (2017) za pomocą równania [35]:

$$V_n = \frac{V - V_{min}}{V_{max} - V_{min}} \cdot 100 \quad [35]$$

gdzie:

V_n – znormalizowany indeks podatności [%];

V_{min} – najniższa wartość wskaźnika podatności;

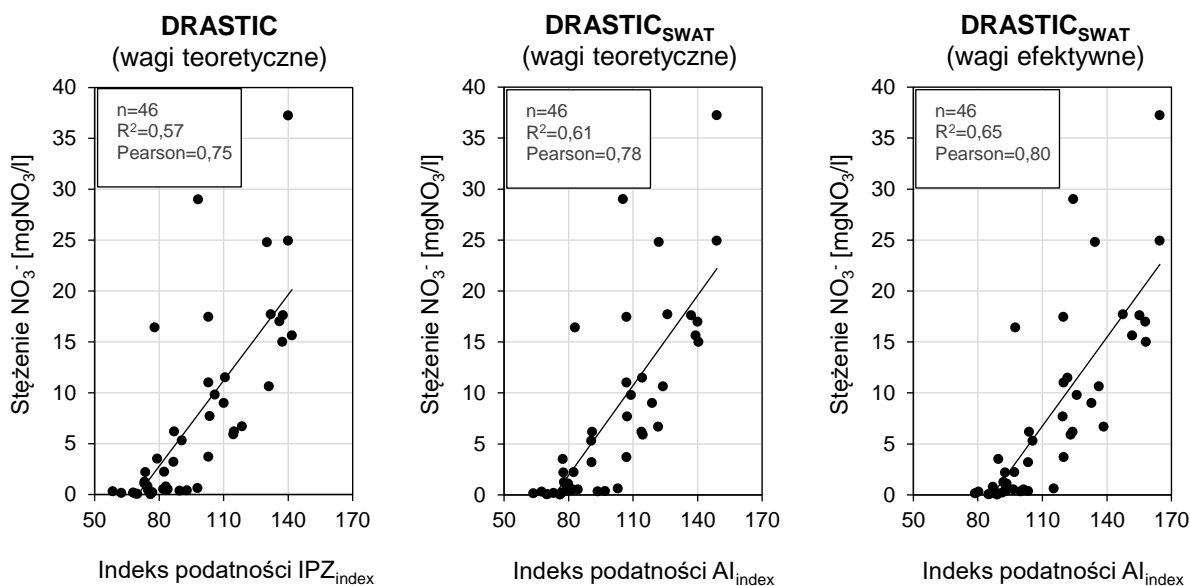
V_{max} – największa wartość wskaźnika podatności;

V – rozkład obliczonej wartości wskaźnika podatności w każdej komórce rastra.

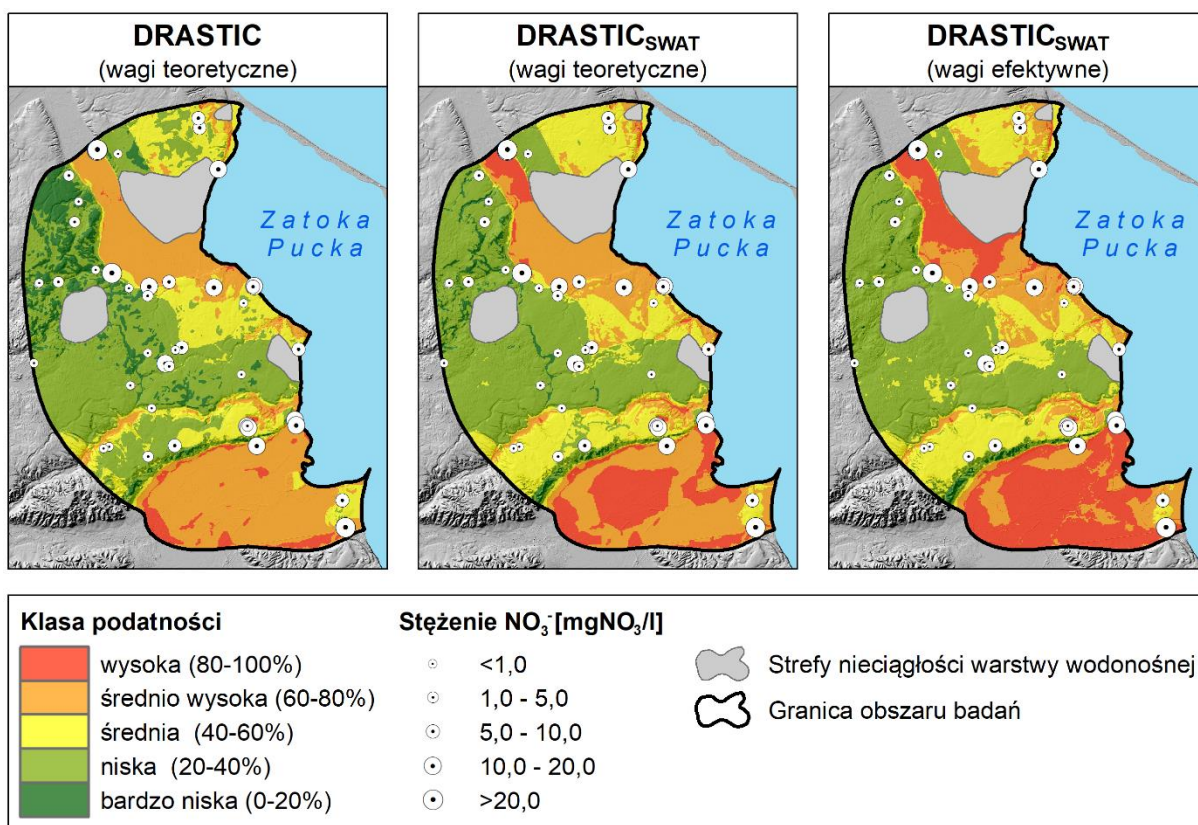
Na podstawie przeprowadzonej korelacji danych można zauważyć, że metoda $DRASTIC_{SWAT}$ wykorzystująca wagi efektywne parametrów wykazuje większą zbieżność stężeń azotanów z wartościami indeksu podatności niż metody $DRASTIC$ (wagi teoretyczne) oraz $DRASTIC_{SWAT}$ (wagi teoretyczne). W najlepszym wariancie korelacyjnym uzyskana wartość współczynnika determinacji wynosi 0,65, a współczynnika korelacji Pearson'a 0,80. Wskazuje to na relatywnie dobre dopasowanie danych i wzrost dokładności mapy o około 10% dla współczynnika determinacji i 5% dla współczynnika korelacji Pearson'a w odniesieniu do podstawowej metody $DRASTIC$ (Rys.7.2).

Do oceny podatności wód podziemnych za pomocą metody $DRASTIC_{SWAT}$ wykorzystano wagi efektywne parametrów. Przeprowadzona walidacja potwierdza związek pomierzonych stężeń azotanów w wodach podziemnych ze stopniem ich podatności na zanieczyszczenia. Jednakże pomimo uzyskania satysfakcjonujących wyników korelacji, metoda $DRASTIC_{SWAT}$ wymaga weryfikacji również na innych obszarach o typowo rolniczym zagospodarowaniu i odmiennych warunkach występowania wód podziemnych. Ponadto, w celu zwiększenia stopnia walidacji opracowanego systemu, wymagane jest zebranie dodatkowych danych o stężeniu azotanów w wodach podziemnych, co było niemożliwe ze względu na brak dostępu do wystarczającej liczby studni.





Rys.7.2. Wykresy korelacyjne uśrednionych stężeń azotanów z wartościami indeksu podatności w metodach DRASTIC (wagi teoretyczne), DRASTIC_{SWAT} (wagi teoretyczne) i DRASTIC_{SWAT} (wagi efektywne).



Rys.7.3. Rozkład uśrednionych wartości stężeń azotanów na tle znormalizowanych map podatności według metod DRASTIC (wagi teoretyczne), DRASTIC_{SWAT} (wagi teoretyczne) i DRASTIC_{SWAT} (wagi efektywne).

7.5. OCENA PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH I MOŻLIWOŚĆ MIGRACJI AZOTANÓW DO ZATOKI PUCKIEJ

Opracowana metoda DRASTIC_{SWAT} umożliwiła dokonanie oceny podatności specyficznej opartej na zagrożeniu zanieczyszczeniem azotanami wód górnego poziomu wodonośnego. Obliczona wartość wskaźnika podatności (AI_{index}) mieściła się w zakresie od 42 do 175 i stanowiła podstawę wydzielenia pięciu klas podatności: bardzo niskiej (<80), niskiej (80–105), średniej (105–130), średnio wysokiej (130–155) i wysokiej (>155) (Rys.7.4).

Na podstawie przyjętej klasyfikacji określono, iż klasa bardzo niska zajmuje 5,6%, niska 37,0%, a średnia 23,0% powierzchni terenu badań. Szczególnie narażone na degradację jakości wód podziemnych są obszary położone w klasie średnio wysokiej i wysokiej, które zajmują odpowiednio 23,2% i 11,2% powierzchni badanego obszaru. W odniesieniu do zagospodarowania powierzchni terenu można stwierdzić, że obszary leśne charakteryzują się najczęściej niską klasą podatności, obszary bagienne wysoką klasą podatności, a tereny antropogeniczne i rolne zdefiniowano jako średniej klasy podatności (Tab.7.4).

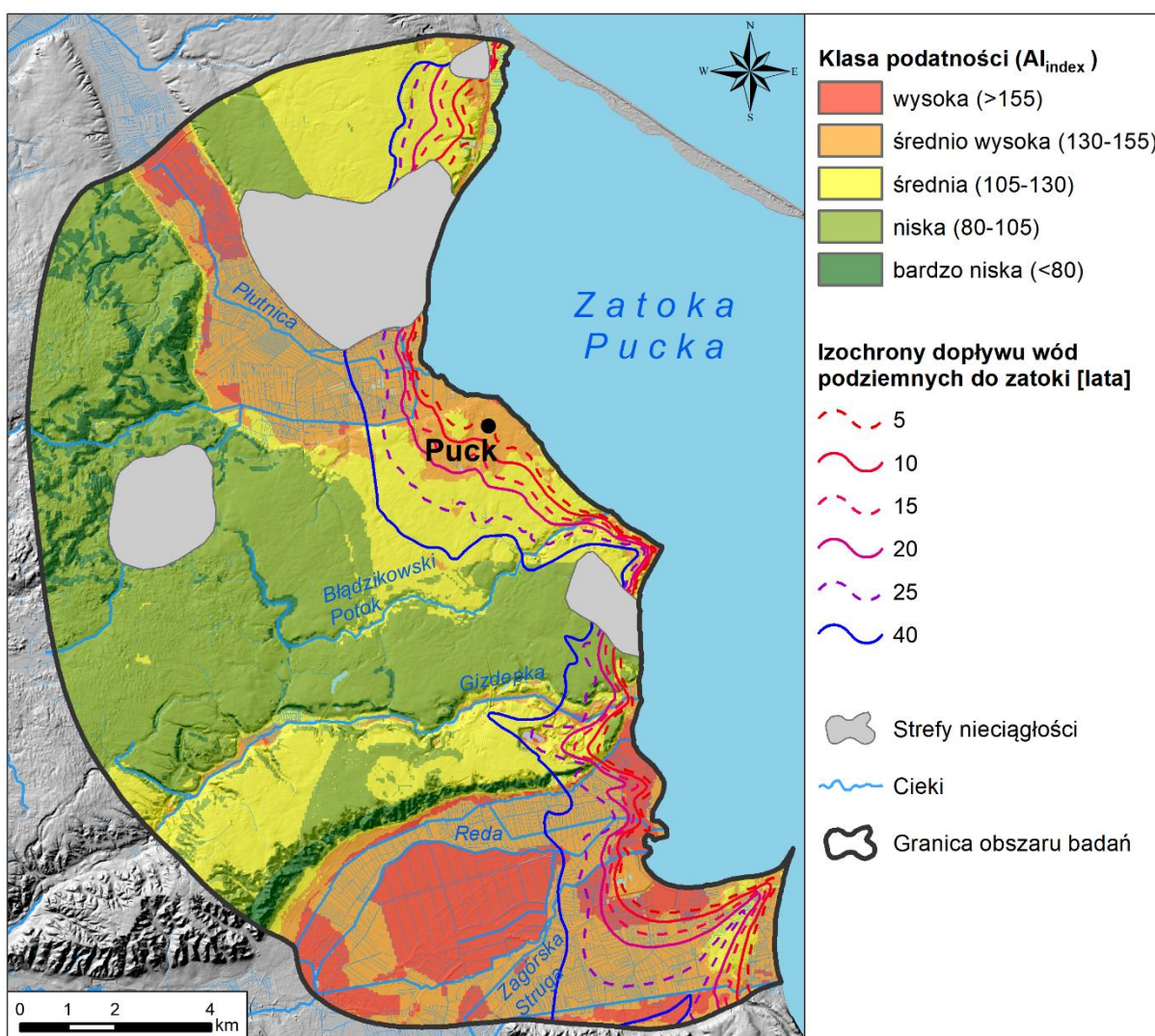
Tab.7.4. Procentowy udział powierzchni obszaru badań występującej w poszczególnych klasach podatności specyficznej w odniesieniu do wyznaczonych rodzajów zagospodarowania terenu.

		Klasa podatności				
		Bardzo niska	Niska	Średnia	Średnio wysoka	Wysoka
		[%]				
Obszar badań		5,6	37,0	23,0	23,2	11,2
Zagospodarowanie terenu	Lasy	12,3	64,5	12,2	4,2	6,8
	Obszary bagienne	0,1	0,1	8,4	35,9	55,5
	Tereny antropogeniczne	2,9	30,1	34,6	27,0	5,4
	Tereny rolne:	4,0	30,2	25,6	28,6	11,6
	▪ Grunty orne	5,2	44,2	34,2	3,6	12,8
▪ Łąki i pastwiska	0,8	1,1	5,0	88,7	4,4	
▪ Obszary upraw mieszanych	5,6	20,2	31,1	13,1	30,0	

Rozkład wartości indeksu podatności (AI_{index}) wskazuje na wyraźny podział stref wrażliwości wód podziemnych na możliwość migracji azotanów z powierzchni terenu, który odnosi się do geomorfologii opracowywanego obszaru (Rys.7.4). Tereny położone w zachodniej i centralnej części kęp morenowych charakteryzują się niskimi wartościami indeksu podatności, co pozwala sklasyfikować je jako słabo podatne na migrację azotanów z powierzchni terenu do górnego poziomu wodonośnego. Wynika to przede wszystkim z występowania górnego poziomu wodonośnego na dużych głębokościach, pod



kilkudziesięciometrowym nadkładem utworów słabo przepuszczalnych wykształconych w postaci glin zwałowych. Wzrost podatności w obrębie kęp morenowych można zaobserwować głównie w ich wschodniej części, bliżej wybrzeża. Tereny te korespondują przede wszystkim z płaskimi zdenudowanymi fragmentami kęp morenowych, na których miąższość strefy aeracji jest miejscami zredukowana do kilkunastu metrów. Zmienność podatności wód podziemnych na wspomnianym obszarze morenowym potwierdzają również obliczenia czasu przesączania się wód z powierzchni terenu do górnego poziomu wodonośnego (Sierżęga i Nerkowski, 2010; Potrykus i in., 2018a). Natomiast, obszary o wysokim i bardzo wysokim stopniu podatności znajdują się w obrębie pradolin Płutnicy i Kaszubskiej oraz doliny Gizdępki. Związane jest to ze stosunkowo małą głębokością występowania górnego poziomu wodonośnego, która nie przekracza 5 m oraz wykształceniem strefy aeracji.

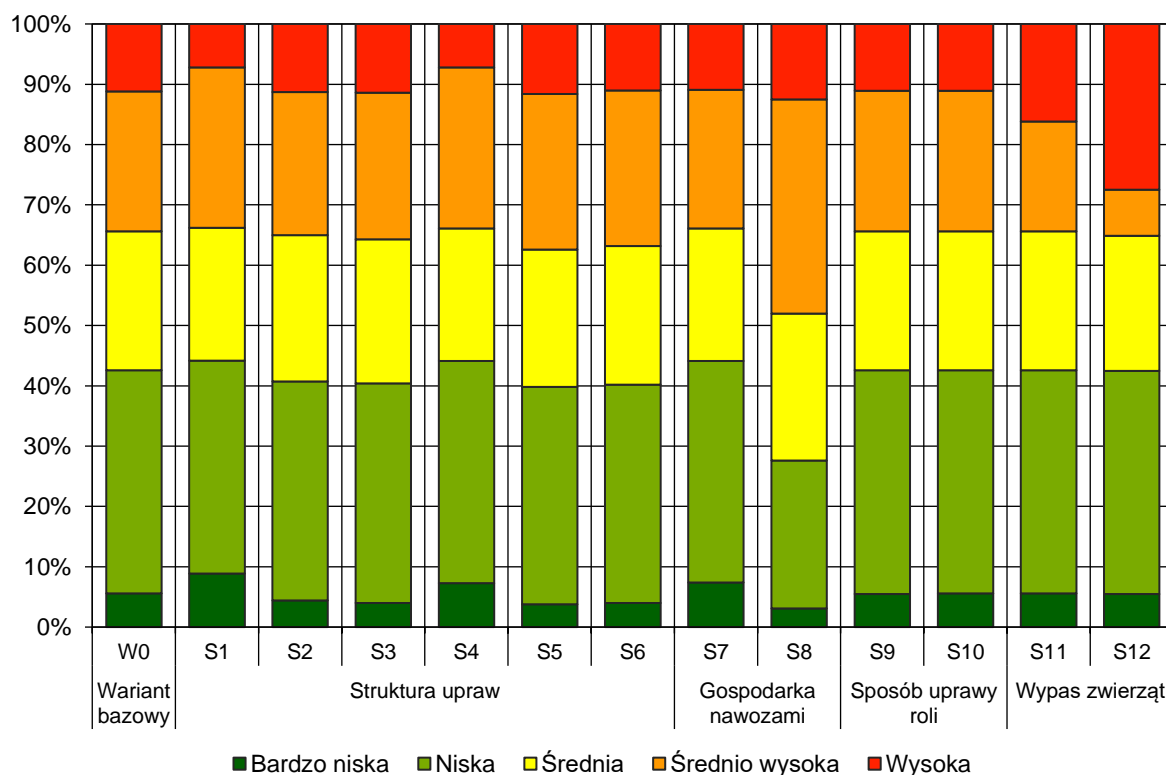


Rys. 7.4. Mapa podatności specyficznej wód podziemnych górnego poziomu wodonośnego opracowana za pomocą metody $DRASTIC_{SWAT}$ (wagi efektywne) wraz z wyznaczonymi izochronami dopływu wód do Zatoki Puckiej.

Obserwowana zmienność wyznaczonych klas podatności w strefie nadmorskiej może mieć istotne znaczenie w migracji azotanów do Zatoki Puckiej. Azotany należą do substancji łatwo migrujących w wodach podziemnych, a zarazem wolno degradowanych w warunkach naturalnych. W związku z tym, występowanie obszarów o podwyższonej podatności oraz krótkim czasie dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej może prowadzić do pogorszenia jakości wód wspomnianego akwenu. Do identyfikacji wspomnianych stref przyjęto, że znajdują się one na terenach o średnio wysokiej i wysokiej klasie podatności i są ograniczone 20-letnią izochroną określającą czas połowicznego rozpadu azotanów (Kozlovsky, 1988). Obszary te występują głównie w obrębie pradolin oraz w północno-wschodniej części Kępy Puckiej, w strefie brzegowej o szerokości wynoszącej od około 400 do 1600 m (Rys.7.4).

7.6. WPLYW PRAKTYKI ROLNICZEJ NA PODATNOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Opracowana metoda $DRASTIC_{SWAT}$ została wykorzystana do określenia wpływu praktyki rolniczej na podatność wód podziemnych. Obliczenia przeprowadzono względem scenariuszy praktyki rolniczej, których założenia zostały przedstawione w rozdziale 6.1.1. Na podstawie uzyskanych wyników można zauważyć wyraźną zmienność udziału występowania poszczególnych klas podatności w obrębie obszaru badań (Rys.7.5 i 7.6).



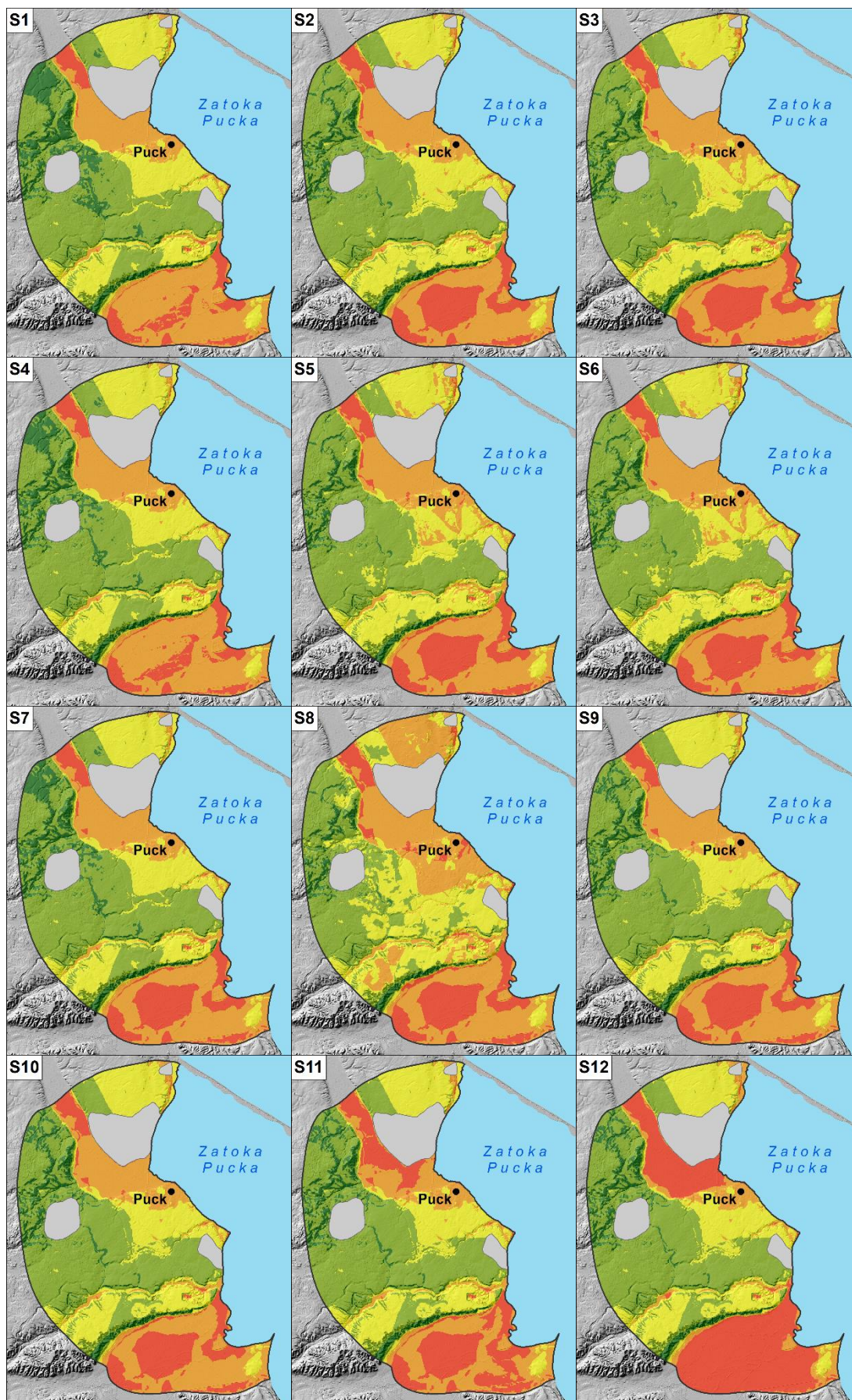
Rys.7.5. Procentowy udział poszczególnych klas podatności w powierzchni obszaru badań.

