

POLITECHNIKA WARSZAWSKA
Wydział Inżynierii Środowiska

ROZPRAWA DOKTORSKA

mgr inż. Monika Ćwiklińska

**Ocena wpływu retencji aluwiiów
na transformację fali wezbraniowej na przykładzie
odcinka Wisły od Puław do Magnuszewa**

Promotor
prof. dr hab. inż. Stanisław Pisarczyk

Warszawa 2007

Recenzenci

prof. dr hab. inż. Elżbieta Nachlik

prof. dr hab. inż. Marek Nawalany

Spis treści

Streszczenie	7
Abstract.....	8
Rozdział 1. Wstęp.....	9
1.1. Przedmiot i teza pracy	9
1.2. Zakres pracy	11
1.3. Dotychczasowe badania nad problemem retencji gruntowej.....	13
Rozdział 2. Obszar badań	16
2.1. Położenie	16
2.2. Warunki klimatyczne	20
2.3. Hydrografia	23
2.4. Formy geomorfologiczne	28
2.5. Krótki opis budowy geologicznej	29
2.6. Krótki opis warunków hydrogeologicznych	30
Rozdział 3. Szczegółowa budowa geologiczna i geomorfologiczna badanego fragmen- tu Doliny Środkowej Wisły.....	33
3.1. Wstęp.....	33
3.2. Podstawy teoretyczne	33
3.3. Utwory kredowe	40
3.4. Osady trzeciorzędu.....	44
3.5. Osady przepuszczalne.....	45
3.5.1. Wprowadzenie teoretyczne	45
3.5.2. Miąższość osadów przepuszczalnych.....	47
3.5.3. Przepuszczalność pierwszej warstwy wodonośnej.....	50
3.6. Mady	55
3.6.1. Wprowadzenie teoretyczne	55
3.6.2. Analiza danych	57
3.7. Formy geomorfologiczne	59
3.8. Podsumowanie i wnioski	66

Rozdział 4. Hydrologia.....	68
4.1. Wstęp.....	68
4.2. Składniki bilansu wodnego	68
4.3. Zagadnienie fali wezbraniowej.....	74
4.3.1. Definicja i rodzaje fali wezbraniowej.....	74
4.3.2. Podstawowe cechy fali wezbraniowej.....	75
4.3.3. Ochrona przed powodzią.....	78
4.3.4. Parametry powodzi lat ubiegłych	83
4.3.4.1. Rok 1960.....	83
4.3.4.2. Rok 1970.....	86
4.3.4.3. Rok 1997.....	88
4.4. Anomalie przepływów	91
4.5. Podsumowanie i wnioski.....	101
Rozdział 5. Hydrogeologia	102
5.1. Wstęp.....	102
5.2. Rodzaje i poziomy występowania wód podziemnych doliny rzecznej	102
5.3. Wpływ wód powierzchniowych na wody podziemne doliny aluwialnej	113
5.4. Wahania zwierciadła wody podziemnej	116
5.4.1. Zasięg oddziaływania wód wezbraniowych.....	116
5.4.2. Przykłady oddziaływania wód wezbraniowych na wody podziemne.....	119
5.4.2.1. Rzeka góraska.....	119
Enns (Austria)	119
5.4.2.2. Rzeka wyżynna	121
Scioto (USA, Ohio)	121
Wisła	122
5.4.2.3. Rzeka nizinna.....	124
Dolny Ren.....	124
Warta.....	125
Wisła	128
5.5. Podsumowanie i wnioski.....	129
Rozdział 6. Badania terenowe: opis i interpretacja graficzna	131
6.1. Wstęp.....	131
6.2. Metodyka badań terenowych.....	131
6.3. Sposoby interpretacji danych	134
6.4. Opady atmosferyczne w trakcie kampanii pomiarowych.....	136
6.5. Wisła drenująca, Wisła infiltrująca	137
6.5.1. Wezbranie z lipca 2000 roku	137
6.5.2. Niżówka.....	138
6.5.3. Wezbranie z 2004 roku.....	140
6.6. Korelacja Wisła – wody gruntowe	150