Obserwowane różnice w rozkładzie przestrzennym klas podatności odnoszą się wyłącznie do terenów rolnych w poszczególnych scenariuszach. Wynikają one z uwzględnienia odmiennych wartości ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego (parametr N) oraz wielkości infiltracji efektywnej (parametr R), które zostały obliczone za pomocą programu SWAT dla każdego scenariusza.

Widoczny wpływ na zmienność podatności wód podziemnych ma rodzaj uprawy zdefiniowany w scenariuszach S1–S6. Obszary charakteryzujące się bardzo niską podatnością wód podziemnych największą powierzchnią terenu badań (8,9%) zajmują w przypadku uprawy pszenicy ozimej (S1). Natomiast, tereny charakteryzujące się wysoką klasą podatności największą część badanego obszaru (11,6%) zajmują dla uprawy ziemniaków (S5). Wyraźny wpływ na zróżnicowanie podatności wód podziemnych w obrębie badanego obszaru ma gospodarka nawozami (S7 i S8). W scenariuszu określającym dwukrotne zmniejszenie dawki nawozu (S7) obserwuje się wzrost obszarów o bardzo niskiej klasie podatności, które zajmują 7,4% powierzchni obszaru badań. Natomiast, dwukrotne zwiększenie dawki nawozowej (S8) spowodowało wyraźne zwiększenie powierzchni terenów zaliczanych do średnio wysokiej i wysokiej klasy podatności (odpowiednio 35,5% i 12,5%). Nie obserwuje się jednak zauważalnych zmian w rozkładzie przestrzennym poszczególnych klas podatności dla scenariuszy określających sposób uprawy roli (S9 i S10) w stosunku do wariantu bazowego (W0). W przypadku scenariuszy S11 i S12, które zakładały wypas bydła mlecznego na łąkach i pastwiskach, uzyskane wyniki wskazują, że ilość wypasanych zwierząt może mieć istotny wpływ na wzrost podatności wód podziemnych. Szczególnie widoczny jest on w odniesieniu do scenariusza S12 (5 krów/ha), w którym obserwuje się drastyczny wzrost powierzchni obszarów o wysokiej klasie podatności (27,5%). W tym przypadku wzrost podatności odnosi się głównie do terenów położonych w obrębie pradolin, które użytkowane są typowo w postaci łąk i pastwisk (Rys.7.5 i 7.6).

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że sposób użytkowania terenów rolnych oraz prowadzonej praktyki rolniczej ma istotny wpływ na podatność wód podziemnych. Otrzymane wyniki mogą okazać się szczególnie istotne w odniesieniu do określenia wpływu stosowanej praktyki rolniczej na podatność wód podziemnych w rejonie eksploatowanego ujęcia. Mogą one także stanowić istotny element wspomagający podejmowanie decyzji przy wyznaczaniu stref ochronnych bądź lokalizacji nowych otworów hydrogeologicznych.





Rys.7.6. Mapy podatności wód podziemnych dla poszczególnych scenariuszy praktyki rolniczej. Objaśnienia przedstawiono na Rys.7.4.

8. OCENA WPLYWU WÓD PODZIEMNYCH NA STAN ZANIECZYSZCZENIA ZATOKI PUCKIEJ

Zachodząca na skutek dopływu nadmiernych ilości zanieczyszczeń biogenych eutrofizacja, uznawana jest za poważne zagrożenie dla Zatoki Puckiej, a zarazem wód Morza Bałtyckiego. Istotne źródło zasilania wód Bałtyku związkami azotu i fosforu stanowi działalność rolnicza (HELCOM, 2009). Na obszarze Polski wynosi ona odpowiednio 45% i 35% całkowitego odpływu (głównie rzeczno) wspomnianych składników do akwenu morskiego (Igras, Pastuszek, 2009; HELCOM, 2018; Wojciechowska i in., 2019b). Jednakże przeprowadzone w ostatnich latach badania podkreślają również ważną rolę wód podziemnych w dopływie biogenów do Morza Bałtyckiego (Conley i in., 1997; Szymczycha i in., 2012; Højberg i in., 2017; Potrykus i in., 2020; Szymkiewicz i in., 2020).

W Tab.8.1. zestawiono wartości stężeń związków azotowych (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) i fosforanów (PO_4^{3-}) występujące w wodach podziemnych, w ciekach wód powierzchniowych (Wojciechowska i in., 2019a; Dzierzbicka-Głowacka i in., 2022), w strefach podmorskiego drenażu wód podziemnych (Szymczycha i in., 2020b) oraz toni wodnej (Bołałek i in., 1993). W ocenie rozważano jedynie poziomy wodonośne, które są drenowane w Zatoce Puckiej.

Zakres stężeń rozpatrywanych elementów biogenych występujących w wodach podziemnych jest szerszy w porównaniu z wartościami notowanymi w pozostałych środowiskach wodnych. Wynika to z ilości wykonanych oznaczeń w wodach podziemnych oraz położeniem punktów badawczych w zasięgu oddziaływania lokalnego ogniska zanieczyszczeń, co bezpośrednio przekłada się na obserwowane skrajnie wysokie wartości stężeń. Natomiast, mediany stężeń rozpatrywanych składników dla wód podziemnych są niższe lub zbliżone w odniesieniu do cieków uchodzących do Zatoki Puckiej i położonych w jej obrębie stref drenażu podmorskiego (Tab.8.1).

Porównując stężenia badanych składników obserwuje się wyższe stężenia jonów NH_4^+ i niższe NO_3^- w strefach podmorskiego drenażu wód podziemnych niż w wodach podziemnych występujących na obszarze lądowym. Pochodzenie jonów NH_4^+ w wodach Zatoki Puckiej należy przede wszystkim wiązać z produkcją pierwotną, dopływem zanieczyszczeń z lądu, a także mineralizacją materii organicznej zawartej w utworach torfowych (Bołałek i Graca, 1996). Podwyższone wartości jonów amonowych, które wynikają z mineralizacji materii organicznej zawartej w drobnoziarnistych osadach wykształconych w środowiskach paleobagiennych są również obserwowane w przybrzeżnych warstwach wodonośnych (Linderfelt i Turner, 2001; Hinkle i in., 2007; Jiao i in., 2010; Mastrocicco i in., 2012).

Tab.8.1. Zestawienie stężeń wybranych form azotu i fosforu w różnych środowiskach wodnych.

		NH₄⁺ [mg/l]	NO₂⁻ [mg/l]	NO₃⁻ [mg/l]	PO₄³⁻ [mg/l]
		MIN-MAX			
		Mediana			
Wody podziemne¹	Górny poziom wodonośny (Q1)	<0,03–2,60 0,03	<0,03–0,42 0,03	<1,0–60,0 5,5	0,10–3,06 0,40
	Dolny poziom wodonośny (Q2)	<0,03–0,28 0,11	<0,03–0,09 <0,03	<1,0–1,0 <1,0	0,10–0,49 0,17
Wody powierzchniowe²	Płutnica	0,04–0,27 0,15	0,01–0,16 0,04	0,6–10,9 3,5	0,12–0,74 0,27
	Błądzikowski Potok	0,04–0,74 0,16	0,03–0,41 0,12	1,5–57,1 10,0	0,13–1,38 0,28
	Gizdepka	0,03–0,30 0,10	0,01–0,05 0,02	1,3–12,8 3,1	0,12–0,58 0,34
	Kanał Mrzezino	0,05–0,43 0,12	0,02–0,18 0,08	1,4–15,4 4,9	0,06–0,53 0,23
	Reda	0,06–0,19 0,11	0,03–0,13 0,05	1,2–7,8 3,5	0,09–0,49 0,18
	Zagórska Struga	0,02–0,22 0,10	0,02–0,19 0,07	1,6–8,2 5,4	0,09–0,61 0,23
Zatoka Pucka^{3,4}	Strefy podmorskiego drenażu wód podziemnych (SGD)	0,05–8,33 0,81	– –	0,0–31,4 0,4	0,02–4,28 0,72
	Toń wodna (część wewnętrzna)	<0,01–0,55 0,06*	– –	0,01–3,44 0,33*	0,01–1,82 0,13*

¹badania własne;

²wg Wojciechowska i in. (2019a), Dzierzbicka-Głowacka i in. (2022);

³wg Szymczycha i in. (2020b), SGD w pobliżu miejscowości Osłonino, Puck, Swarzewo, Chałupy, Jurata, Hel;

⁴wg Bolałek i in. (1993), *wartości średnie.

Na obserwowane stężenia rozpatrywanych substancji biogenych w wodach zatoki istotny wpływ może mieć ich zawartość w wodach podziemnych. Drenowane w Zatoce Puckiej wody podziemne, które cechują się niskimi wartościami jonów amonowych, mogą przyczyniać się do obniżenia stężenia tego składnika w wodach morskich, co zostało potwierdzone badaniami wód interstycjalnych przeprowadzonymi przez Bolałka i Gracę (1996). Odwrotny efekt będzie widoczny w przypadku dopływu wód podziemnych o podwyższonych stężeniach związków azotowych. Na podstawie pomiarów potencjału redox przeprowadzonych przez Pempkowiaka (1994) stwierdzono, że w osadach Zatoki Puckiej zachodzą procesy redukcyjne, które prowadzą do redukcji azotanów. Jednakże w obecnych warunkach środowiskowych, istotnym może się również okazać proces redukcji azotanów do jonu amonowego (DNRA). Zatoka Pucka jest środowiskiem wodnym zasobnym w materię organiczną (Bolałek, 1993; Kotwicki i in., 2005; Graca, 2009; Szymczycha i in., 2014). Występowanie warunków beztlenowych lub minimalnej koncentracji tlenu, dostępności tlenowych związków azotu (NO₃⁻, NO₂⁻, N₂O) będącymi akceptorami elektronów oraz obecność potencjalnych donorów

elektronów może świadczyć o zachodzeniu procesu DNRA (Tiedje i in., 1982; Korom, 1992; Bolałek i in., 1993; Porowska i Leśniak, 2008; Szymczycha i in., 2020b). Proces ten może w znacznym stopniu przyczynić się do rozprzestrzenienia zjawiska eutrofizacji w zbiornikach wodnych, co stanowiło już temat badań w winnych częściach Morza Bałtyckiego (Bonaglia, 2014; Hellemann i in., 2020; Broman i in., 2021). Aktywność procesów denitryfikacji i DNRA należałoby jednak potwierdzić szczegółowymi badaniami, na przykład przy wykorzystaniu modelowania hydrogeochemicznego opartego na wykonanych pomiarach terenowych i analizach laboratoryjnych. W przypadku jonów PO_4^{3-} , stężenia obserwowane w wodach podziemnych dopływających z obszaru lądowego w kierunku Zatoki Puckiej są nieznacznie niższe od wartości odnotowanych w strefach drenażu podmorskiego. Widoczne różnice stężeń wynikają z ogólnie panujących warunków środowiskowych w badanych systemach wodnych (odczynu i temperatury wód, warunków utleniająco-redukcyjnych) oraz zachodzących procesów geochemicznych (rozpuszczanie minerałów, sorpcja, udział mikroorganizmów). Notowane wartości są dodatkowo regulowane poprzez sezonowy, lokalny dopływ zanieczyszczeń antropogenicznych (Matej-Łukowicz i in., 2019, Szymczycha i in., 2020b; Szymkiewicz i in., 2020).

Największe ilości składników biogennych są wnoszone do Zatoki Puckiej z osadów dennych i atmosfery (Tab.8.2). Istotne źródło substancji biogennych w akwenie stanowią również dopływające rzeki (Bolałek i in., 1993; raport WFOŚiGW, 2007; Bogdanowicz i Cysewski, 2008; Krajewska i Fac-Beneda, 2016; Wojciechowska i in., 2019a; Matej-Łukowicz i in., 2020). Największy ładunek zanieczyszczeń biogennych w zlewisku Zatoki Puckiej dopływa rzeką Redą, co jest zależne od wielkości notowanych przepływów. Prowadzone dotąd badania dopływu biogenów do Zatoki Puckiej nie obejmowały w szerszym stopniu roli wód podziemnych. Jedynie wyniki badań prowadzone w obrębie podmorskich stref drenażu przez Szymczychę i in. (2012, 2020b) pozwoliły w ogólnym stopniu oszacować potencjalną wielkość poszczególnych składników, która może dopływać strumieniem wód podziemnych z obszaru lądowego do zatoki.

Uzupełnienie dotychczasowych badań elementów bilansu substancji biogennych w Zatoce Puckiej mogą stanowić wyniki badań przeprowadzone w ramach niniejszej pracy. Na ich podstawie oszacowano wielkości ładunków N-NH₄, N-NO₂, N-NO₃ i P-PO₄ dopływających do zatoki z analizowanych poziomów wodonośnych, które wynosiły odpowiednio 1,28 t/rok, 0,13 t/rok, 8,51 t/rok i 1,31 t/rok (Tab.8.3). Wartości te określono na podstawie średniego stężenia rozpatrywanych składników w rejonie strefy brzegowej oraz obliczonego średniego dopływu wód podziemnych do zatoki za pomocą badań modelowych. Natomiast, na podstawie



przeprowadzonych symulacji numerycznych przy wykorzystaniu kodu MT3DMS obliczono, iż wielkość ładunku N-NO₃ dopływającego strumieniem wód podziemnych do wewnętrznej części Zatoki Puckiej wynosi około 16,4 t/rok.

Tab.8.2. Wybrane elementy substancji biogennej dopływające do Zatoki Puckiej.

		N _{norg}	N-NH ₄	N-NO ₂	N-NO ₃	P-PO ₄	Źródło danych
		[t/rok]					
Atmosfera		485	-	-	-	5,87	Bolałek i in. (1993)
Osady dennie		825	-	-	-	31,64	
Rzeki	Rzeki i kolektory	220	-	-	-	22,83	
	Błądzikowski Potok	-	0,17	-	2,57	0,14	Matej-Lukowicz i in. (2019)
	Gizdepka	-	0,42	-	5,06	0,63	
		9,7	2,4	0,2	7,1	1,0	
	Plutnica	30,0	8,8	0,6	20,6	3,9	raport WFOŚiGW (2007)
	Reda	226,5	37,6	4,2	184,7	10,1	
Zagórska Struga	48,4	5,2	0,8	42,4	1,9		
SGD	F	50	-	-	-	18,26	Szymczycha i in. (2012, 2020b)
	F + S	9303	-	-	-	309,83	

Objaśnienia: SGD – podmorski drenaż wód podziemnych; F – dopływ wód pochodzenia lądowego; S – recyrkulacja wód pochodzenia morskiego w osadach dennych.

Tab.8.3. Średni ładunek wybranych składników biogennej dopływających do Zatoki Puckiej.

Poziom wodonośny	Przepływ [m ³ /h]	Wielkość	N-NH ₄	N-NO ₂	N-NO ₃	P-PO ₄
Górny (Q1)	785,08	Stężenie [mg/l]	0,04	0,01	1,15	0,15
		Ładunek [t/rok]	0,30	0,09	7,87	1,02
Dolny (Q2)	570,05	Stężenie [mg/l]	0,68	0,01	0,13	0,07
		Ładunek [t/rok]	0,88	0,04	0,64	0,29
Razem	1355,13	Ładunek [t/rok]	1,28	0,13	8,51	1,31

Otrzymane wielkości dopływu rozpatrywanych składników biogennej do Zatoki Puckiej w strumieniu wód podziemnych są również wyraźnie niższe w porównaniu z wartościami obliczonymi dla innych rejonów na świecie, obejmujących między innymi wybrzeża: Brazylii, Stanów Zjednoczonych, Portugalii (Azory), Korei oraz Chin (Niencheski i Windom, 1994; Hwang i in., 2005a, 2005b; Niencheski i in., 2007; Lee i in., 2012; Cruz i in., 2017). Stężenia badanych składników w wodach podziemnych przytoczonych rejonów wykazują zbliżony rząd wielkości, jednakże przy dużo większym dopływie wód do przybrzeżnych akwenów wnoszony ładunek zanieczyszczeń może wynosić nawet kilkaset lub kilka tysięcy ton na rok.

9. PODSUMOWANIE

Istotne zagrożenie dla akwenów morskich stanowi prowadzona w strefie nadmorskiej działalność rolnicza. Dopływ wód podziemnych zanieczyszczonych substancjami pochodzenia rolniczego (biogeny) może stanowić przyczynę eutrofizacji akwenu morskiego. Zagadnienie to stanowi aktualnie jedno z ważniejszych wyzwań współczesnej hydrogeologii, które zaliczane jest do poważnych problemów środowiska o charakterze globalnym. Dlatego też podjęte w pracy badania okazały się konieczne do szczegółowego rozpoznania warunków panujących w strefie dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej oraz predykcji zagrożeń, jakie mogą wynikać ze stosowanej praktyki rolniczej. Otrzymane wyniki pozwalają na sformułowanie wniosków potrzebnych do podjęcia niezbędnych działań prowadzących do zniwelowania ryzyka zagrożenia wód podziemnych oraz ograniczenia wielkości ładunku biogenów odpływających z obszaru lądowego.

W pracy przedstawiono obszerną charakterystykę rejonu badań pod względem panujących warunków geomorfologicznych, hydrologicznych, klimatycznych, zagospodarowania terenu, praktyki rolniczej, budowy geologicznej oraz warunków hydrogeologicznych. Stwierdzono, że duża niejednorodność panujących warunków fizjograficznych ma istotny wpływ na zróżnicowane warunki występowania i przepływu wód podziemnych w wielopoziomym systemie wodonośnym. Badaniami objęto występujący lokalnie poziom wód zawieszonych, międzymorenowy i pradolinny poziom wodonośny (górny) oraz podglinowy poziom wodonośny (dolny). Poziom górny i dolny podlega drenażowi podmorskiemu w Zatoce Puckiej zachodzącemu przede wszystkim na drodze przesiąkania ascenzyjnego.

Szczegółowe rozpoznanie badanego terenu stanowiło niezbędny etap prac przygotowawczych, który umożliwił zaplanowanie i przeprowadzenie dalszych prac badawczych. Realizacja tematyki badawczej obejmowała przede wszystkim wykonanie badań hydrogeochemicznych, modelowych oraz podatności.

Badania hydrogeochemiczne były przeprowadzone podczas 18 sesji terenowych (2017–2019) w wytypowanych 51 punktach badań wód podziemnych, na które składały się studnie kopane, ujęcia indywidualne i komunalne, wypływy i sondy badawcze. Podczas badań zostały pomierzone podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne wody (pH, E_h , PEW, temperatura) oraz oznaczono wybrane wskaźniki rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych (jony NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , SO_4^{2-} oraz Cl^-), które uzupełniono o analizy laboratoryjne głównych anionów i kationów występujących w wodach podziemnych oraz zawartości pestycydów. Przeprowadzone badania umożliwiły dokonanie analizy stanu zanieczyszczenia

wód podziemnych badanego obszaru. Stwierdzono, że wody podziemne rozpoznanych poziomów wodonośnych charakteryzują się na ogół dobrą jakością mieszczącą się w klasach I–III (Dz.U. 2019 poz. 2148). Zanieczyszczenia wód podziemnych występują lokalnie i dotyczą płytko położonych poziomów wodonośnych, nie posiadających odpowiedniej izolacji od powierzchni terenu. Podwyższone stężenia analizowanych elementów hydrogeochemicznych należy wiązać przede wszystkim z prowadzoną działalnością rolniczą. Teren badań odznacza się specyficznymi warunkami hydrogeochemicznymi, które przejawiają się zmiennością występowania stężeń badanych wskaźników rolniczego zanieczyszczenia wód podziemnych w czasie, w przestrzeni oraz wraz z głębokością.

Badania modelowe zostały wykonane za pomocą kombinacji programów SWAT, MODFLOW-NWT oraz MT3DMS. Integracja trzech opracowanych modeli przy wykorzystaniu oprogramowania GMS pozwoliła na szczegółową analizę wpływu stosowanej praktyki rolniczej na środowisko hydrogeologiczne oraz określenie warunków dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej. Stwierdzono, że zasilanie wód podziemnych oraz wielkość wymywanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego wykazuje zróżnicowane przestrzenne, zależne od rodzaju osadów powierzchniowych oraz zagospodarowania powierzchni terenu. Wzdłuż strefy brzegowej obserwuje się przestrzenne zróżnicowanie w wielkości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej i wprowadzonego ładunku N-NO₃. Sezonowe zróżnicowanie wartości ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego oraz infiltracji efektywnej opadów są zbieżne z trendami zmian obserwowanymi na odpływie wód z badanych poziomów wodonośnych w kierunku Zatoki Puckiej. Przy czym większą zmienność obserwuje się w poziomie górnym niż dolnym, który jest bardziej wrażliwy na zasilanie i dopływ zanieczyszczeń z powierzchni terenu. Badania modelowe posłużyły również do oceny wpływu potencjalnych zmian w stosowanej praktyce rolniczej na środowisko wód podziemnych i warunki ich dopływu do Zatoki Puckiej. Za pomocą 12 scenariuszy, przeanalizowano wpływ wynikający z wprowadzonych zmian w strukturze upraw, gospodarce nawozami, sposobie uprawy roli oraz wypasie zwierząt. Obserwuje się podobną zmienność i wyraźną zależność wielkości dopływu wód podziemnych oraz transportowanego ładunku N-NO₃ do Zatoki Puckiej od wartości zasilania wód podziemnych i ilości wymywanego azotu azotanowego z profilu glebowego w przyjętych scenariuszach.

Badania podatności zostały przeprowadzone przy wykorzystaniu opracowanej metody DRASIC_{SWAT}, która jest modyfikacją powszechnie stosowanej metody DRASIC. Ocena podatności specyficznej dotyczyła określenia zagrożenia wód podziemnych górnego poziomu wodonośnego na zanieczyszczenie azotanami. W opracowanym algorytmie obliczeniowym



metody $DRASTIC_{SWAT}$ uwzględniono dodatkowy parametr określający wielkość ładunku azotu azotanowego wymywanego z profilu glebowego, którego wartości uzyskano z modelu wykonanego w programie SWAT. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami w obrębie badanego terenu jest zróżnicowana i wykazuje wyraźny podział stref wrażliwości odnoszący się do geomorfologii terenu badań. Stwierdzono, że największą podatnością odznaczają się obszary pradolinne, a najniższą tereny położone w zachodniej i centralnej części kęp morenowych. Natomiast w odniesieniu do zagospodarowania terenu, największa podatność jest obserwowana na terenach bagiennych, a najmniejsza na obszarach leśnych. Opracowana metoda $DRASTIC_{SWAT}$ została również wykorzystana do identyfikacji miejsc, w których migracja azotanów w wodach podziemnych może mieć największe znaczenie w dopływie do Zatoki Puckiej. Przyjęto, że są to obszary odznaczające się średnio wysoką i wysoką klasą podatności, ograniczone 20-letnią izochroną czasu dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej, którą obliczono pomocą kodu MODPATH.

Przeprowadzona w pracy analiza nie wskazuje, aby badane poziomy wodonośne stanowiły bezpośrednią przyczynę zanieczyszczenia wód Zatoki Puckiej substancjami biogennymi. Nie można jednak w pełni kwestionować roli jaką pełnią wody podziemne w dopływie związków azotu i fosforu do zatoki. Zanieczyszczenia wód podziemnych substancjami biogennymi (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-}) występują lokalnie i są rozproszone w obrębie całego analizowanego obszaru. Odnotowane stężenia wspomnianych składników w strefie brzegowej wskazują, iż badane poziomy wodonośne zasadniczo prowadzą wody dobrej jakości, jednak lokalnie można zaobserwować nieznaczne pogorszenie się ich stanu. Wynika to z wpływu antropopresji na środowisko wód podziemnych, które w szczególności może być związane z działalnością rolniczą. Nie można w pełni wykluczyć, że intensywne użytkowanie obszarów położonych w strefie brzegowej nie spowoduje w przyszłości znacznego pogorszenia się jakości wód podziemnych, co następnie może przełożyć się na degradację jakości wód Zatoki Puckiej na skutek eutrofizacji.

10. WNIOSKI

Badania przeprowadzone według przyjętej metodyki badawczej umożliwiły całkowitą realizację celu pracy, który zakładał określenie warunków dopływu wód podziemnych i zanieczyszczeń pochodzenia rolniczego do wewnętrznej części Zatoki Puckiej poprzez analizę wpływu stosowanej praktyki rolniczej na środowisko hydrogeologiczne.

Na podstawie przeprowadzonych analiz zostały sformułowane wnioski ogólne, które potwierdzają postawione w pracy tezy badawcze:

1. Wielkość dopływu wód podziemnych oraz zanieczyszczeń z obszaru lądowego do Zatoki Puckiej jest zależna od stosowanej praktyki rolniczej i charakteryzuje się wyraźnym zróżnicowaniem sezonowym i przestrzennym.
2. Sposób użytkowania obszarów rolnych ma wpływ na podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie azotanami, który w szczególności należy wiązać z rodzajem upraw, warunkami nawożenia pól uprawnych oraz wypasem zwierząt na łąkach i pastwiskach.
3. Integracja badań hydrogeochemicznych, modelowych i podatności stanowi niezwykle przydatne podejście do określenia stanu zanieczyszczenia wód podziemnych oraz oszacowania bilansu ich przepływu i migracji zanieczyszczeń w strefie dopływu do akwenu morskiego, jak również identyfikację miejsc najbardziej podatnych na degradację jakości wód.

Przeprowadzone badania pozwoliły również na sformułowanie następujących wniosków szczegółowych:

1. Warunki hydrogeologiczne panujące w strefie dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej nie są jednorodne, co wynika z charakteru budowy geologicznej, morfologii oraz pozycji strefy nadmorskiej w regionalnym układzie krążenia wód podziemnych.
2. Jakość wód podziemnych obszaru badań najczęściej odpowiada I, II lub III klasie (wody bardzo dobrej, dobrej i zadowalającej jakości). Jednakże lokalnie, płytko występujące wody podziemne są zanieczyszczone, co przekłada się na degradację ich jakości.
3. Pochodzenie jonów NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , a w mniejszym stopniu również SO_4^{2-} i Cl^- w płytkich wodach podziemnych może być związane z rolniczym charakterem zagospodarowania i użytkowania obszaru badań. Podwyższone stężenia przytoczonych składników w wodach podziemnych mogą wynikać



z nieodpowiedniego stanu organizacyjnego i przestarzałej infrastruktury gospodarstw rolnych, wypasu lub hodowli zwierząt, a także nadmiernego lub niewłaściwego stosowania nawozów.

4. Współcześnie obserwuje się większą częstość występowania podwyższonych stężeń jonów azotanowych (wykraczających poza zakres tła hydrogeochemicznego) w porównaniu do lat poprzednich.
5. Stężenia analizowanych elementów hydrogeochemicznych odznaczają się inwersją hydrogeochemiczną w odniesieniu do badanych poziomów wodonośnych.
6. Badane wody podziemne cechuje mozaikowa zmienność składu chemicznego w odniesieniu do analizowanych wskaźników zanieczyszczenia oraz jednoczesne występowanie kilku wskaźników w podwyższonych wartościach.
7. Nie obserwuje się wyraźnej zależności przestrzennej pomiędzy zasilaniem wód podziemnych a wielkością wypłukiwanego z profilu glebowego ładunku N-NO₃, jak również pomiędzy odpływem wód podziemnych a wnoszonym ładunkiem N-NO₃ do Zatoki Puckiej.
8. Największa intensywność wymywania azotu azotanowego z profilu glebowego jest zbieżna ze wzmożoną infiltracją opadów atmosferycznych z powierzchni terenu, która przypada na okres po roztopowy.
9. Na podstawie przeprowadzonych badań modelowych określono, iż z analizowanych poziomów wodonośnych do Zatoki Puckiej dopływa 1355,13 m³/h wód podziemnych i 1,87 kg/h (16,4 t/rok) ładunku N-NO₃, z czego największa ilość pochodzi z górnego poziomu wodonośnego.
10. Czasowe zróżnicowanie wielkości ładunku N-NO₃ wnoszonego do Zatoki Puckiej jest uzależnione od wielkości dopływających do niej wód podziemnych.
11. Ukierunkowanie badanego obszaru pod uprawę pszenicy ozimej i jęczmienia jarego przyczyni się do ograniczenia wielkości wypłukiwanego ładunku N-NO₃ z profilu glebowego maksymalnie o około 63%, a tym samym jego migracji do Zatoki Puckiej maksymalnie o około 20%, przy jednoczesnym zmniejszeniu zasilania warstw wodonośnych maksymalnie o około 13% oraz wielkości odpływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej maksymalnie o około 5%.
12. Dwukrotne zwiększenie dawki nawozowej na polach uprawnych przełoży się na około trzykrotny wzrost ładunku N-NO₃ wypłukiwanego z profilu glebowego, a tym samym zwiększenie ilości tego składnika dostarczanego do Zatoki Puckiej o około 54%.



13. Głębokość stosowanej orki nie ma znaczącego wpływu na wielkość zasilania wód podziemnych oraz ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego, a tym samym na ich dopływ do Zatoki Puckiej.
14. Przeznaczenie łąk i pastwisk do wypasu bydła mlecznego przyczyni się do wzrostu ładunku N-NO₃ wymywanego z profilu glebowego oraz jego dopływ do Zatoki Puckiej, którego wielkość zależy od liczby zwierząt przebywających na łąkach i pastwiskach.
15. Obszary o największym znaczeniu dla migracji azotanów w strefie dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej występują w obrębie pradolin oraz północno-wschodniej części Kępy Puckiej, w strefie brzegowej o szerokości wynoszącej od około 400 do 1600 m.
16. Największe zagrożenie dla jakości wód podziemnych pod względem stosowanej praktyki rolniczej może stanowić ukierunkowanie obszaru badań na uprawę ziemniaków oraz zwiększenie dawki nawozowej na polach uprawnych i liczby wypasanych zwierząt na łąkach i pastwiskach.

LITERATURA

- Adhikari R.K., Mohanasundaram S., Shrestha S., 2020. Impacts of land-use changes on the groundwater recharge in the Ho Chi Minh city, Vietnam. *Environmental Research*, vol 185, 109440.
- Aller L., Bennett T., Lehr J.H., Petty R.J., Hackett G., 1987. DRASTIC: A standardized system of evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings. US Environ. Protection Agency EPA/600/2-85-018.
- Almasri M.N., Kaluarachchi J.J., 2007. Modeling nitrate contamination of groundwater in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology*, 343, 211-229.
- Alorda-Kleinglass A., Ruiz-Mallen I., Diego-Feliu M., Rodellas V., Brauch-Menchen J.M., Garcia-Orellana J., 2021. The social implications of Submarine Groundwater Discharge from an Ecosystem Services perspective: A systematic review. *Earth-Science Reviews*, vol. 221, 103742.
- Andersen J.H., Axe P., Backer H., Carstensen J., Claussen U., Fleming-Lehtinen V., Järvinen M., Kaartokallio H., Knuuttila S., Korpinen S. i in., 2011. Getting the measure of eutrophication in the Baltic Sea: towards improved assessment principles and methods. *Biogeochemistry* 106(2), 137-156.
- Anderson M.P., Woessner W.W., Hunt R.J., 2015. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport* (2nd Edition). Academic Press, Inc.
- Arnold J. G., Moriasi D. N., Gassman P. W., Abbaspour K. C., White M. J., Srinivasan R., Santhi C., Harmel R. D., van Griensven A., Van Liew M. W., Kannan N., Jha M. K., 2012. SWAT: model use, calibration, and validation. *ASABE*, vol. 55 (4), 1491-1508.
- Arnold J. G., Kiniry J.R., Srinivasan R., Williams J.R., Haney E.B., Neitsch S.L., 2013. *SWAT 2012 Input/Output Documentation*. Texas Water Resources Institute.
- Augustowski B., 1977. *Pomorze*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe. Warszawa.
- Balcer M., Jankowski M. i in., 2004. Dokumentacja zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Redy, Zagórskiej Strugi i Piaśnicy oraz rzek Przymorza od Karwianki do Chylonki, Przeds. Geol. „POLGEOL”, Zakład w Gdańsku.
- Bakker M., Post V., Langevin C.D., Hughes J.D., White J.T., Starn J.J., Fienen M.N., 2016. Scripting MODFLOW model development using Python and FloPy. *Groundwater*, vol. 54, 733–739.
- Barbulescu A., 2020. Assessing Groundwater Vulnerability: DRASTIC and DRASTIC-Like Methods: A Review. *Water*, 12(5), 1356.
- Bartzas G., Tinivella F., Medini L., Zaharaki D., Komnitsas K., 2015. Assessment of groundwater contamination risk in an agricultural area in north Italy. *Information Processing in Agriculture*, vol. 2 (2), 109-129.
- Batu V., 1998. *Aquifer Hydraulics: A Comprehensive Guide to Hydrogeologic Data Analysis*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Bear J., Cheng A. H-D., 2010. *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. Theory and Applications of Transport in Porous Media*, vol. 23. Springer.
- Beck A.J., Rapaglia J.P., Cochran J.K., Bokuniewicz H.J., 2007. Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: Evidence for a substantial flux of submarine groundwater. *Marine Chemistry*, vol. 106, 419–441.
- Bohdziewicz L., Jankowska H., Musielak S., 1989. *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 200000 ark. Puck*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Bogdanowicz R., Cysewski A., 2008. Przestrzenna i czasowa zmienność transportu zanieczyszczeń w wybranych ciekach Nadmorskiego Parku Krajobrazowego. W: *Wody na obszarach chronionych* (red. Pociask-Karteczka J., Partyka J.). Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Ojcowski Park Narodowy, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków, 91–100.
- Bojarski L., Sokołowski A., Sokołowski J., 2011. Wyniki opróbowania hydrogeologicznych. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Bolałek J., 1993. Krążenie materii organicznej między wodą naddaną a osadem na przykładzie Zatoki Puckiej. *Rozprawy i monografie nr 186*. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Bolałek J., 2022. *Zatoka Pucka* (praca zbiorowa). Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego (w druku).
- Bolałek J., Falkowska L., Korzeniewski K., 1993. *Hydrochemia Zatoki*. W: *Zatoka Pucka* (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.

- Bolałek J., Graca B., 1996. Ammonia Nitrogen at the Water-Sediment Interface in Puck Bay (Baltic Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43, 767–779.
- Bonaglia S., Deutsch B., Bartoli M., Marchant H.K., Bruchert V., 2014. Seasonal oxygen, nitrogen and phosphorus benthic cycling along an impacted Baltic Sea estuary: regulation and spatial patterns. *Biogeochemistry*, 119, 139–160.
- Bordbar M., Neshat A., Javadi S., 2019. A new hybrid framework for optimization and modification of groundwater vulnerability in coastal aquifer. *Environ Sci Pollut Res Int.*, 26(21):21808-21827.
- Bredehoeft J.D., 2003. From models to performance assessment: the conceptualization problem. *Ground Water*, 41, 5: 571–577
- Broman E., Zilius M., Samuiloviene A., Vybernaite-Lubiene I., Politi T., Klawonn I., Voss M., Nascimento F.J.A., Bonaglia S., 2021. Active DNRA and denitrification in oxic hypereutrophic waters. *Water Research* 194, 116954.
- Buczyński S., Modelska M., 2007. Wody podziemne bloku przedsudeckiego – tło hydrogeochemiczne i jakość. *Przegląd Geologiczny*, vol. 55, nr 2.
- Bukowski P., Bromek T., Augustyniak I., 2006. Using the DRASTIC System to Assess the Vulnerability of Ground Water to Pollution in Mined Areas of the Upper Silesian Coal Basin. *Mine Water and the Environment. Journal of the International Mine Water Association (IMWA). Technical Communication. Springer*, vol. 25(1), 15-22.
- Burnett W.C., Aggarwal P.K., Aureli A., Bokuniewicz H., Cable J.E., Charette M.C. i in., 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the Total Environment* vol. 367, 498–543.
- Burnett W.C., Bokuniewicz H., Huettel M., Moore W.S., Taniguchi M., 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, 66, 3–33.
- Burnett W.C., Taniguchi M., Oberdorfer J., 2001. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *Journal of Sea Research*, vol. 46(2), 109–116.
- Burzyński K., 1997. Modelowanie równowagi wód słonych i słodkich na obszarze mierzei polskiego wybrzeża. *Zesz. Nauk. Polit. Gdań.*, 554, s. Bud. Wodne.
- Burzyński K., 2007. Zagrożenia geogeniczne wód podziemnych na przykładzie ascenzji i ingresji wód słonych. W: *Hydrogeologia regionalna Polski tom I – wody słodkie* (red. Paczyński B., Sadurski A.). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Burzyński K., Sadurski A., 1990. The groundwater exchange rate of the southern Baltic coastal lowland. *Journal of Hydrology*, 119, 293-306.
- Burzyński K., Sadurski A., 1995. Problem zasobów wód podziemnych na przykładzie Półwyspu Helskiego. *Przegląd Geologiczny*, vol 43, nr 3, 622-627.
- Burzyński K., Sadurski A., 2015. Badania hydrogeologiczne wybrzeża Bałtyku Południowego. *Przegląd Geologiczny*, vol 63, nr 10/1, 198-202.
- Cable J.E., Burnett W.C., Chanton J.P., Weatherly G.L., 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth Planet Sci. Lett.*, 144, 591-604.
- Carlson D., 2000. Estimate of Vertical Anisotropy of Hydraulic Conductivity for Northern Louisiana Aquifers from Grain-Size Data. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 32–42.
- Chełmicki W., 2012. Woda. Zasoby, degradacja, ochrona. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Chmura K., Chylińska E., Dmowski Z., Nowak L., 2009. Rola czynnika wodnego w kształtowaniu plonu wybranych roślin polowych. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, nr 9/2009, 33-44.
- Cieśliński R., 2005. Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50000 arkusz N-34-49-B Gdynia-Chylonia. GUGiK.
- Cieśliński R., Gołębowska E., 2008. Zmiany sieci hydrograficznej w zlewni Płutnicy w okresie minionego dwustulecia. W: *Współczesne problemy badawcze geografii polskiej – geografia fizyczna* (red. Jekatierynczuk-Rudczyk E., Stepaniuk M., Mazur M.). Dokumentacja geograficzna nr 37, 14-20.
- Cieśliński R., Krajewska Z., Chlost I., Jędrasik J., 2022. Hydrologia zlewiska Zatoki Puckiej. W: *Zatoka Pucka* (red. Bolałek J.). Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego (w druku).
- Civita M., 1994. Le carte della vulnerabilita degli acquiferi all inquinamento: teoria e pratica. Pitagora Editrice, Bologna, Italy.
- CLC2018 – CORINE Land Cover, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, źródło: <https://clc.gios.gov.pl/>

- Conley D.J., Stockenberg R., Carman R. W., Johnstone R.W., Rahm L., Wulff F., 1997. Sediment-water Nutrient Fluxes in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45 (5), 591–598.
- Conley D.J., Paerl H.W., Howarth R.W., Boesch D.F., Seitzinger S.P., Havens K.E., Lancelot C., Likens G.E., 2009. Controlling eutrophication: nitrogen and phosphorus. *Science* 323, 1014-1015
- Corbett D.R., Dillon K., Burnett W.C., Chanton J., 2000. Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers, 222Rn and CH4. *Limnol. Oceanogr.*, 45, 1546-1557.
- Cruz J.V., Andrade C., Pacheco D., Mendes S., Cymbron R., 2017. Nitrates in Groundwater Discharges from the Azores Archipelago: Occurrence and Fluxes to Coastal Waters. *Water*, 9, 125.
- Cyberski J., 1993. *Hydrologia zlewiska*. W: *Zatoka Pucka* (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Cyberski J., Szeffler K., 1993. *Klimat Zatoki i jej zlewiska*. W: *Zatoka Pucka* (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Czajkowska A., 2010. Stopień zanieczyszczenia związkami biogennymi płytkich wód podziemnych w zagospodarowanej rolniczo części zlewni Bierawki. *Górnictwo i Geologia*, tom.5, z. 4, 91-103.
- Czyżyk F., Steinhoff-Wrzeźniewska A., 2017. Zróżnicowanie ewapotranspiracji niektórych gatunków roślin uprawnych w warunkach różnego nawożenia. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, t.17, z.4 (60), 25–36.
- Damaszke M., Szymczak E., 2013. Transport of the river load from the Bładzikowski Stream to the Puck Lagoon (southern Baltic Sea, Poland). *Oceanological and Hydrobiological Studies*, vol. 42, no. 2, 216-224.
- Dąbrowski S., 1997. Uwagi dotyczące modeli matematycznych dla potrzeb hydrogeologii. *PZiTS*, vol. 12, nr 1.
- Dąbrowski S., Rynarzewski W., Pawlak A., 1997. Odnowialność wód podziemnych w zlewni górnej Warty według badań modelowych. *WPH*, vol. IX.
- Dąbrowski S., Kapuściński J., Nowicki K., Przybyłek J., Szczepański A., 2010. *Metodyka modelowania matematycznego w badaniach i obliczeniach hydrogeologicznych – poradnik*. Ministerstwo Środowiska.
- DeCoursey D.G., Ahuja L.R., Hanson J., Shaffer M., Nash R., Rojas K.W., Hebson C., Hodges T., Ma Q., Johnsen K.E., Ghidry F., 1992. *Root Zone Water Quality Model, Version 1.0, Technical Documentation*. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Great Plains Systems Research Unit, Fort Collins, Colorado, USA.
- Dile Y. T., Srinivasan R., 2014. Evaluation of CFSR climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the Blue Nile River Basin. *JAWRA*, vol. 50 (5), 1-16.
- Dobrzyński D., 2006. *Chemizm wód podziemnych*. W: *Podstawy hydrogeologii stosowanej* (red. Macioszczyk A.). Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Dobrzyński D., 2010. Badania potencjału redoks na przykładzie sudeckich wód leczniczych. *Prz. Geol.*, vol. 58, nr 1, s:46-53.
- Doerfliger N., Jeannin P.Y., Zwahlen F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environ. Geol.* 39 (2), 165–176.
- Doherty J. E., 2004. *PEST: Model-Independent Parameter Estimation. User Manual 5th Edition*. Watermark Numerical Computing.
- Doherty J. E., Hunt R. J., 2010. *Approaches to Highly Parameterized Inversion: A Guide to Using PEST for Groundwater-Model Calibration*. Scientific Investigations Report 2010–5169. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998. *Physical and Chemical Hydrogeology*. 2nd Edition, John Wiley & Sons Inc., New York.
- Dowgiało J., Kozerski B., 1975. Wody wgłębne podłoża Bałtyku. *Studia i Mat. Oceanolog. PAN* 11: 55-66.
- Dowgiało J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Rózkowski A. (red.), 2002. *Słownik hydrogeologiczny*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- Dragon K., 2013. Groundwater nitrate pollution in the recharge zone of a regional Quaternary flow system (Wielkopolska region, Poland). *Environmental Earth Science*, vol. 68, 2099-2109.
- Dragon K., 2016. Application of facto analysis to study contamination of a semi-confined aquifer (Wielkopolska Buried Valley aquifer, Poland). *Journal of Hydrology*, 331, 272-279.
- Dragon K., Kasztelan D., Górski J., Najman J., 2016. Influence of subsurface drainage systems on nitrate pollution of water supply aquifer (Tursko well-field, Poland). *Environmental Earth Science*, vol. 75 (100).
- Duda R., Zdechlik R., Paszkiewicz M., 2006. Kilka uwag o modelowaniu matematycznym zlewni Raby. *Geologos*, 10.

- Duda, R., Winid, B., Zdechlik, R., Stępień, M., 2013. *Metodyka Wyboru Optymalnej Metody Wyznaczania Zasięgu Stref Ochronnych Ujęć Zwykłych Wód Podziemnych z Uwzględnieniem Warunków Hydrogeologicznych Obszaru RZGW w Krakowie*. Akademia Górniczo-Hutnicza: Kraków.
- Duda R., Witczak S., Żurek A., 2011. *Mapa wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie 1:500000. Metodyka i objaśnienia tekstowe*. Wyd. AGH. Kraków.
- Duque C., Jessen S., Tirado-Conde J., Karan S., Engesgaard P., 2019a. Application of Stable Isotopes of Water to Study Coupled Submarine Groundwater Discharge and Nutrient Delivery. *Water*, vol. 11(9), 1842.
- Duque C., Knee K.L., Russoniello C.J., Sherif M., Abu Risha U.A., Sturchio N.C., Michael H.A., 2019b. Submarine groundwater discharge data at meter scale (223Ra, 224Ra, 226Ra, 228Ra and 222Rn) in Indian River Bay (Delaware, US). *Data in Brief*, vol. 27, 104728.
- Dybowski D., Dzierzbicka-Głowacka L., Pietrzak S., Juskowska D., Puszkarczuk T., 2020. Estimation of nitrogen leaching load from agricultural fields in the Puck Commune with an interactive calculator. *PeerJ*, 2020, 1–21.
- Dyrektywa Rady 91/676/EWG z dnia 12 grudnia 1991 r. dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniami powodowanymi przez azotany pochodzenia rolniczego.
- Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady 2008/56/WE z dnia 17 czerwca 2008 r. ustanawiająca ramy działań Wspólnoty w dziedzinie polityki środowiska morskiego.
- Dziedzic A., Krystkiewicz E., Ryka W., 2011. Paleoproterozoik – skały fundamentu krystalicznego. Wyniki badań litologicznych, petrograficznych i geochemicznych. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Dzierzbicka-Głowacka L., Dybowski D., Janecki M., Wojciechowska E., Szymczycha B., Potrykus D., Nowicki A., Szymkiewicz A., Zima P., Jaworska-Szulc B., Pietrzak S., Pazikowska-Sapota G., Kalinowska D., Nawrot N., Wielgat P., Dembska G., Matej-Lukowicz K., Szczepańska K., Puszkarczuk T., 2022. Modelling the impact of the agricultural holdings and land-use structure on the quality of inland and coastal waters with an innovative and interdisciplinary toolkit. *Agricultural Water Management*, vol. 263, 107438.
- Dzierzbicka-Głowacka L., Janecki M., Dybowski D., Szymczycha B., Obarska-Pempkowiak H., Wojciechowska E., Zima P., Pietrzak S., Pazikowska-Sapota G., Jaworska-Szulc B., Nowicki A., Kłostowska Ż., Szymkiewicz A., Galer-Tatarowicz K., Wichorowski M., Białoskórski M., Puszkarczuk T., 2019a. A New Approach for Investigating the Impact of Pesticides and Nutrient Flux from Agricultural Holdings and Land-Use Structures on Baltic Sea Coastal Waters. *Pol. J. Environ. Stud.* Vol. 28, No. 4, 2531-2539
- Dzierzbicka-Głowacka L., Pietrzak S., Dybowski D., Białoskórski M., Marcinkowski T., Rossa L., Urbaniak M., Majewska Z., Juskowska D., Nawalany P., Pazikowska-Sapota G., Kamińska B., Selke B., Korthals P., Puszkarczuk T., 2019b. Impact of agricultural farms on the environment of the Puck Commune: Integrated agriculture calculator—CalcGosPuck. *PeerJ*, 2019, 1–24.
- Eliasson A., 2001. *Groundwater impact assessment and protection – predictive simulations for decisions aid*. Kungl Tekniska Hogskolan. Stockholm.
- Elci A., 2017. Calibration of groundwater vulnerability mapping using the generalized reduced gradient method. *Journal of Contaminant Hydrology*, 207, 39–49.
- Eppinger R., Walraevens K., 1998. Mobility and removal of nitrate in heterogenous Eocene aquifers. W: *Groundwater Quality: Remediation and Protection* (red. Herbert M., Kovar K.). IAHS Publication, Wallingford, UK, vol. 250, 11–18.
- Fan Y., Miguez-Macho G., 2010. A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate Dynamics* 37 (1), 253-278.
- Feldman-Olszewska A., 2011. Jura. Litologia i stratygrafia. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Fetter C.W. Jr., 2014. *Applied Hydrogeology*. Fourth Edition. Pearson New International Edition. USA.
- Fic M., 1999. Pionowa zmienność chemizmu wód pierwszej warstwy wodonośnej a forma i intensywność użytkowania powierzchni terenu. *WPH*, tom IX, 49-56.
- Flores-López F., Easton Z.M., Geohring L.D., Vermeulen P.J., Haden V.R., Steenhuis T.S., 2013. Factors Affecting Phosphorous in Groundwater in an Alluvial Valley Aquifer: Implications for Best Management Practices. *Water*, 5, 540-559.
- Focazio M.J., Reilly T.E., Rupert M.G., Helsel D.R., 2002. *Assessing ground-water vulnerability to contamination: providing scientifically defensible information for decision makers*. Reston, Virginia. U.S. Dept. of the Interior, USGS.

- Forsberg C., 1991. Eutrofizacja Morza Bałtyckiego (tłumaczenie: Migula P.). Środowisko Morza Bałtyckiego, zeszyt 3. Uniwersytet w Uppsali.
- Foster S.S.D., 1987. Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. International Conference, 1987, Noordwijk Aan Zee, the Netherlands Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants The Hague, Netherlands Organization for Applied Scientific Research. Hage. Netherlands.
- Foster S., Hirata R., Andreo B., 2013. The aquifer pollution vulnerability concept: aid or impediment in promoting groundwater protection? *Hydrogeology Journal*, 21, 1389-1392.
- Frączek E., 1998. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami ark. Puck (6). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Freeze R. A., Cherry J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Frind E., Duynisveld W., Strebel O., Boettcher O., 1990. Modeling of multicomponent transport with microbial transformation in ground water. The Fuhrberg case. *Water Resour. Res.*, 26, 1707–1719.
- Fuka D.R., MacAllister C.A., Degaetano A.T., Easton Z.M., 2013. Using the Climate Forecast System Reanalysis dataset to improve weather input data for watershed models. *Hydrol. Proc.*, vol. 28 (22).
- Galbati L., Bouraoui F., Elorza F.J., Bidoglio G., 2006. Modeling diffuse pollution loading into a Mediterranean lagoon: Development and application of an integrated surface-subsurface model tool. *Ecological Modelling*, vol. 193 (1-2). 4-18.
- Gawlikowska E., Seifert K., Pasieczna A., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., Król J., 2009a. Objąsnienia do Mapy geosrodowiskowej Polski w skali 1:50000 ark. Puck (6). PIG-PIB. Warszawa.
- Gawlikowska E., Kwecko P., Pasieczna A., Seifert K., Tomassi-Morawiec H., Król J., 2009b. Objąsnienia do Mapy geosrodowiskowej Polski w skali 1:50000 ark. Rumia (15). PIG-PIB. Warszawa.
- Gawlikowska E., Seifert K., Pasieczna A., Kwecko P., Król J., 2009c. Objąsnienia do Mapy geosrodowiskowej Polski w skali 1:50000 ark. Gdynia (16). PIG-PIB. Warszawa.
- Gogu R.C., Dassargues A., 2000. Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. *Environmental Geology*, 39 (6), 549-559.
- Gołębiewski M., 2016. Ocena żywienia krów mlecznych na podstawie analizy odchodów. *Farmer* (4), 244-247.
- Górski J., 1981. Kształtowanie się jakości wód podziemnych utworów czwartorzędowych w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją. Inst. Kształtowania Środowiska, Warszawa.
- Górski J., 1989. Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia z. 45*, 117 s. Kraków.
- Graca B., 2009. The Puck Bay as an example of deep dredging unfavorably affecting the aquatic environment. *Oceanological and Hydrobiological Studies*, vol. XXXVIII, no. 2, 109-127.
- Graf R., 2007. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia jako czynnik determinujący stopień ich zagrożenia – na przykładzie zlewni Mogilnicy. *Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, Tom 58*, 179–201.
- Greene E.A., Lamotte A.E., Cullinan K.A., 2005. Ground-water vulnerability to nitrate contamination at multiple thresholds in the mid-Atlantic region using spatial probability models. US Department of the Interior, USGS.
- Gruszczyński T., Małeck J. J., 2006. Numeryczny model filtracji nieustalonej dla fragmentu doliny Wisły w rejonie ujścia rzeki Świder. *Geologos*, 10.
- Gruszczyński T., Małeck J. J., 2010. Identyfikacja systemu krążenia wód w artezyjskim poziomie wodonośnym na obszarze zlewni Krynki (Wysoczyzna Białostocka) na podstawie regionalnego modelu pola filtracji. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 442: 49-60.
- Gurwin J., 2003. Dane wejściowe a kalibracja numerycznego modelu filtracji. *WPH. Tom XI, cz.1*.
- Gurwin J., 2004. Problem kalibracji i analizy niepewności numerycznego modelu filtracji. *MPWP. vol.1, nr. 1*.
- Gurwin J., Serafin R., 2008. Budowa przestrzennych modeli koncepcyjnych GZWP w systemach GIS zintegrowanych z MODFLOW. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 431, 49-60.
- GUS2018. Środki produkcji w rolnictwie w roku gospodarczym 2016/2017. Warszawa.
- GUS2020. Statystyczne Vademecum Samorządowca 2020 – gmina wiejska Puck. Urząd Statystyczny w Gdańsku.
- Gustafsson B.G., Schenk F., Blenckner T., Eilola K., Meier M.H.E., Müller-Karulis B., Neumann T., Ruoho-Airola T., Savchuk O.P., Zorita E., 2012. Reconstructing the Development of Baltic Sea Eutrophication 1850–2006. *AMBIO* 41 (6), 534–48.

- Hańkowiak A., 2015. Morfolitodynamika plaży w rejonie Cypla Rewskiego. Praca magisterska. Wydz. Ocean. i Geogr. Uniw. Gdań.
- Haitjema H., 2006. The Role of Hand Calculations in Ground Water Flow Modeling. *Groundwater*, vol. 44, no. 6, 786-791.
- Harbaugh A.W., 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model – the Ground –Water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16.
- HELCOM, 2009. Eutrophication in the Baltic Sea. An integrated thematic assessment of the effects of nutrient enrichment in the Baltic Sea region. Baltic Sea Environment Proceedings No. 115B. Helsinki Commission, Baltic Marine Environment Protection Commission.
- HELCOM, 2010. Ecosystem Health of the Baltic Sea 2003–2007: HELCOM Initial Holistic Assessment. *Balt. Sea Environ. Proc.* No. 122.
- HELCOM, 2018. Sources and pathways of nutrients to the Baltic Sea. Finland: HELCOM; 2018 s. 48. *Baltic Sea Environment Proceedings*. Report No.: 153.
- Hellemann D., Tallberg P., Aalto S.L., Bartoli M., Hietanen S., 2020. Seasonal cycle of benthic denitrification and DNRA in the aphotic coastal zone, northern Baltic Sea. *Marine Ecology Progress Series*, vol. 637, 15–28.
- Herbert M., Kovar K., 1998. *Groundwater Quality: Remediation and Protection*; International Association of Hydrological Sciences. Wallingford, UK.
- Herbich P., Mikołajków J., Przytuła E., 2016. Prognoza zmian zasobów wód podziemnych w warunkach możliwych zmian klimatycznych do 2050 roku. *PZiTS*, vol. 21, nr 1.
- Herbich P., Nidental M., Wonicka M., 2007. Założenia metodyczne do opracowania warstw informacyjnych bazy danych GIS Mapy Hydrogeologicznej Polski 1 : 50000 „Pierwszy poziom wodonośny – wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód”. *WPH*, 12: 253–261.
- Herbich P., Kapuściński J., Nowicki K., Rodzoch A., 2013. Metodyka określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych z uwzględnieniem potrzeb jednolitych bilansów wodnogospodarczych. *Poradnik metodyczny. HYDROEKO*, Warszawa.
- Hermanowicz W., 1984. *Chemia sanitarna*. Wyd. Arkady. Warszawa.
- Hinkle S. R., Böhlke J. K., Duff J.H., Morgan D.S., Weick R. J., 2007. Aquifer-scale controls on the distribution of nitrate and ammonium in ground water near La Pine, Oregon, USA. *Journal of Hydrology* 333 (2–4), 486–503.
- Holden J., Haygarth P.M., MacDonald J., Jenkins A., Sapiets A., Orr H.G., Dunn N., Harris B., Pearson P.L., McGonigle D., Humble A., Ross M., Harris J., Meacham T., Benton T., 2015. Agriculture's impacts on water quality. *Global Food Security*, 21pp.
- Højberg A. L., Hansen A. L., Wachniew P., Żurek A. J., Virtanen S., Arustiene J., Strömqvist J., Rankinen K., Refsgaard J. C., 2017. Review and assessment of nitrate reduction in groundwater in the Baltic Sea Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 12, 50-68.
- Hrynyszak E., 2007. Rozlewiska i zastoiska. W: *Wody słonawych podmokłości delty Redy i Zagórskiej Strugi* (red. Fac-Beneda J., Ciesliński R.). Gdańskie Towarzystwo Naukowe, FRUG, 87–92.
- Humnicki W., 2006. Zasilanie i drenaż wód podziemnych. W: *Podstawy hydrogeologii stosowanej* (red. Macioszczyk A.). Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Hwang D.-W., Kim G., Lee Y.-W., Yang H.-S., 2005a. Estimating submarine inputs of groundwater and nutrients to a coastal bay using radium isotopes. *Marine Chemistry*, 96, 61-71.
- Hwang D.-W., Lee Y.-W., Kim G., 2005b. Large submarine groundwater discharge and benthic eutrophication in Bangdu Bay on volcanic Jeju Island, Korea. *Limnol, Oceanogr.*, 50 (5), 1393-1403.
- Igras J., Pastuszek M., 2009. Udział polskiego rolnictwa w emisji związków azotu i fosforu do Bałtyku. Praca zbiorowa. IUNG-PIB. Puławy.
- Iqbal J., Pathak G., Gorai A.K., 2014. Development of hierarchical fuzzy model for groundwater vulnerability to pollution assessment. *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 8, 2713–2728.
- Jadczyzyn T., 2013. Bilans podstawą zrównoważonego zarządzania składnikami pokarmowymi. W: *Dobre praktyki rolnicze w nawożeniu użytków rolnych* (red. J. Igras). Centrum doradztwa rolniczego w Brwinowie, 6-14
- Jadczyzyn T., Kowalczyk J., Lipiński W., 2010. Zalecenia nawozowe dla roślin uprawy polowej i trwałych użytków zielonych. Materiały szkoleniowe, nr 95; IUNG-PIB: Puławy.



- Jakusik E., Wójcik R., Pilarski M., Biernacik D., Miętus M., 2012. Poziom morza w polskiej strefie brzegowej – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości. W: Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku południowym – spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej (red. Wibig J., Jakusik E.). IMGW – PIB. Warszawa.
- Jankowska H., 1990. Przejawy podmorskiego dopływu wód podziemnych do Zatoki Puckiej. Przewodnik LXI zjazdu PTG, Kraków: Wydawnictwo AGH, 92–98.
- Jankowska H., Bolałek J., 1990. Jon chlorkowy w wodach porowych osadów dennych Zatoki Puckiej. Przegląd Geologiczny 5-6, 253-259.
- Jankowska H., Łęczyński L., 1993. Charakterystyka brzegów Zatoki na tle budowy geologicznej. W: Zatoka Pucka (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Jankowska H., Matciak M., Nowacki J., 1994. Salinity variations as an effect of groundwater seepage through the seabed (Puck Bay, Poland). *Oceanologia*, no 36 (1), 33-46.
- Jasiewicz C., Baran A., 2006. Rolnicze źródła zanieczyszczenia wód – biogeny. *Journal of Elementology*, vol. 11(3), 367-377.
- Jarosz E., Kowalewski M., 1993. Falowanie wiatrowe. W: Zatoka Pucka (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Jaworowski K., 1987. Geneza bursztynonośnych osadów paleogenu w okolicach Chłapowa. *Biul. Inst. Geol.* 356.
- Jaworowski K., 2011. Kambr i ediakar. Charakterystyka sedimentologiczna osadów ediakaru i kambru. W: Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1 (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Jaworska-Szulc B., 2004. Wpływ schematyzacji warunków hydrogeologicznych na wyniki obliczeń modelowych przepływu wód podziemnych w regionie gdańskim. Politechnika Gdańska, monografie 53, Gdańsk.
- Jaworska-Szulc B., 2007. Badania modelowe przepływu wód podziemnych. W: Gdański system wodonośny (red. Kozerski B.). Wyd. Polit. Gdań. Gdańsk.
- Jaworska-Szulc B., 2009. Groundwater flow modelling of multi-aquifer systems for regional resources evaluation: the Gdansk hydrogeological system, Poland. *Hydrogeology Journal*, 17 (6), 1521-1542.
- Jaworska-Szulc B., 2010. Dokładność modeli numerycznych przepływu wód podziemnych jako kryterium ich klasyfikacji. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 442, 85-88.
- Jaworska-Szulc B., 2015. Formowanie się zasobów wód podziemnych w młodoglacjalnym, wielopoziomowym systemie wodonośnym na przykładzie Pojezierza Kaszubskiego. Politechnika Gdańska, monografie 152, Gdańsk.
- Jaworska-Szulc B., Lidzbarski M., Pruszkowska-Caceres M., 2017. Zarys historii badań hydrogeologicznych w ośrodkach naukowych i naukowo-badawczych w Gdańsku. *Przegląd Geologiczny*, vol 63, nr 10/1, 769-773.
- Jendryka-Fuglewicz B., 2011. Kambr i ediakar. Fauna ramienionogów z utworów kambru i jej znaczenie stratygraficzne. W: Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1 (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Jereczek-Korzeniowska K., 2005. Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50000 arkusz N-34-37-D Puck. GUGiK.
- Jereczek-Korzeniowska K., Olszak I. J., 2007. Morfologia i geneza doliny Gizdepki w obrębie Pobrzeży Południowobałtyckich. W: Systemy dolinne i ich funkcjonowanie (red. Sołtysik R.). *Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej* 16, p:229-240. Kielce.
- Jereczek-Korzeniowska K., Waszkowska A., 2008. Hydrograficzne przekształcenia obszarów wysoczyznowych Pobrzeża Kaszubskiego (na przykładzie zlewni Gizdepki). W: Współczesne problemy badawcze geografii polskiej – geografia fizyczna (red. Jekatierynczuk-Rudczyk E., Stepaniuk M., Mazur M.). 57 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Dokumentacja geograficzna nr 37. Warszawa.
- Jereczek-Korzeniowska K., Jegliński W., 2011. The Late Glacial and Holocene development of valley network in the Puck Morainic Plateau. *Geologija*, vol.53, no. 1(73), p:10-14.
- Jessen C., Bednarz V., Rix L., Teichberg M., Wild C., 2015. Marine Eutrophication. W: *Environmental Indicators* (red. Armon R.H., Hänninen O.), Springer, 177-203.
- Jiao J. J., Wang Y., Cherry J. A., Wang X., Zhi B., Du H., Wen D., 2010. Abnormally high ammonium of natural origin in a coastal aquifer-aquitard system in the Pearl River Delta, China. *Environmental Science and Technology* 44: 7470–7475.
- Jiao J., Post V., 2019. *Coastal Hydrogeology*. Cambridge University Press.

- Jinno K., Tsutsumi A., Alkaeed O., Saita S., Berndtsson R., 2009. Effects of land-use change on groundwater recharge model parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 54:2, 300-315.
- Johannes R. E., 1980. The ecological significance of the sub-marine discharge of groundwater. *Marine Ecology – Progress Series*, vol. 3, 365–373.
- Johnson A.G., Glenn C.R., Burnett W.C., Peterson R.N., Lucey P.G., 2008. Aerial infrared imaging reveals large nutrient-rich groundwater inputs to the ocean. *Geophysical Research Letters*, vol. 35(15).
- Jokiel P., 1994. Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geographica Lodziensia*. Łódź, 66-67.
- Jokiel J., Woźniak E., 2012. Czasowe zmiany sytuacji hydrograficznej słonych obszarów podmokłych rezerwatu Beka. *Inżynieria Ekologiczna* nr 29, p:57-65.
- Jóźwiak K., 2002. Zmiany rolniczych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych w rejonie Rydzewa (Pojezierze Iławskie) na przestrzeni ostatnich lat. Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia – Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, nr 22, 69–80.
- Kajewski I., 2000. Metoda oceny zagrożenia jakości wód podziemnych przy pomocy metody DRRASTIC. *Zesz. Nauk. Akad. Roln. Wroc.*, 385.
- Kajewski I., 2001. Zastosowanie systemu „DRASTIC” do oceny zagrożenia wód podziemnych. *WPH*, vol. X, 63-68.
- Kajewski I., 2010. Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie pestycydami organicznymi w naturalnych uwarunkowaniach zlewni rolniczej. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, nr 8/1/2010, 69-78.
- Kalinowska D., Wielgat P., Kolerski T., Zima P. 2018. Effect of GIS parameters on modelling runoff from river basin. The case study of catchment in the Puck District. *E3S web of conferences*, vol. 63, 00005.
- Kalinowska D., Wielgat P., Kolerski T., Zima P. 2019. Model of Nutrient and Pesticide Outflow with Surface Water to Puck Bay (Southern Baltic Sea). *Water*, 12 (3), 809.
- Kania J., 2001. Aktualne tło hydrogeochemiczne wód piętra czwartorzędowego w rejonie likwidowanych odkrywkowych kopalń siarki. *WPH*, vol. X, 187-202.
- Karnkowski P. H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Przegląd Geologiczny*, vol. 56 nr 10.
- Kasiński J., 2011. Paleogen i neogen. *Litologia i stratygrafia*. W: Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1 (red. Modliński Z.). *Zeszyt PIG-PIB* nr 128.
- Kazakis N., Voudouris K.S., 2015. Groundwater vulnerability and pollution risk assessment of porous aquifers to nitrate: Modifying the DRASTIC method using quantitative parameters. *Journal of Hydrology*, vol. 525, 13–25.
- Kellner E., 2007. Effects of variations in hydraulic conductivity and flow conditions on groundwater flow and solute transport in peatlands. R-07-41. SKB, Department of Forest Ecology, University of Helsinki.
- Kim G., Kim J.S., Hwang D.W., 2011. Submarine groundwater discharge from oceanic islands standing in oligotrophic oceans: Implications for global biological production and organic carbon fluxes. *Limnology and Oceanography* vol. 56(2), 673–682.
- Kistowski M., 1997. Charakterystyka abiotycznych elementów środowiska przyrodniczego Nadmorskiego Parku Krajobrazowego. W: *Nadmorski Park Krajobrazowy* (red. Aleksander Janta). Wyd. NPK. Władysławowo.
- Kistowski M., Szydłowski J., 2018. Problem regionalizacji fizycznogeograficznej terenów młodoglacjalnych i nadmorskich pomorza w świetle dotychczasowej ewolucji poglądów i wykonanych podziałów. W: *Studia nad regionalizacją fizycznogeograficzną Polski* (red. Kistowski M., Myga-Piątek U., Solon J.). *Prace geograficzne* nr 266. IGiPZ PAN. Warszawa.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990. Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony w skali 1:500000. Wyd. AGH. Kraków.
- Kłostowska Ż., Szymczycha B., Lengier M., Zarzeckańska D., Dzierzbicka-Głowacka L., 2020. Hydrogeochemistry and magnitude of SGD in the Bay of Puck, southern Baltic Sea. *Oceanologia*, vol. 62 (1), 1-11.
- Knoll L., Breuer L., Bach M., 2019. Large scale prediction of groundwater nitrate concentrations from spatial data using machine learning. *Science of The Total Environment*, vol. 668, 1317–1327.
- Kobierowska-Dębiec D., 2017. Zaczęło się od Pucyfiku. *Ochrona środowiska na Pomorzu 1980-2017*. WFOŚiGW w Gdańsku.
- Kocoń A., 2014. Potrzeby pokarmowe roślin. *Studia i raporty IUNG-PIB*, zeszyt 37 (11), 19-31.

- Kolasińska D., 2016. Jak przygotować pastwisko do wypasu bydła? Źródło: <https://www.agrofakt.pl/przygotowac-pastwisko-wypasu-bydla/>
- Komitet Badań Morza (Scientific Committee on Oceanic Research), 2004. Submarine groundwater discharge: Management implications, measurements and effects, IHP Ser. Groundwater 5, United Nations Educ., Sci. and Cult. Organ., Paris.
- Kondracki J., 2000. Geografia regionalna Polski. Wydanie 2 poprawione. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- Kordalski Z., Lidzbarski M., 2003. Studium stanu rozpoznania warunków zasilania i drenażu wód podziemnych na obszarze zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geol. Morza w Gdańsku.
- Kordalski Z., Lidzbarski M., 2003. Warunki eksploatacji wód podziemnych oligoceńskiego poziomu wodonośnego w rejonie Gdyni. Sympozjum „Współczesne Problemy Hydrogeologii” tom XI, cz.1, s. 113-119. Gdańsk.
- Kordalski Z., Sadurski A., 2018. Groundwater flow modeling of main groundwater reservoirs in the Gdańsk region, Poland. *Geologos*, vol. 24 (3), 217-224.
- Korom S.F., 1992. Natural denitrification in the saturated zone: A review. *Water Resources Res.*, 28, 6, 1657-1668.
- Kotwicki L., Węśławski J. M., Raczyńska A., Kupiec A., 2005. Deposition of large organic particles (macrodetritus) in a sandy beach system (Puck Bay, Baltic Sea). *Oceanologia*, 47 (2), 181-199.
- Kozerski B., 1988. Warunki występowania i eksploatacja wód podziemnych w gdańskim systemie wodonośnym. Materiały sympozjum „Aktualne problemy hydrogeologii”, s.1-20. Gdańsk.
- Kozerski B., Kwaterkiewicz A., Sadurski A., 1992. Zagrożenia wód podziemnych strefy brzegowej morza w rejonie Gdańska. Materiały sesji „W służbie polskiej hydrogeologii”. Wyd. AGH. Kraków.
- Kozerski B., Macioszczyk A., Pazdro Z., Sadurski A., 1987. Fluor w wodach podziemnych w rejonie Gdańska. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* vol. 57, s.349-374.
- Kozerski B., Sadurski A., 1985. Klasyfikacja hydrogeologiczna strefy brzegowej południowego Bałtyku. *Peribalticum III*, 2336, 27-36.
- Kozerski B., Pruszkowska M., 2007. Warunki występowania wód podziemnych. W: Gdański system wodonośny (red. Kozerski B.). Wyd. Polit. Gdań. Gdańsk.
- Kozlovsky E.A. (red.), 1988. *Geology and the Environment* vol. I. Water Management and the Geoenvironment; UNEP Nairobi Kenya: Paris, France.
- Krajewska Z., Fac-Beneda J., 2016. Transport of biogenic substances in watercourses of Coastal Landscape Park. *J. Elem.*, 21(2): 413-423.
- Krajewska Z., Bogdanowicz R., 2008. Wpływ Zatoki Puckiej na chemizm wód rezerwatu „Słone Łąki”. W: *Wody na obszarach chronionych* (red. Partyka J., Pocisk-Karteczka J.). IGiGP UJ. Kraków.
- Kramarska R., Uścińowicz Sz., Zachowicz J., 1995. Origin and evolution of the Puck Lagoon. *Journal of Coastal Research*, Spec. Issue No. 22.
- Kramarska R., 2006. Paleogen i neogen południowego Bałtyku i jego wybrzeża. Rozprawa doktorska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB Wwarszawa.
- Kramarska R., Kasiński J., Sivkov V., 2008. Bursztyn paleogeński in situ w Polsce i krajach ościennych. *Górnictwo Odkrywkowe* R. 49/2, nr 2-3.
- Krawiec A., 2013. Pochodzenie anomalii chlorkowych w wodach podziemnych polskiego wybrzeża Bałtyku. Wyd. Nauk. Uniw. M. Kopernika. Toruń.
- Kresic N., 2007. *Hydrogeology and groundwater modeling*. Second edition. CRC Press.
- Krest J.M., Moore W.S., Rama, 1999. 226Ra and 228Ra in the mixing zone of the Mississippi and Atchafalaya Rivers: indicators of groundwater input. *Mar. Chem.*, 64, 129-152.
- Krogulec E., 2004. Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego.
- Krogulec E., 2006. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia. W: *Podstawy hydrogeologii stosowanej* (red. Macioszczyk A.). Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Krogulec E., 2011. Podatność naturalna i specyficzna wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 445, 337-344.
- Krogulec E., Zabłocki S., Zadrożna D., 2019. Variability of Intrinsic Groundwater Vulnerability to Pollution in River Valley due to Groundwater Depth and Recharge Changes. *Applied Sciences*, vol. 9, 1133.

- Kryza J., Kryza H., Pruszkowska M., Szczepiński J., Szlufik A., Tomaszewski B., Kleśta W., 2005. Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki bezpośredniego odpływu podziemnego do akwenu bałtyckiego wraz z analizą możliwości zagospodarowania i ochrony wód podziemnych. IMS Sp.z o.o., Aquator Sp. z o.o., Wrocław.
- Kryza, J., Kryza, H., 2006. Analityczna i modelowa ocena bezpośredniego dopływu podziemnego do Bałtyku na terytorium Polski. *Geologos*, 10, 153–165.
- Kwiecień K., Taranowska S., 1974. Warunki klimatyczne. W: *Studium geograficzno – przyrodnicze i ekonomiczne Województwa Gdańskiego* (red. Moniak J.). GTN. Gdańsk.
- Kulma R., Zdechlik R., 2009. Modelowanie procesów filtracji. AGH Uczelniane Wyd. Nauk.-Dyd. Kraków.
- Kumar P., Bansod B.K.S., Debnath S.K., Thakur P.K., Ghanshyam C., 2015. Index-based groundwater vulnerability mapping models using hydrogeological settings: A critical evaluation. *Environmental Impact Assessment Review*, vol. 51, 38–49.
- Kuś J., 2016. Gospodarowanie wodą w rolnictwie. *Studia i raporty IUNG-PIB*, zeszyt 47 (1), 83-104.
- Lee D.R., 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography* 22(1), 140–147.
- Lee C.M., Jiao J.J., Luo X., Moore W.S., 2012. Estimation of submarine groundwater discharge and associated nutrient fluxes in Tolo Harbour, Hong Kong. *Science of the Total Environment*, 433, 427-433.
- Lemon A., Jones N. L., 2003. Building solid models from boreholes and user-defined cross-sections. *Computers & Geosciences* 29(5), 547-555.
- Lengier M., Szymczycha B., Brodecka-Goluch A., Kłostowska Ż., Kuliński K., 2021. Benthic diffusive fluxes of organic and inorganic carbon, ammonium and phosphates from deep water sediments of the Baltic Sea. *Oceanologia*, vol. 63(3), 370-384.
- Leszczyński K., 2011. Kreda. Litologia i stratygrafia. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Leśniak T., 2002. Materiały pomocnicze do terenowych zajęć geologicznych w rejonie nadmorskim. Wydanie 3 poprawione. AGH Uczel. Wyd. Nauk.-Dyd. Kraków.
- Leśniak T., 2006. Cypel Rewski – karta stanowiska. W: *Katalog obiektów geoturystycznych w Polsce* (red. Słomka T., Doktor M., Joniec A., Kicińska-Świdorska A.). AGH. Kraków.
- Lidzbarski M., 1999. Chemizm wód podziemnych Pradoliny Kaszubskiej. *WPH*, Vol. IX, 201-208.
- Lidzbarski M., 2002. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych na obszarze Pradoliny Kaszubskiej. *Przegląd Geologiczny* vol. 50, nr 8.
- Lidzbarski M., 2005. Występowanie pierwszego poziomu wodonośnego w północnej części Pojezierza Kaszubskiego. *Symposium Współczesne Problemy Hydrogeologii* tom XII, s. 461-467. Toruń.
- Lidzbarski M., 2006. Systemy krążenia wód podziemnych w zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. Praca doktorska. Państw. Inst. Geol. Oddział Geologii Morza w Gdańsku.
- Lidzbarski M., 2011. Groundwater Discharge in the Baltic Sea Basin. W: *Geochemistry of Baltic Sea Surface sediments* (red. Uścińowicz Sz.). PGI-NRI. Warszawa.
- Lidzbarski M., 2015. Identyfikacja systemu krążenia wód podziemnych w procesie ustalania zasobów odnawialnych na przykładzie zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. *Przegląd Geologiczny* vol. 63, nr 10/2.
- Lidzbarski M., Tarnawska E., Warumzer R., 2015. Dodatek do „Dokumentacji hydrogeologicznej Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 110 Pradolina Kaszubska i rzeki Redy” w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 110 Pradolina Kaszubska i rzeki Redy. PIG-PIB. Gdańsk.
- Lidzbarski M., Tarnawska E., 2018. Hydrogeological researches in the 4D cartography program in the coastal zone of the southern Baltic. *E3S Web of Conferences* 54, 00018. 25th SWIM Conference Papers.
- Lidzbarski M., Kordalski Z., 2001. Studium warunków zasilania i drenażu wód podziemnych na obszarze zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. *Arch. Państw. Inst. Geol.* Gdańsk.
- Lidzbarski M., Kordalski Z., 2003. Występowanie i dynamika trzeciorzędowego piętra wodonośnego w regionie gdańskim. *Symposium „Współczesne Problemy Hydrogeologii”* tom XI, cz.1, s. 121-128. Gdańsk.
- Lidzbarski M., Kachnic J., Kachnic M., Kozerski B., Kreczko M., Pomianowska H., Prussak E., Pruszkowska M., 2007. Prowincja wybrzeża i pobrzeża Bałtyku – Region wschodniopomorski. W: *Hydrogeologia regionalna Polski* tom I – wody słodkie (red. Paczyński B., Sadurski A.). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- Lidzbarski M., Pasierowska B., 2013. Propozycja wyodrębnienia nowych zbiorników w strukturach plejstocenu i paleogenu w rejonie Trójmiasta. *Biul. Państw. Inst. Geol.* tom 456, s. 355-362.
- Linderfelt W. R., Turner J. V., 2001. Interaction between shallow groundwater, saline surface water and nutrient discharge in a seasonal estuary: The Swan – Canning system. *Hydrological Processes*, 15 (13): 2631–2653.
- Lorenc H. (red.), 2012. *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju*. IMGW – PIB. Warszawa.
- Luo X., Jiao J.J., Moore W.S., Lee C.M., 2014. Submarine groundwater discharge estimation in an urbanized embayment in Hong Kong via short-lived radium isotopes and its implication of nutrient loadings and primary production. *Marine Pollution Bulletin*, vol. 82, 144–154.
- Luoma S., Okkonen J., Korkka-Niemi K., 2016. Comparison of the AVI, modified SINTACS and GALDIT vulnerability methods under future climate-change scenarios for a shallow low-lying coastal aquifer in southern Finland. *Hydrogeology Journal*, vol. 25, 203–222.
- Louma S., Majaniemi J., Pullinen A., Mursu J., Virtasalo J.J., 2021. Geological and groundwater flow model of a submarine groundwater discharge site at Hanko (Finland), northern Baltic Sea. *Hydrogeology Journal*, 29, 1279-1297.
- Lwimbo Z.D., Komakech H.C., Muzuka A.N.N., 2019. Impacts of Emerging Agricultural Practices on Groundwater Quality in Kahe Catchment, Tanzania. *Water*, vol. 11, 2263.
- Machiwal D., Jha M.K., Singh V.P., Mohan C., 2018. Assessment and mapping of groundwater vulnerability to pollution: Current status and challenges. *Earth-Science Reviews*, vol. 185, 901– 927.
- Macioszczyk A., 1987. *Hydrogeochemia*. Wyd. Geol.
- Macioszczyk A., 1990. *Tło i anomalie hydrogeochemiczne. Metody badania, oceny i interpretacji*. Wydawnictwo SGGW-AR, Warszawa.
- Macioszczyk A., Bagińska B., 1991. Związki azotu występujące w wodach sandru kurpiowskiego i interpretacja ich stężeń w aspekcie zanieczyszczenia rolniczego regionu. *Przegląd Geologiczny*, vol. 39 (1), 2124.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2007. *Hydrogeochemia*. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1990. *Zasady budowy modeli systemów hydrogeologicznych dla oceny zasobów dyspozycyjnych i symulacji regionalnego ich zagospodarowania*. CPBP 04.10. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- Malki M., Bouchaou L., Hirich A., Brahim Y.A., Choukr-Allah R., 2017. Impact of agricultural practices on groundwater quality in intensive irrigated area of Chtouka-Massa, Morocco. *Science of the Total Environment*, vol. 574, 760-770.
- Małecki J., 2006. *Transport zanieczyszczeń w wodach podziemnych*. W: *Podstawy hydrogeologii stosowanej* (red. Macioszczyk A.). Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Małecki J., Nawalany M., Witczak S., Gruszczyński T., 2006. *Wyznaczanie parametrów migracji zanieczyszczeń w ośrodku porowatym dla potrzeb badań hydrogeologicznych i ochrony środowiska*. Poradnik metodyczny. Ministerstwo Środowiska, Warszawa
- Marciniak M., Przybyłek J., Herzig J., Szczepańska J., 1999. *Badania współczynnika filtracji utworów półprzepuszczalnych*. Wyd. Sorus. Poznań-Kraków.
- Margat J., 1968. *Vulnerabilite des nappes d'eau souterraine a la pollution : bases de la cartographie* [Vulnerability of groundwater to pollution: database mapping]. BRGM Publication 68- SGL 198, Orleans, France.
- Martinez-Bastida J.J., Arauzo M., Valladolid M., 2010. Intrinsic and specific vulnerability of groundwater in central Spain: the risk of nitrate pollution. *Hydrogeology Journal*, 18, 681–698.
- Maqsoom A., Aslam B., Khalil U., Ghorbanzadeh O., Ashraf H., Tufail R. F., Farooq D., Blaschke T., 2020. A GIS-based DRASTIC Model and an Adjusted DRASTIC Model (DRASTICA) for Groundwater Susceptibility Assessment along the China–Pakistan Economic Corridor (CPEC) Route. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* 2020, 9, 332.
- Matciak M., Pruszkowska-Caceres M., Szymczycha B., Kobos J., Kłostowska Ż., Misiewicz M.M., Owsiany P.M., 2022. *Dopływ wód podziemnych do Zatoki Puckiej*. W: *Zatoka Pucka* (red. Bolałek J.). Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego (w druku).
- Matej-Lukowicz K., Nawrot N., 2019. *Sprawozdanie z badań wód podziemnych – część 1*. Projekt WaterPUCK (materiały niepublikowane).
- Matej-Lukowicz K., Wojciechowska E., Nawrot N., Dzierzbicka-Głowacka L., 2020. Seasonal contributions of nutrients from small urban and agricultural watersheds in northern Poland. *PeerJ*, 2020, 1-22.

- Mateo-Sagasta J., Zade, S.M., Turrall H., Burke J., 2017. Water pollution from agriculture: a global review. Executive summary. Rome, Italy: FAO; Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute (IWMI). CGIAR Research Program on Water, Land and Ecosystems (WLE). 35p.
- Matschullat J., Ottenstein R., Reimann C., 2000. Geochemical background – can we calculate it? *Environmental Geology*, 39, 990-1000. Springer-Verlag.
- Maxe L., Johansson P.-O., 1998. Assessing groundwater vulnerability using travel time and specific surface area as indicators. *Hydrogeology Journal*, vol. 6, 441–449
- Mazurek M., 2007. Chemizm wpływów wód podziemnych w dorzeczu Parsęty (Pomorze Zachodnie). W: *Źródła Polski, wybrane problemy krenologiczne* (red. Jokiel P., Moniewski P, Ziulkowicz M.), Wyd. Nauk. Geogr. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1984. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *Techniques of water-resources investigations. U.S. Geological Survey, Open-File Report 83-875.*
- Mengistu A. G., van Rensburg L. D., Woyessa Y.E, 2019. Techniques for calibration and validation of SWAT model in data scarce arid and semi-arid catchments in South Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 25, 100621.
- Merriman K. R., Daggupati P., Srinivasan R., Toussant C., Russell A. M., Hayhurst B., 2018a. Assessing the Impact of Site-Specific BMPs Using a Spatially Explicit, Field-Scale SWAT Model with Edge-of-Field and Tile Hydrology and Water-Quality Data in the Eagle Creek Watershed, Ohio. *Water*, 10 (10).
- Merriman K. R., Russell A. M., Rachol C. M., Daggupati P., Srinivasan R., Hayhurst B., Stuntebeck T. D., 2018b. Calibration of a Field-Scale Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Model with Field Placement of Best Management Practices in Alger Creek, Michigan. *Sustainability*, 10 (3), 851.
- Miciński J., Dzik S., 2015. Pastwisko doskonałą paszą w tradycyjnym żywieniu krów. *Rolnicze ABC* nr 2 (293).
- Michalak J., Nawalany M., Sadurski A. (red.), 2011. Schematyzacja warunków hydrogeologicznych na potrzeby numerycznego modelowania przepływu w JCWPd. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Bad., Warszawa.
- Mikołajków J., 1995. Migracja związków azotu w strefie aeracji jako wskaźnika zanieczyszczenia wód podziemnych w sandrowych obszarach rolniczych. *WPH*, vol. VII, 323-329.
- Mikołajków J., 1999. Wpływ budowy strefy aeracji i charakteru zagospodarowania terenu na zanieczyszczenie płytkich wód podziemnych sandru kurpiowskiego związkami azotu. *WPH*, vol. IX, 239-244.
- Miotk-Szpigianowicz G., Uścińowicz Sz., 2016. Historia naturalna Zalewu i Zatoki Puckiej. W: *Gmina Puck, ...rytm życia, nowe perspektywy* (red. Dettlaff J.P.). BisMedium Bydgoszcz.
- Modliński Z., Szymański B., Teller L., 2006. Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). *Przegląd Geologiczny* vol. 54 nr 9.
- Modliński Z. (red.), 2011. Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1. Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Modliński Z., Szymański B., 2011. Ordowik. Litologia i stratygrafia. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Moges S.S., Dinka M.O., 2022. Assessment of groundwater vulnerability mapping methods for sustainable water resource management: an overview. *Journal of Water and Land Development*, no. 52, 186–198.
- Mojski J. E., 1968. Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce* (red. Galon R.). Państw. Wyd. Nauk. Łódź.
- Mojski J. E., 1978. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 ark. Gdynia (16). Inst. Geol. Warszawa.
- Mojski J. E., 1979. Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000 ark. Gdynia (16). Inst. Geol. Warszawa.
- Molénat J., Gascuel-Oudou C., 2002. Modelling flow and nitrate transport in groundwater for the prediction of water travel times and of consequences of land use evolution on water quality. *Hydrological Processes*, 16, 479-492.
- Moore P.; John S., 1990. SEEPAGE: A System for Early Evaluation of the Pollution Potential of Agricultural Groundwater Environments. *Geology Technical Note; USDA, SCS, Northeast Technical Center: Chester, PA, USA.*
- Moore W.S., 2010. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean. *Annual Review of Marine Science*, vol. 2, 59–88.



- Morris, D.A., Johnson, A.I., 1967. Summary of Hydrologic and Physical Properties of Rock and Soil Materials as Analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948-1960. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1839-D, 42.
- Muhammetoglu H., Muhammetoğlu A., Soyupak S., 2002. Vulnerability of groundwater to pollution from agricultural diffuse sources: A case study. *Water Science and Technology*, vol. 45, 1-7.
- Nair S. S., King K. W., Witter J. D., Sohngen B. L., Fausey N. R., 2011. Importance of crop yield in calibrating watershed water quality simulation models. *J. American Water Res. Assoc.* 47(6), 1285-1297.
- Napolitano P., Fabbri A., 1996. Single-parameter sensitivity analysis for aquifer vulnerability assessment using DRASTIC and SINTACS. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 1996, no. 235, 559-566.
- Nawalany M., 2008. Modelowanie transportu substancji podlegających procesowi fizykochemicznym i reakcjom chemicznym w strumieniu wód podziemnych. *Biuletyn PIG nr 431*, 169-178.
- Neitsch S.L., Arnold J.G., Kiniry J.R., Williams J.R., 2011. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009; Texas Water Resources Institute: College Station, TX, USA.
- Neshat A., Pradhan B., 2014. An integrated DRASTIC model using frequency ratio and two new hybrid methods for groundwater vulnerability assessment. *Natural Hazards*, vol. 76, 543-563.
- Niencheski L.F., Windom H.L., 1994. Nutrient flux and budget in Patos Lagoon estuary. *The Science of the Total Environment*, 149, 53-60.
- Niencheski L.F.H., Windom H.L., Moore W.S., Jahnke R.A., 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a coastal lagoon barrier, Southern Brazil. *Marine Chemistry*, 106, 546-561.
- Niswonger R.G., Panday Sorab, and Ibaraki, Motomu, 2011. MODFLOW-NWT, A Newton formulation for MODFLOW-2005: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A37, 44 p.
- Nolan B.T., Hitt K.J., Ruddy B.C., 2002. Probability of nitrate contamination of recently recharged ground waters in the conterminous United States: *Environmental Science and Technology*, v. 36(10), 2138-2145.
- Nowak M., 2005. Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50000 ark. Puck, GEOMAT Sp. z o.o. GUGIK.
- Nowacki J., 1993. Morfometria zatoki. W: *Zatoka Pucka* (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Ojaveer H., Jaanus A., MacKenzie B.R., Martin G., Olenin S., Radziejewska T., Telesh I., Zettler M.L., Zaiko A., 2010. Status of biodiversity in the Baltic Sea. *PLOS ONE* 5(9), e12467.
- Olichwier T., Tarka R., 2013. Wpływ zmian klimatycznych na odpływy całkowity i podziemny na przykładzie zlewni rzecznych Sudetów i ich przedpola. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 456:443-450.
- Olszak I. J., Jereczek-Korzeniowska K., 2005. Morfologia i geneza doliny Potoku Bładzikowskiego. VII Zjazd Geomorfologów Polskich. Kraków.
- Orłowski R., 1998a. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami ark. Rumia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Orłowski R., 1998b. Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami ark. Gdynia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Orzeł S., Socha J., Forgiel M., Ochał W., 2005. Biomasa i roczna produkcja drzewostanów mieszanych puszczy niepołomickiej. *Acta Sci. Pol.* 4 (2), 63-79.
- Oude Essink G.H.P., 2000. Groundwater Modelling I. Utrecht University, Institute of Earth Sciences, The Netherlands.
- Owuor S.O., Butterbach-Bahl K., Guzha A.C., Rufino M.C., Pelster D.E., Díaz-Pinés E., Breuer L., 2016. Groundwater recharge rates and surface runoff response to land use and land cover changes in semi-arid environments. *Ecological Processes*, 5:16
- Paczeńska J., Szymański B., 2011. Kambr i ediakar. Litologia i stratygrafia kambru. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Paczyński B., 2007. Podstawy regionalizacji hydrogeologicznej. W: *Hydrogeologia regionalna Polski tom I – wody słodkie* (red. Paczyński B., Sadurski A.). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Pajewski T., 2016. Zanieczyszczenie wody jako negatywny efekt działalności rolniczej. *Roczniki Naukowe Stowarzyszenia Ekonomistów Rolnictwa i Agrobiznesu*, tom. XVIII, z. 4, 191-195.
- Pan Y., Gong H., Demin Z., Li X., Nakagoshi N., 2011. Impact of land use change on groundwater recharge in Guishui River Basin, China. *Chinese Geographical Science*, 21(6): 734-743.
- Papadopoulos S. S., Larson S. P., 1978. Aquifer Storage of Head Water: Part II – Numerical Simulation of Field Results. *Ground Water*, vol. 16, no. 4, 242-248.



- Pasierowska B., 2006a. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Rumia (15) pierwszy poziom wodonośny występowanie i hydrodynamika wraz z objaśnieniami. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Pasierowska B., 2006b. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Gdynia (16) pierwszy poziom wodonośny występowanie i hydrodynamika wraz z objaśnieniami. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Pasierowska B., 2007a. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Rumia (15) pierwszy poziom wodonośny wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód wraz z objaśnieniami. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Pasierowska B., 2007b. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Gdynia (16) pierwszy poziom wodonośny wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód wraz z objaśnieniami. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Pastuszek M., Zalewski M., Wodzinowski T., Pawlikowski K., 2016. Eutrofizacja w Morzu Bałtyckim – konieczność holistycznego podejścia do problemu. W: 95-lecie Morskiego Instytutu Rybackiego: aktualne tematy badań naukowych, Tom II – Stan środowiska południowego Bałtyku (red. Psuty I.). Morski Instytut Rybacki – Państwowy Instytut Badawczy.
- Pazdro Z., 1958. Wody podziemne regionu gdańskiego. Przegląd Geologiczny nr 6, s. 241-244. Warszawa.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990. Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- Pazikowska-Sapota G., Galer-Tatarowicz K., Dembska G., Wojtkiewicz M., Duljas E., Pietrzak S., Dzierzbicka-Głowacka L., 2020. The impact of pesticides used at the agricultural land of the Puck commune on the environment of the Puck Bay. PeerJ, 2020, 1–21.
- Peltonen K., 2002. Direct groundwater flow to the Baltic Sea. Copenhagen: Nordic Council of Ministers.
- Pempkowiak J., 1994. Zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, pH oraz stężenia węgla organicznego w osadach wewnętrznej Zatoki Puckiej, lipiec–październik 1988 rok. W: Zatoka Pucka możliwości rewaloryzacji (red. Kruk-Dowgiałło L., Ciszewski P.). Instytut Ochrony Środowiska. Warszawa.
- Pempkowiak J., Szymczycha B., Kotwicki L., 2010. Submarine groundwater discharge (SGD) to the Baltic Sea. Rocznik Ochrona Środowiska, tom 12, 17-32.
- Pędziński J., Witak M., 2019. Evidence of cultural eutrophication of the Gulf of Gdańsk based on diatom analysis. Oceanological and Hydrobiological Studies, vol. 48, no. 3, 247-261.
- Piekarek-Jankowska H., 1994. Zatoka Pucka jako obszar drenażu wód podziemnych. Wyd. Uniw. Gdań. Gdańsk.
- Piekarek-Jankowska H., 2003. Przejawy podmorskiego drenażu wód podziemnych w Zatoce Gdańskiej. Sympozjum „Współczesne Problemy Hydrogeologii” tom XI, cz.1, s. 153-163. Gdańsk.
- Piekarek-Jankowska H., 2007. Podmorski drenaż wód podziemnych gdańskiego systemu wodonośnego. W: Gdański system wodonośny (red. Kozerski B.). Wyd. Polit. Gdań. Gdańsk.
- Pietrzak S., 2020. Oddziaływanie gospodarstw rolnych położonych w gminie Puck na środowisko, w świetle badań ankietowych. Prezentacja wygłoszona na konferencji WaterPUCK dnia 11 września 2020 r. Żelistrzewo.
- Pietrzak S., Pazikowska-Sapota G., Dembska G., Dzierzbicka-Głowacka L., Juszkowska D., Majewska Z., Urbaniak M., Ostrowska D., Cichowska A., Galer-Tatarowicz K., 2020. Risk of phosphorus losses in surface runoff from agricultural land in the Baltic Commune of Puck in the light of assessment performed on the basis of DPS indicator. PeerJ, 2020, 1–18.
- Pikies R., Jurowska Z., 1994. Mapa geologiczna dna Bałtyku 1 : 200000, arkusz Puck, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2003. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami ark. Rumia (15). PIG. Warszawa.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987. Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. Biul. Inst. Geol. 356.
- Pliński M., Florczyk I., 1984. Changes in the phytobenthos resulting from the eutrophication of Puck Bay. Limnologia, 15, 325-327.
- Podhalańska T., 2011. Sylur. Stratygrafia i litologia. W: Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1 (red. Modliński Z.). Zeszyt PIG-PIB nr 128.
- Polańska K., Piekarek-Jankowska H., 2008. Metoda odwzorowania współczynników filtracji zastosowana w modelu strefy brzegowej Zatoki Gdańskiej. Biul. Państw. Inst. Geol. 431: 179-186.

- Pollock D. W., 1994. User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U. S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model. U. S. Geological Survey, Open-File Report 94-464, Reston, Virginia.
- Porowska D., Leśniak P. M., 2008. Identyfikacja procesów kształtujących skład chemiczny wód podziemnych poniżej torfowiska – Pożary, Kampinoski Park Narodowy. *Przegląd Geologiczny*, vol. 56, nr 11.
- Potrykus D., 2015a. Warunki występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w rejonie Przylądka Rozewie. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, nr 2/2015, 75-81.
- Potrykus D., 2015b. Charakterystyka hydrogeochemiczna wód podziemnych rejonu Przylądka Rozewie na podstawie badań ich naturalnych wypływów. *Przegląd Geologiczny*, vol. 63, nr 10/2, 1015-1020.
- Potrykus D., Gumuła-Kawęcka A., Jaworska-Szulc B., Pruszkowska-Caceres M., Szymkiewicz A., 2018a. Assessing groundwater vulnerability to pollution in the Puck region (denudation moraine upland) using vertical seepage method. 10th Conference on Interdisciplinary Problems in Environmental Protection and Engineering EKO-DOK, E3S Web of Conferences, 44, 00147.
- Potrykus D., Gumuła-Kawęcka A., Jaworska-Szulc B., Pruszkowska-Caceres M., Szymkiewicz A., Dzierzbicka-Głowacka L., 2018b. Assessing groundwater vulnerability to sea water intrusion in the coastline of the inner Puck Bay using GALDIT method. E3S Web of Conferences 54, 00023. 25th SWIM Conference Papers.
- Potrykus D., Pruszkowska-Caceres M., Jaworska-Szulc B., Gumuła-Kawęcka A., Szymkiewicz A., 2020. Skład chemiczny wód podziemnych dopływających z Pobreża Kaszubskiego do Zatoki Puckiej. *Przegląd Geologiczny*, vol. 68, nr 9.
- Potrykus D., Lidzbarski M., Wiśniowski Z., Hoc R., 2021. Identyfikacja występowania procesów ingresji lub ascenzji wód słonych i zmineralizowanych oraz innych wód zdegradowanych do użytkowych poziomów wodonośnych w strefie nadmorskiej. Założenia metodyczne. PSH. Materiały niepublikowane. Gdańsk – Szczecin.
- Powroźnik T., 2005. Mapa hydrograficzna Polski w skali 1:50000 ark. Gdynia – Chylonia, GEOMAT Sp. z o.o. GUGIK.
- Pruszkowski Z., Zawadzka E., 2008. Potential Implications of Sea-Level Rise for Poland. *Journal of Coastal Research* vol.24:2.
- Pruszkowska M., 2004. Hydrogeochemia wód podziemnych z utworów czwartorzędu Pojezierza Kaszubskiego. Politechnika Gdańska, monografie 51, Gdańsk.
- Pruszkowska M., 2005. Hydrogeologiczne uwarunkowania i jakość wód podziemnych piętra trzeciorzędowego na Kępie Swarzewskiej. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 5, s. 373-376.
- Pruszkowska M., Przewłocka M., 2007. Jakość wód podziemnych. W: Gdański system wodonośny (red. Kozerski B.). Wyd. Polit. Gdań. Gdańsk.
- Pruszkowska-Caceres M., 2011. Wpływ wezbrań sztormowych morza na skład chemiczny płytkich wód podziemnych w rejonach nadmorskich na przykładzie Ustki. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 445, 505-512.
- Pruszkowska-Caceres M., Potrykus D., 2017. Warunki hydrogeochemiczne i podatność na zanieczyszczenie wód podziemnych w zlewni górnej Raduni. *Przegląd Geologiczny*, vol. 65, nr 11/2, 1350-1355.
- Przewłocka M., Jaworska-Szulc B., 2007. Wykorzystanie wód podziemnych. W: Gdański system wodonośny (red. Kozerski B.). Wyd. Polit. Gdań. Gdańsk.
- Psarropoulou E. T., Karatzas G. P., 2014. Pollution of nitrates – contaminant transport in heterogeneous porous media: a case study of the coastal aquifer of Corinth, Greece. *Global NEST Journal*, vol 16, no 1, 9-23.
- Rafiei Emam A., Kappas M., Akhavan S., Hosseini S.Z., Abbaspour K.C., 2015. Estimation of groundwater recharge and its relation to land degradation: Case study of a semi-arid river basin in Iran. *Environ. Earth Sci. J.*, 74, 6791–6803.
- Rafiei Emam A., Kappas M., Linh N. H. K.; Renchin T., 2017. Hydrological Modeling and Runoff Mitigation in an Ungauged Basin of Central Vietnam Using SWAT Model. *Hydrology*, 4, 16.
- Rahman A., 2008. A GIS based DRASTIC model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Aligarh, India. *Applied Geography*, vol. 28, 32–53.
- Ramowa Dyrektywa Wodna (RDW), 2000. Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady Unii Europejskiej z 23 października 2000 roku ustalająca ramy działań Wspólnoty w zakresie polityki wodnej. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. *Official Journal L* 327/1.
- Raport WFOŚiGW, 2007. Dostawa zanieczyszczeń rzekami przymorskimi do Zatoki Puckiej. Katedra Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego.

- Ray J.A., O'Dell P.W., 1993. DIVERSITY: A new method for evaluating sensitivity of groundwater to contamination. *Environmental Geology*, vol. 22(4), 345-352.
- Ribeiro L., 2000. SI: A New Index of Aquifer Susceptibility to Agricultural Pollution. ERSHA/CVRM, Instituto Superior Técnico: Lisboa, Portugal.
- Rodellas Vila V., 2014. Evaluating Submarine Groundwater Discharge to the Mediterranean Sea by using radium isotopes. PhD Thesis. Universitat Autònoma de Barcelona.
- Rodzoch A., 2002. Problemy dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w granicach zlewni rzecznych. *PZiTS*, vol. 14, nr 1.
- Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu jednolitych części wód podziemnych (Dz.U. 2019 poz. 2148).
- Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie klasyfikacji stanu ekologicznego, potencjału ekologicznego i stanu chemicznego oraz sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych, a także środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (Dz.U. 2019 poz. 2149).
- Rudowicz-Nawrocka J., 2011. Metoda oceny podatności na zanieczyszczenia wód podziemnych pod gruntami ornymi. *Rocznik Geomatyki*, tom IX, zeszyt 1(45), 121-132.
- Rudowski S., Rucińska M., Jachna A., 2007. Drogi spływu wód kształtowane przy krawędzi lobu Zatoki Gdańskiej w rejestracji sejsmoakustycznej. *Słupskie Prace Geograficzne* 4.
- Sadat-Noori M., Ebrahimi K., 2015. Groundwater vulnerability assessment in agricultural areas using a modified DRASTIC model. *Environ Monit Assess*, 188:19.
- Sadurski A., 1983. Warunki hydrogeologiczne górnokredowego basenu artezyjskiego w rejonie Gdańska. Materiały symposium „Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce”, s. 197-206. Warszawa.
- Sadurski A., Borawska J., Burczyk T., 1987. Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne Mierzei Helskiej. *Geol. Quarterly* vol 31 nr 4.
- Sadurski A., 1989. Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zeszyty Naukowe AGH – Geologia* nr 46. Kraków.
- Saidi S., Bouri S., Dhia H. B., 2011. Sensitivity analysis in groundwater vulnerability assessment based on GIS in the Mahdia-Ksour Essaf aquifer, Tunisia: a validation study. *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 56:2, 288-304.
- Sapek A., 2010. Rolnictwo polskie i ochrona jakości wody, zwłaszcza wody Bałtyku. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, t. 10, z. 1(29), 175-200.
- Sawicki J.M., 2003. Migracja zanieczyszczeń. Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej. Gdańsk.
- Scanlon B.R., Reedy R.C., Stonestrom D.A., Prudic D.E., Dennehy K.F., 2005. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Global Change Biology*, 11, 1577–1593.
- Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M. Th., 1999. A bootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters. W: (red. van Genuchten M.Th., Leij F.J., Wu L.), *Proc. Int. Workshop, Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, 1237-1250, University of California, Riverside, CA.
- Secunda S., Collin M.L., Melloul A.J., 1998. Groundwater vulnerability assessment using a composite model combining DRASTIC with extensive agricultural land use in Israel's Sharon region. *Journal of Environmental Management*, 54, 39–57, article No. ev980221.
- Seifert K., 2017a. Mapa geosrodowiskowa Polski (II) w skali 1:50000 ark. Puck (6) Plansza A. PIG-PIB. Warszawa.
- Seifert K., 2017b. Mapa geosrodowiskowa Polski (II) w skali 1:50000 ark. Rumia (15) Plansza A. PIG-PIB. Warszawa.
- Seifert K., 2017c. Mapa geosrodowiskowa Polski (II) w skali 1:50000 ark. Gdynia (16) Plansza A. PIG-PIB. Warszawa.
- Shepard F.S., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios, „*Journal of Sedimentary Petrology*”, 24, 3, 151–158.
- Sieczka A., Bujakowski F., Falkowski T., Koda E., 2018. Morphogenesis of a Floodplain as a Criterion for Assessing the Susceptibility to Water Pollution in an Agriculturally Rich Valley of a Lowland River. *Water*, 10, 399.

- Sierzęga P., Majewska A., Nerkowski P., 2006. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Puck (6) pierwszy poziom wodonośny występowanie i hydrodynamika. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Sierzęga P., Nerkowski P., 2010. Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50000 ark. Puck (6) pierwszy poziom wodonośny wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód wraz z objaśnieniami. PIG-PIB, PSH, Warszawa.
- Sinnathamby S., Douglas-Mankin K., Craig C., 2017. Field-scale calibration of crop-yield parameters in the Soil and Water Assessment Tool (SWAT). *Agricultural Water Management*, vol. 180, Part A, 61-69.
- Siwek J., Rzonca B., 2009. Tło hydrogeochemiczne wód w zlewni Górnej Wołosatki w Bieszczadach Wysokich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 436, 469-474.
- Skompski S., 2001. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami ark. Puck (6). PIG. Warszawa.
- Slomp C.P., van Cappellen P., 2004. Nutrient inputs to the coastal ocean through submarine groundwater discharge: Controls and potential impact. *Journal of Hydrology*, vol. 295, issues 1-4, 64-86.
- Sokołowski R.J. (red.), 2014. *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Uniwersytet Gdański.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński L., i in., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland – verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, vol. 91, no. 2.
- Spiteri C., Slomp C.P., Tuncay K., Meile C., 2008. Modeling biogeochemical processes in subterranean estuaries: Effect of flow dynamics and redox conditions on submarine groundwater discharge of nutrients. *Water Resources Research*, vol. 44, W02430.
- Stankowski W., 1996. *Wstęp do geologii kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski*. Wyd. Nauk. Uniw. Adama Mickiewicza. Poznań.
- Staśko S., Gurwin J., Wcisło M., Modelska M., Kryza H., Kryza J., Olichwer T., Buczyński S., Tarka R., Wąsik M., Becker R., 2012. Model koncepcyjny systemu hydrogeologicznego obszaru oddziaływania Lubińsko-Głogowskiego Obszaru Miedzionośnego (LGOM). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 451: 203-210.
- Stolarczyk F., 1979. Powstanie lokalnych form tektonicznych w polskiej części syneklizy perybaltyckiej na tle rozwoju geologicznego całej jednostki. *Acta Geologica Polonica* vol. 29, no.4. Warszawa.
- Stupnicka E., 2007. *Geologia regionalna Polski*. Wydanie 3 zmienione. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Subotowicz W., 1982. *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*. Ossolineum. Wrocław.
- Sykes, J. F., S. B. Pahwa, D. S. Ward, and D. S. Lantz. 1983. The Validation of SWENT, A Geosphere Transport Model. W: *Scientific Computing* (red. R. Staplemau i in.). IMAES/North Holland Publishing Co., . 351-361
- Szymczak E., Szymtkiewicz A., 2014. Sediment deposition in the Puck Lagoon (Southern Baltic Sea, Poland), *Baltica*, 27 (2), 105–118
- Szymczycha B., Vogler S., Pempkowiak J., 2012. Nutrient fluxes via submarine groundwater discharge to the Bay of Puck, southern Baltic Sea. *Science of the Total Environment*, 438, 86-93.
- Szymczycha B., Maciejewska A., Winogradow A., Pempkowiak J., 2014. Could submarine groundwater discharge be a significant carbon source to the southern Baltic Sea? *Oceanologia*, 56 (2), 327-347.
- Szymczycha B., Borecka M., Białk-Bielańska A., Siedlewicz G., Pazdro K., 2020a. Submarine groundwater discharge as a source of pharmaceutical and caffeine residues in coastal ecosystem: Bay of Puck, southern Baltic Sea case study. *Science of the Total Environment*, vol. 713, 136522.
- Szymczycha B., Kłostowska Ż., Lengier M., Dzierzbicka-Głowacka L., 2020b. Significance of nutrient fluxes via submarine groundwater discharge in the Bay of Puck, southern Baltic Sea. *Oceanologia*, vol. 62 (2), 117-125.
- Szymkiewicz A., Potrykus D., Jaworska-Szulc B., Gumuła-Kawęcka A., Pruszkowska-Caceres M., Dzierzbicka-Głowacka L., 2020. Evaluation of the Influence of Farming Practices and Land Use on Groundwater Resources in a Coastal Multi-Aquifer System in Puck Region (Northern Poland). *Water*, 12 (4), 1042.
- Świętochowski B., Jabłoński B., Radomska M., Krężel R., 1996. *Ogólna upraw roli i roślin*. Wydanie IV poprawione. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Taghavi N., Niven R.K., Paull D.J., Kramer M., 2022. Groundwater vulnerability assessment: A review including new statistical and hybrid methods. *Science of The Total Environment*, vol. 822, 153486.

- Tamborski J.J., Rogers A.D., Bokuniewicz H.J., Cochran J. K., Young C. R., 2015. Identification and quantification of diffuse fresh submarine groundwater discharge via airborne thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, vol. 171, 202–217.
- Taniguchi M., Burnett W.C., Cable J.E., Turner J.V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological Processes*, vol. 16 (11), 2115-2129.
- Thodsen H., Farkas C., Chormanski J., Trolle D., Blicher-Mathiesen G., Grant R., Engebretsen A., Kardel I., Andersen H. E., 2017. Modelling Nutrient Load Changes from Fertilizer Application Scenarios in Six Catchments around the Baltic Sea. *Agriculture*, 7, 41.
- Tiedje J. M., Sexstone A. J., Myrold D. D., Robinson J. A., 1982. Denitrification: ecological niches, competition and survival. *Antonie van Leeuwenhoek*, 48, 6: 569–583.
- Tomczyk A. M., Szyga-Pluta K., 2016. Okres wegetacyjny w Polsce w latach 1971-2010. *Przegląd Geograficzny* 88 (1).
- Trapp J.A., 2007. Warunki klimatyczne. W: Aktualizacja opracowania ekofizjograficznego do planu zagospodarowania przestrzennego województwa pomorskiego (red. Czochoński J., Lemańczyk J.). Departament Rozwoju Regionalnego i Przestrzennego Urzędu Marszałkowskiego Województwa Pomorskiego.
- Tylman K., 2022. Atrakcyjność geoturystyczna regionu Zatoki Puckiej. W: *Zatoka Pucka* (red. Bolałek J.). Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego (w druku).
- Tyralis H., Papacharalampous G., Langousis A. 2019. A brief review of random forests for water scientists and practitioners and their recent history in water resources. *Water*, vol. 11(2), 910.
- Urbański J., 2011. GIS w badaniach przyrodniczych. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego.
- Ustawa Prawo wodne z dnia 20 lipca 2017 r. (Dz.U. 2017 poz. 1566).
- Uścińowicz Sz., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers* 10.
- Uścińowicz S., Zachowicz J., 1993. Mapa geologiczna dna Bałtyku. Arkusz Gdańsk. 1 : 200000, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Uścińowicz Sz., Miotk-Szpignowicz G., 2003. Holocene shoreline migrations in the Puck Lagoon (Southern Baltic Sea) based on the Rzucewo Headland case study. *Landform Analysis*, vol.4: 83-97.
- van Dam J. C., 1980. Fresh – salt water relationships. W: Research on possible changes in the distribution of saline seepage in the Netherlands. *Proceed. Com. For Hydrol. Res. TNO*, 26, Hague, 203-216.
- van Stempvoort D., Ewert L., Wassenaar L., 1993. Aquifer Vulnerability Index (AVI): a GIS compatible method for groundwater vulnerability mapping. *Can. Water Resour. J.* 18, 25–37.
- Vías J., Andreo B., Perles M., Carrasco F., Vadillo I., Jiménez P., 2006. Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. *Hydrogeol. J.* 14 (6), 912–925.
- Vollenweider R.A., 1992. Coastal marine eutrophication: principles and control. *Marine Coastal Eutrophication, Proceedings of an International Conference, Bologna, Italy*, 21–24.05.1990.
- 1992, Pages 1-20 Vrba J., Zaporozec A., 1994. Guidebook on mapping groundwater vulnerability. *International Association of Hydrogeologists (International Contributions to Hydrogeology 16)*. Verlag Heinz Heise, Hannover.
- Wachniew P., Żurek A.J., Stumpp C., Gemitzi A., Gargini A., Filippini M., Rozanski K., Meeks J., Kværner J., Witczak S., 2016. Toward operational methods for the assessment of intrinsic groundwater vulnerability: A review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, vol. 46(8), 827–884.
- Wagner R., Modliński Z., Szymański B., 2009. Stratygrafia i litologia fanerozoiku na Pomorzu Gdańskim. *Przegląd Geologiczny* vol. 57 nr 9.
- Wagner R., 2011. Perm. Stratygrafia i sedymentacja cechsztynu. W: *Profile głębokich otworów wiertniczych – Darżlubie IG 1* (red. Modliński Z.). *Zeszyt PIG-PIB* nr 128.
- Wajda W., Witkowski A., 1985. Charakterystyka warunków sedymentacji osadów Zalewu Puckiego na podstawie analizy minerałów ciężkich. *Przegląd Geologiczny*, vol. 33, no. 4.
- Walter T., Beer A., Brose D., Budziak D., Clos P., Dreher T., Fritsche H.G., Hübschmann M., Marczynek S., Peters A., Poeser H., Schuster H.J., Wagner B., Wagner F., Wirsing G., Wolter R., 2013. Determining natural background values with probability plots. W: *Groundwater Quality Sustainability* (red. Maloszewski P., Witczak S., Malina G.). *IAH – Selected Papers on Hydrogeology 17*, CRC Press, 331–341.

- Wang Y., Chen N., 2021. Recent progress in coupled surface-ground water models and their potential in watershed hydro-biogeochemical studies: A review. *Watershed Ecology and the Environment*, vol. 3, 17-29.
- Warzocha J., 2004. Duże i płytkie zatoki. W: *Siedliska morskie i przybrzeżne, nadmorskie i śródlądowe solniska i wydmy* (red. Herbich J.). *Poradniki ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000 – podręcznik metodyczny*. Ministerstwo Środowiska, Warszawa. Tom 1, 54-60.
- Wasilewski Z., 2005. Trawy przydatne na pastwiska i ich użytkowanie. W: *Trawy i rośliny motylkowe*. Warszawa. Wydaw. Biznes-Press s. 46-50.
- Weisło M., Bieroński J., 2007. Problem szacowania zasilania i odpływu podziemnego jako elementów wejściowych w badaniach modelowych zlewni rzeki Kłodnicy. *WPH*, vol. XIII.
- Welch E.M., Dulai H., El-Kadi A., Shuler C., 2019. Submarine groundwater discharge and stream baseflow sustain pesticide and nutrient fluxes in Faga'alu Bay, American Samoa. *Frontiers in Environmental Science*, vol. 7, 162.
- Wen X., Wu J., Si J., 2009. A GIS-based DRASTIC model for assessing shallow groundwater vulnerability in the Zhangye Basin, northwestern China. *Environ Geol*, vol. 57, 1435-1442.
- Węsławski J.M., Kryla-Straszewska L., Piwowarczyk J., Urbański J., Warzocha J., Kotwicki L., Włodarska-Kowalczyk M., Wiktor J., 2013. Habitat modeling limitations – Puck Bay, Baltic Sea – a case study. *Oceanologia*, 55(1), 167-183.
- Wibig J., Jakusik E. (red.), 2012. *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku południowym – spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej*. IMGW – PIB. Warszawa.
- Wielgat P., Kalinowska D., Szymkiewicz A., Zima P., Jaworska-Szulc B., Wojciechowska E., Nawrot N., Matej-Lukowicz K., Dzierzbicka-Głowacka L., 2021. Towards a multi-basin SWAT model for the migration of nutrients and pesticides to Puck Bay (Southern Baltic Sea). *PeerJ*, 2021, 1-26.
- Witczak S., Duda R., Karlikowska J., Żurek A., 2005. Możliwość wykorzystania mapy podatności do weryfikacji stref wrażliwych na zanieczyszczenia azotanami. *Współ. Prob. Hydrogeol.*, tom XII, Toruń.
- Witczak S., Kania J., Kmiecik E., 2013. *Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Witkowski A., Witak M., 1993. Budowa geologiczna dna zatoki. W: *Zatoka Pucka* (red. Korzeniewski K.). Inst. Ocean. Uniw. Gdań.
- Wojciechowska E., Nawrot N., Matej-Lukowicz K., Gajewska M., Obarska-Pempkowiak H., 2019a. Seasonal changes of the concentrations of mineral forms of nitrogen and phosphorus in watercourses in the agricultural catchment area (Bay of Puck, Baltic Sea, Poland). *Water Supply*, 19, 986-994.
- Wojciechowska E., Pietrzak S., Matej-Lukowicz K., Nawrot N., Zima P., Kalinowska D., Wielgat P., Obarska-Pempkowiak H., Gajewska M., Dembska G., Jasiński P., Pazikowska-Sapota G., Galer-Tatarowicz K., Dzierzbicka-Głowacka L., 2019b. Nutrient loss from three small-size watersheds in the southern Baltic Sea in relation to agricultural practices and policy. *Journal of Environmental Management*, Vol. 252, 109637.
- Wojterski T., Bednorz J., 1982. *Pobrzeże Słowińskie i Kaszubskie*. Wyd. Wiedza Powszechna. Warszawa.
- Woś A., 1999. *Klimat Polski*. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- Woźniak P., 2014. Kształtowanie się rzeźby i profilu osadów na Pobrzeżu Kaszubskim w czasie zlodowacenia wisły – zarys głównych problemów. W: *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego* (red. Sokołowski R. J.). Wydz. Ocean. i Geogr. Uniw. Gdań.
- Yesilnacar M.I., Sahinkaya E., Naz M., Ozkaya B., 2007. Neural network prediction of nitrate in groundwater of Harran Plain, Turkey. *Environmental Geology*, vol. 56, 19-25.
- Young R.A., Onstad C.A., Bosch D.D., 1995. AGNPS: an agricultural nonpoint source model. W: *Computer Models of Watershed Hydrology* (red. Singh V.P.). Water Resources Publication, 1001-1020.
- Zabłocki S., 2014. Prognozowanie zmian zagrożenia azotanami wód podziemnych poziomów użytkowych na obszarach użytkowanych rolniczo. *MPWP*, vol. VI, 151-157.
- Zabłocki S., 2015. Podatność naturalna i specyficzna wód podziemnych na obszarach rolniczych. *Przegląd Geologiczny*, vol. 63, nr 10/2, 1135-1139.
- Zachowicz J., Uścińowicz Sz., Jegliński W., Zaleszkiewicz L., 2007. Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku południowego w skali 1:10000. *Arkusze: Władysławowo (39), Puck (41), Rzucewo (44), Rewa (47)*. PIG-PIB. Warszawa – Gdańsk.

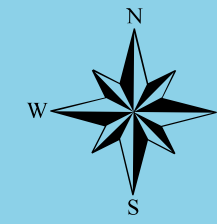
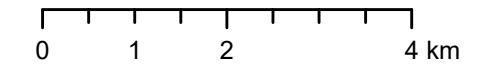
- Zahara F.S., Putranto T.T., 2021. The Assessment of Groundwater Vulnerability towards Contamination using the DRASTIC and NV Indexes in Banjarbaru City, South Borneo, Indonesia. *Inodensian Journal of Geography*, vol. 53, no. 3, 360-372.
- Zaleszkiewicz L., Koszka-Maróń D., 2005. Procesy aktywizujące degradację wybrzeża klifowego Zalewu Puckiego. *Przegląd Geologiczny*, vol. 53, nr 1.
- Zawadzki S., 1999. *Gleboznawstwo*. Państwowe Wydawnictwa Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Zheng C., 1990. Modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. S.S. Papadopoulos & Associates. Rocville, Maryland.
- Zheng C., 2010. MT3DMS v5.3: A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; supplemental user's guide. Contract Report SERDP-99-1, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.
- Zheng C., Wang P.P., 1999. MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation user's guide. Technical Report. The University of Alabama.
- Zhou Y., Li W., 2011. A review of regional groundwater flow modeling. *Geosciences Frontiers*, vol. 2(2), 205-214.
- Żelźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P. H., Konon A., Oszczytko N., Ślącza An., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja Tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN. Wrocław.
- Żurek A., 2002. Azotan w wodach podziemnych. *Biul. Państw. Instyt. Geol.*, 400, 115-141.
- Żurek A., 2008. Możliwości wykorzystania wybranych modeli bilansowych z projektu EUROHARP do oceny poziomu wymycia azotanów w warunkach polskich. *Biul. Państw. Instyt. Geol.*, 431, 305-318.
- Żurek A., 2009. Ocena poziomu wymycia azotanów do wód podziemnych na podstawie badań w małych zlewniach rolniczych. *Biul. Państw. Instyt. Geol.*, 436, 589-596.
- Żurek A., Witezak S., Duda R., 2002. Ocena podatności szczelinowych zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenie. *Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego* nr 22, 241-254.


Wykaz wykorzystanych stron internetowych:


- www.clc.gios.gov.pl
- www.dane.gov.pl
- www.dane.imgw.pl
- www.geodane.puck.pl
- www.geologia.pgi.gov.pl
- www.geoportal.gov.pl
- www.geoserwis.gdos.gov.pl
- www.globalweather.tamu.edu
- www.otworywiertnicze.pgi.gov.pl
- www.polskieradio.pl
- www.pucki.e-mapa.pl
- www.trojmiasto.eska.pl
- www.waterloohydrogeologic.com/help/vmod-flex
- www.waterpuck.pl
- www.wody.isok.gov.pl







MAPA DOKUMENTACYJNA OBSZARU BADAŃ



 Obszar badań
(granica modelu MODFLOW-NWT/MT3DMS
i systemu DRASTIC^{SWAT})


 Granica modelu SWAT


Punkty pomiarowe
(na podstawie badań terenowych
przeprowadzonych w latach 2017-2019)

-  studnia kopana
-  studnia wiercona
-  wypływy
-  sondy badawcze

150209 Punkty wykorzystane do sporządzenia
przekroji hydrogeologicznych (Bank HYDRO)

 Otwory archiwalne (Bank HYDRO)

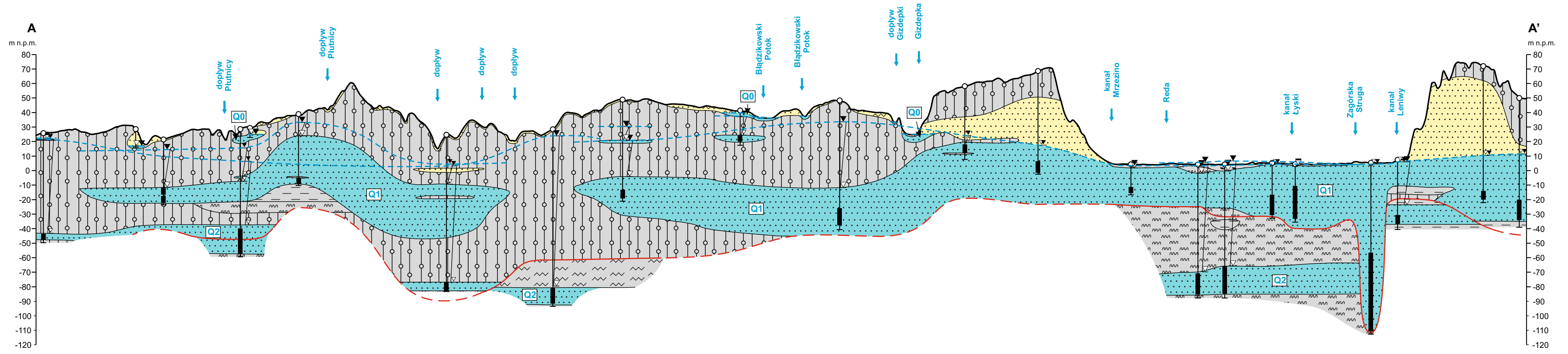
 Linia przekroju hydrogeologicznego

 Linia przekroju pomocniczego
(wykorzystanego do konstrukcji
modelu hydrogeologicznego)

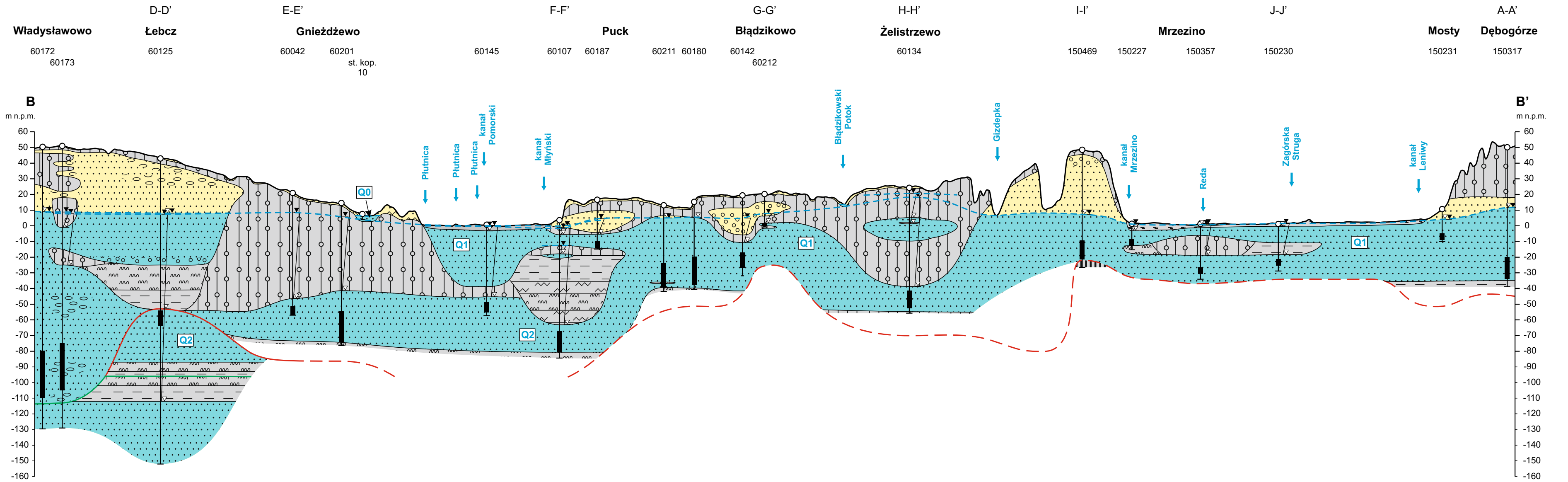
 Miejscowość
Puck

 Ciek

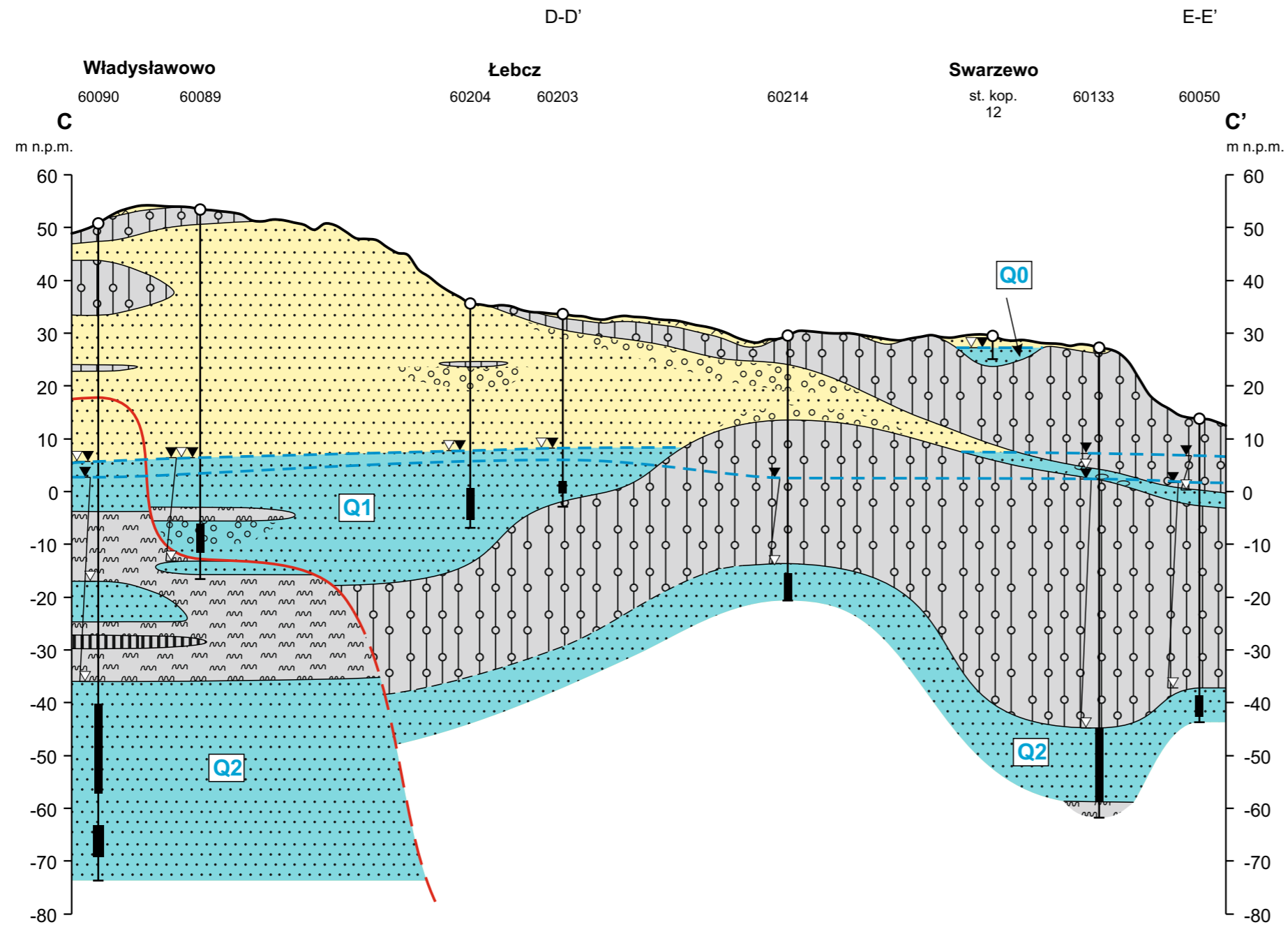
D-D'	E-E'	F-F'	G-G'	H-H'	I-I'	J-J'	B-B'						
Radoszewo	Starzyński Dwór	Werblinia	Zdrada	Darżlubie	Brudzewo	Sławutowo	Widlino	Rekowo Górne	Rekowo Dolne	Moście Błota	Kazimierz	Dębogórze	
60074	st. kop. 21 60119	60149 st. kop. 23 60199	60153	60120 60096	60077	60136	150461	150318	150242	150430 150298	150220 150226	150311 150080	150386 150317



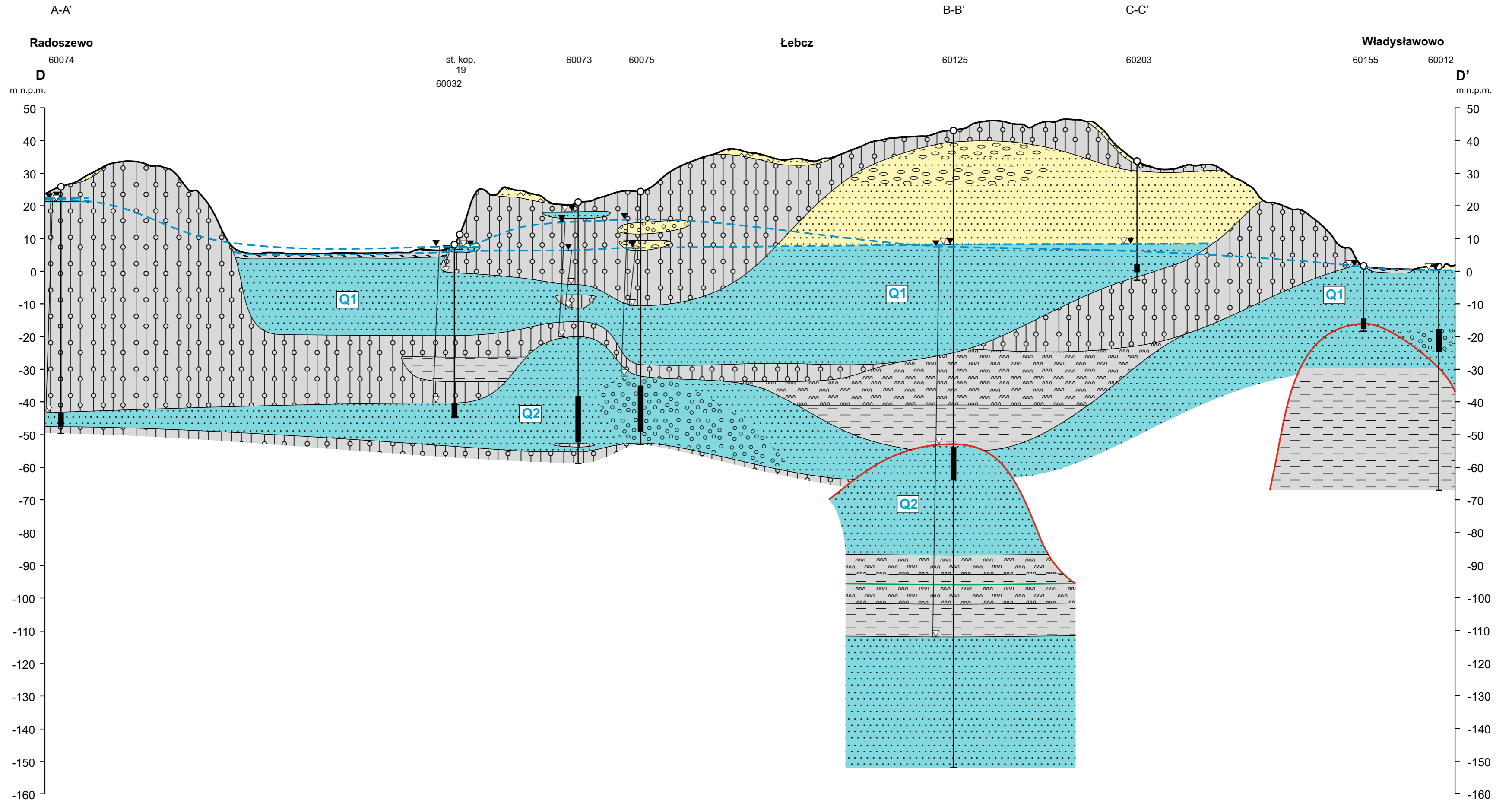
Przekrój hydrogeologiczny A-A'
 skala pionowa 1:2000
 skala pozioma 1:50000
 Załącznik nr 2.1



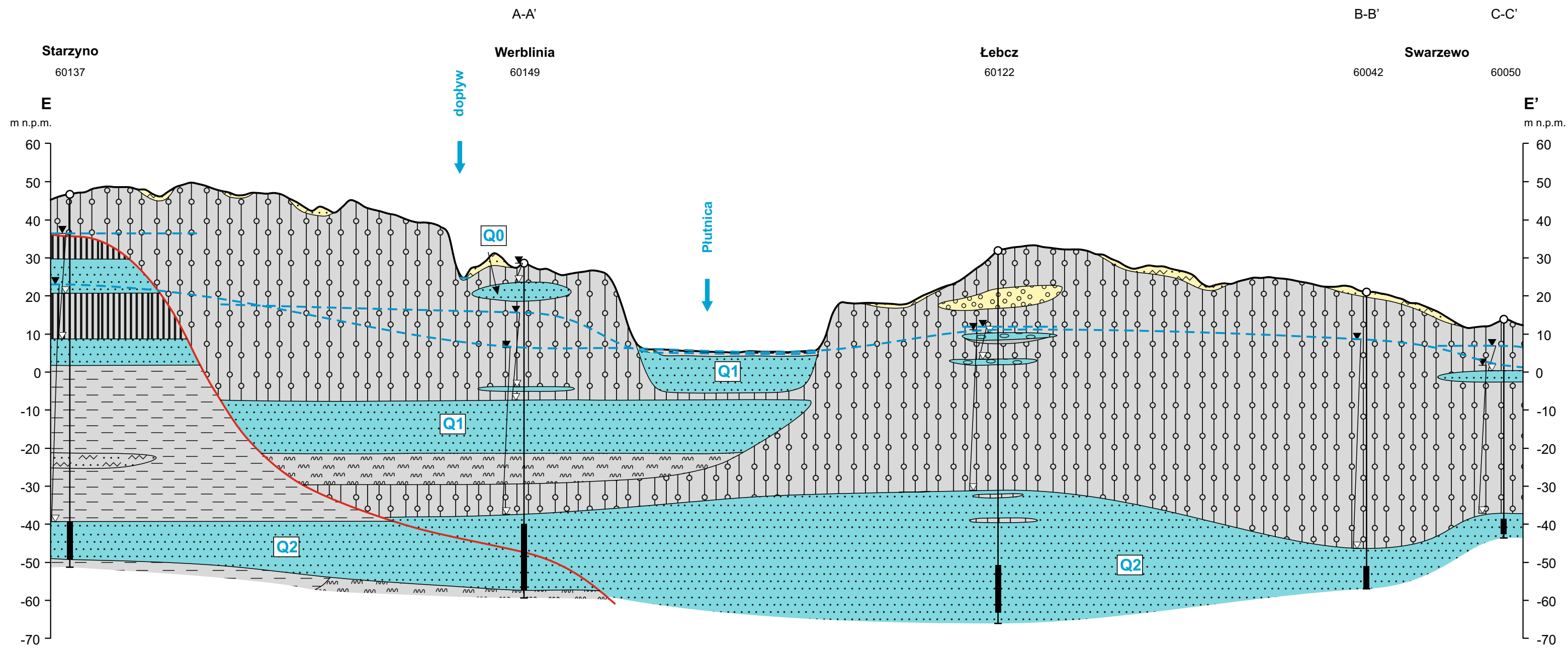
Przekrój hydrogeologiczny B-B'
 skala pionowa 1:2000
 skala pozioma 1:50000
 Załącznik nr 2.2



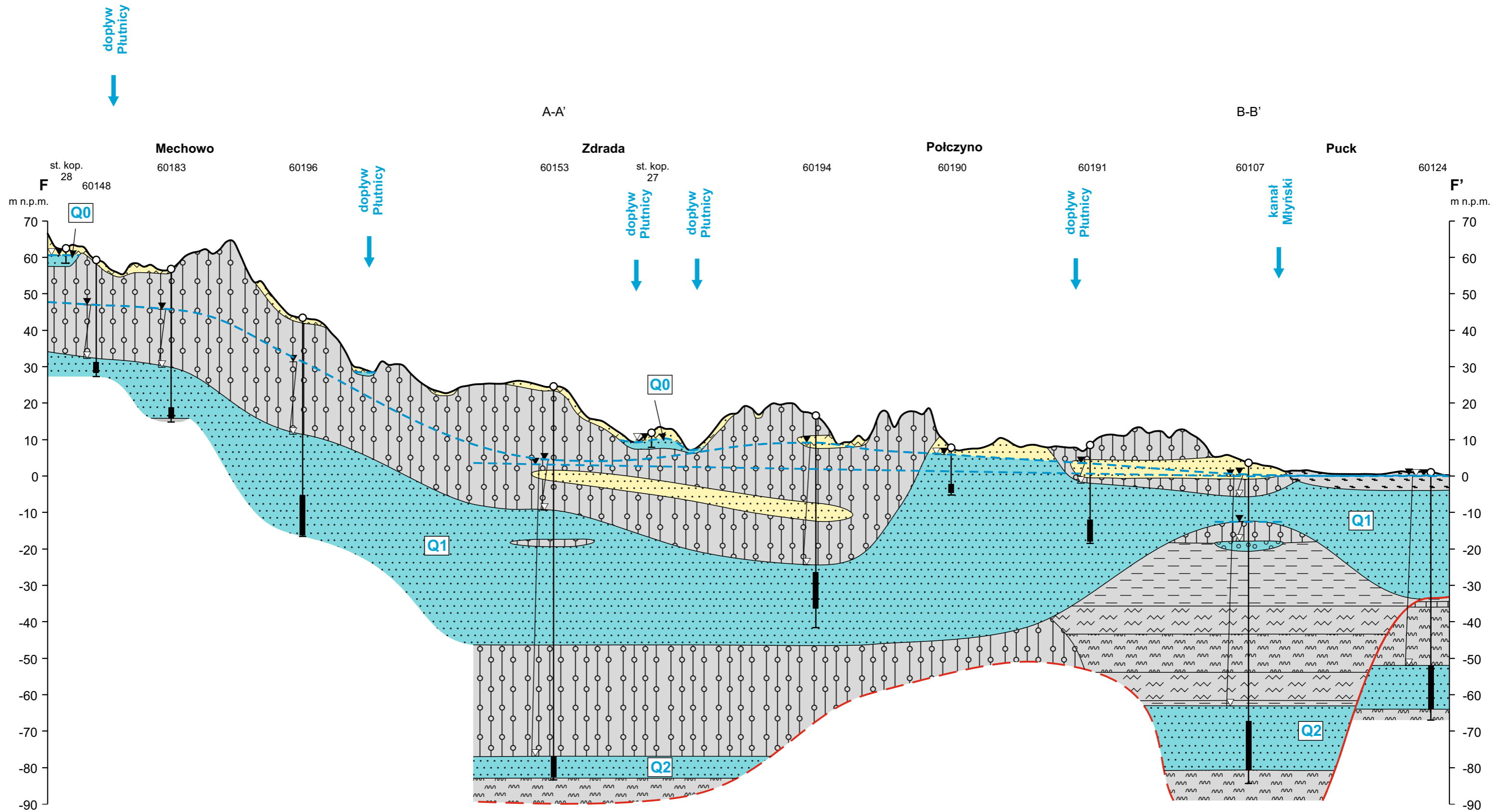
Przekrój hydrogeologiczny C-C'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.3



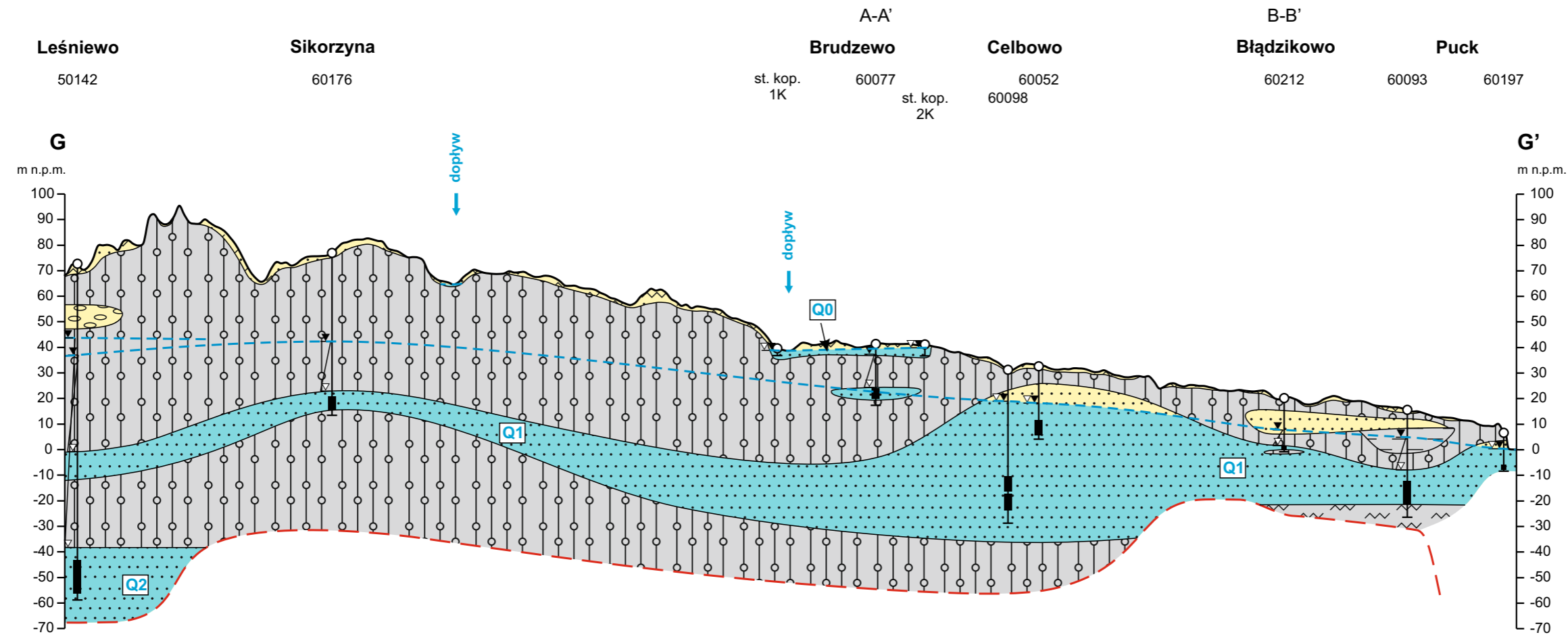
Przekrój hydrogeologiczny D-D'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.4



Przekrój hydrogeologiczny E-E'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.5



Przekrój hydrogeologiczny F-F'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.6



Przekrój hydrogeologiczny G-G'
skala pionowa 1:2000
skala pozioma 1:50000
Załącznik nr 2.7

Kapino
150423

Rekowo Górne
150562 150251

Widlino
150461

Sławutówko
150067
150543

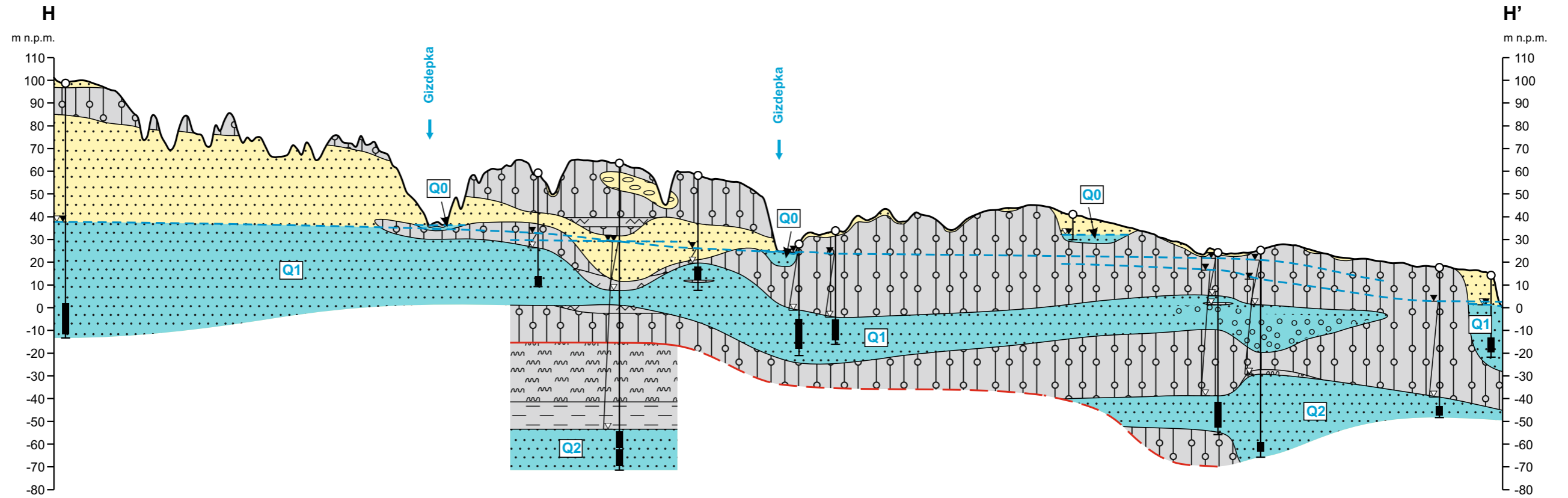
Smolno
st. kop.
3K

Żelistrzewo
60134 60058

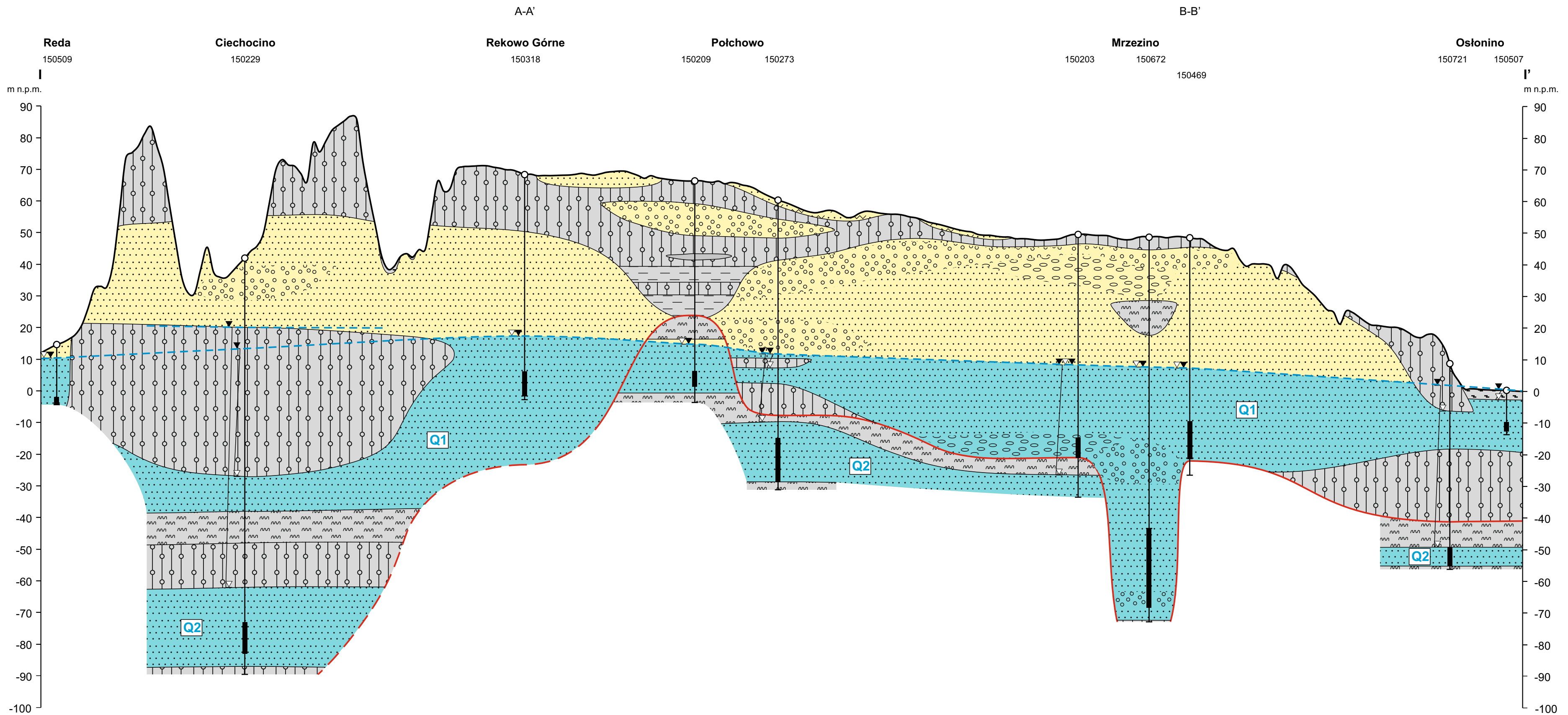
Rzucewo
60182 60051

A-A'

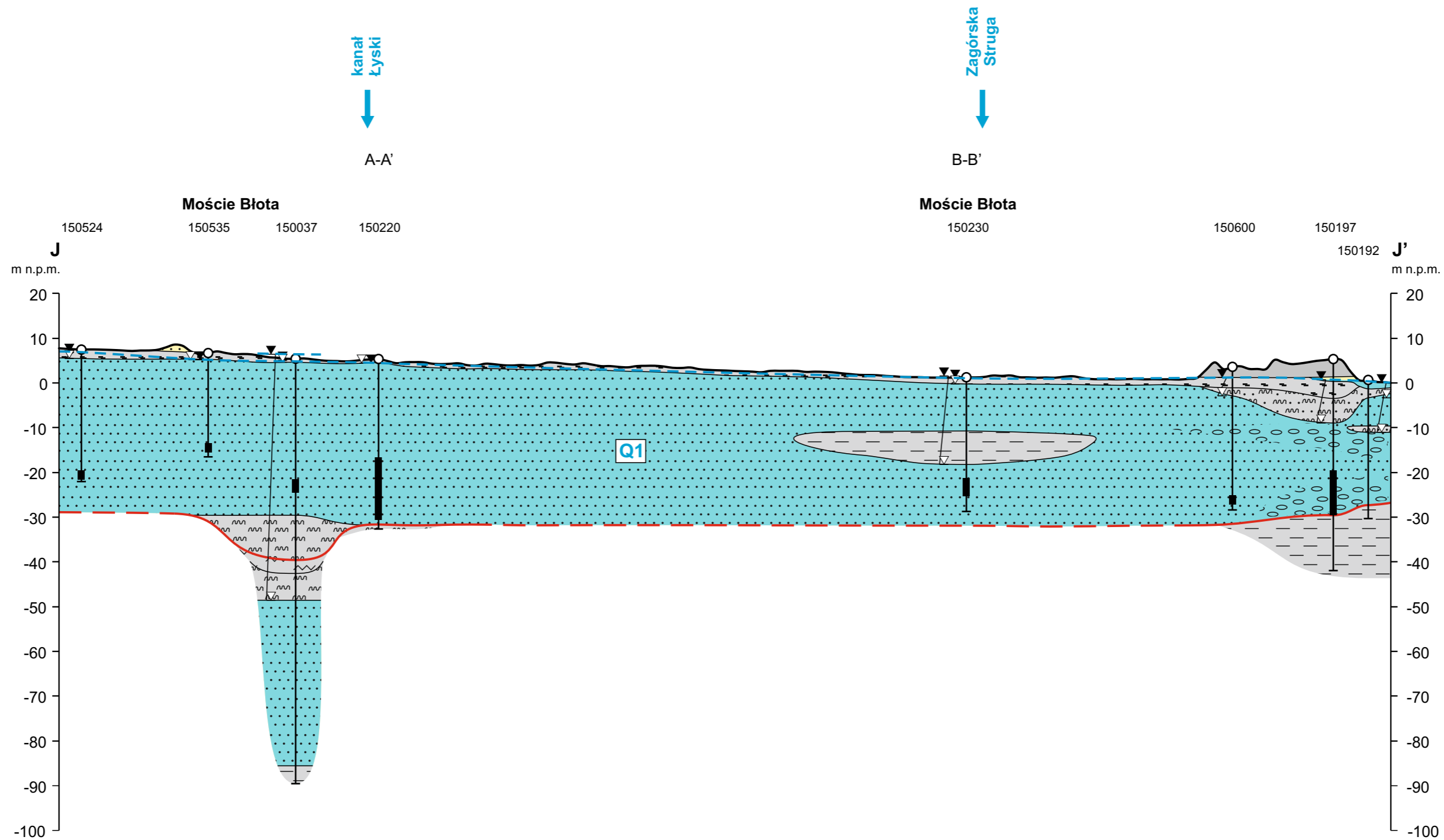
B-B'



Przekrój hydrogeologiczny H-H'
skala pionowa 1:2000
skala pozioma 1:50000
Załącznik nr 2.8



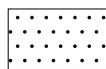
Przekrój hydrogeologiczny I-I'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.9



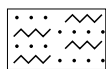
Przekrój hydrogeologiczny J-J'
 skala pionowa 1:1000
 skala pozioma 1:25000
 Załącznik nr 2.10

Objaśnienia

Litologia



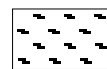
Piasek



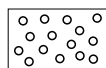
Piasek pylasty



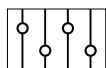
Pyły



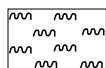
Torf



Żwir



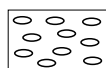
Glina zwałowa



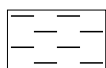
Mułki



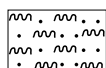
Węgiel brunatny



Otoczaki



Iły



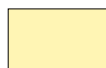
Namuły



Utwory słabo przepuszczalne



Utwory dobrze przepuszczalne - zawodnione



Utwory dobrze przepuszczalne - suche



Zwierciadło ustabilizowane



Zwierciadło nawiercone

Zwierciadło naporowe



Zwierciadło swobodne

60149 Numer otworu (Bank HYDRO)



Otwór hydrogeologiczny



Filtr

--- Linia ciśnień piezometrycznych



Poziom wodonośny



Granica stratygraficzna
strop utworów paleogenu-neogenu



Granica stratygraficzna
strop utworów kredy