6.6.1. Rzędna lustra wód Wisły i wody gruntowej w czasie niżówki hydrologicznej.....	150
6.6.2. Różnica między stanem najniższym a najwyższym zwierciadła wody gruntowej.....	151
6.6.3. Kulminacje.....	153
6.6.4. Brak korelacji lub jej zaburzenia	155
6.7. Podsumowanie i wnioski	158
Rozdział 7. Zjawisko retencji	160
7.1. Wstęp.....	160
7.2. Zjawisko retencji – wprowadzenie teoretyczne.....	160
7.3. Obliczenia	163
7.3.1. Dopływ filtracyjny	163
7.3.1.1. Równanie Boussinesqa	163
7.3.1.2. Schemat Dupuita	169
7.3.2. Obliczenia retencji.....	173
7.3.2.1. Wzór Skibniewskiego	173
7.3.2.2. Porównanie map hydroizohips	178
7.4. Podsumowanie i wnioski	184
Rozdział 8. Transformacja fali wezbraniowej.....	187
8.1. Wstęp.....	187
8.2. Podstawy teoretyczne	188
8.3. Obliczenia transformacji fali wezbraniowej	189
8.3.1. Koryto Wisły na odcinku Zawichost–Puławy.....	189
8.3.2. Koryto Wisły na odcinku Puławy–Warszawa	192
8.4. Wnioski	196
Rozdział 9. Podsumowanie i wnioski końcowe	198
Bibliografia.....	202
Literatura zwarta	202
Strony internetowe.....	210
Załącznik 1. Tabele	211
Załącznik 2. Objętości i pola powierzchni obszaru Doliny Środkowej Wisły	289
Załącznik 3. Wykresy	297

Streszczenie

Rozprawa dotyczy zjawiska retencji gruntowej i sposobu oraz skali jej oddziaływania na przebieg procesu transformacji fali wezbraniowej. Badanie tego zagadnienia przeprowadzono w Dolinie Środkowej Wisły na odcinku od Puław do Magnuszewa, na obszarze 298 km². Szerokość badanego fragmentu Doliny dochodzi do 9 km. Dno Doliny wypełniają piaski i żwiry akumulacji rzecznej, tworzące warstwę wodonośną o znacznej miąższości. Cała długość współczesnego koryta Wisły na tym odcinku zabudowana jest wałami przeciwpowodziowymi. Jednakże dzięki osadom przepuszczalnym istnieje ścisły kontakt wód Wisły z wodami gruntowymi obszaru zawala.

Celem pracy była ocena ilości i tempa gromadzenia się wody w warstwach wodonośnych doliny rzecznej w trakcie przejścia fali wezbraniowej. Zagadnienie to jest szczególnie ważne w kwestii ochrony przeciwpowodziowej niżej położonych odcinków rzeki.

Pierwsza część rozprawy zawiera analizę budowy geologicznej podłoża badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły. Do określenia rodzaju osadów tworzących warstwę wodonośną wykorzystano dane udostępnione przez Bank Danych Państwowego Instytutu Geologicznego. Na ich podstawie wykreślono mapę rozkładu miąższości i wodoprzepuszczalności osadów przepuszczalnych.

Zasadniczą część rozprawy stanowią badania relacji pomiędzy rzędnymi wód Wisły a poziomami wód gruntowych w charakterystycznych pod względem hydrologicznym okresach. Na podstawie danych zebranych w trakcie 4-letnich pomiarów terenowych określono w sposób ilościowy możliwość retencjonowania wód rzecznych przez dolinowe osady przepuszczalne.

Ostatnia część pracy omawia tytułowe zagadnienie wpływu retencji gruntowej na proces transformacji fal wezbraniowych. Rzeczywiste zmiany parametrów fal określono na podstawie danych na temat przebiegu dużych powodzi w okresie ubiegłego stulecia. Wielkość gruntowej retencji dolinowej z okresu prowadzonych badań porównano ze średnią wartością transformacji na dwóch odcinkach Wisły, tj. od Zawichostu do Puław, określonym jako koryto „małochłonne”, oraz od Puław do Warszawy, którego część stanowi badany odcinek od Puław do Magnuszewa.

Do rozprawy dołączono trzy załączniki, na które składają się tabele, szczegółowe wyniki obliczeń oraz wykresy przedstawiające związki wód Wisły z wodami podziemnymi.

Abstract

The dissertation covers the phenomena of groundwater storage, its effect on the flood wave transformation process and the magnitude of this effect. This issue was studied in the Middle Vistula River Valley, along the section from Puławy to Magnuszew, on an area of 298 sq. km. The maximum width of the area covered by the study was 9 kilometers. The bottom of the valley is filled with fluvial deposits – sand and gravel, forming a thick aquifer. There are flood banks along the entire existing stream bed. However, owing to permeable sediments, the waters of the Vistula River remain in direct contact with the groundwater in the area outside the flood banks.

The objective of the study was to assess the volume and rate of water accumulation in the aquifers of the river valley during flood wave movement. This issue is particularly important in respect to flood protection of the lower river sections.

The first part of the dissertation includes an analysis of the geological structure of the substrate in the fragment of the Middle Vistula River Valley covered by the study. The data used to determine the type of sediments which constitute the aquifer was made available by the Database of the Polish Geological Institute. Based on this data, thickness distribution and water permeability were mapped for permeable deposits.

The core section of the dissertation contains a study of the relations between the elevations of the Vistula River water and groundwater level in hydrologically significant periods. Based on data obtained during four years of field measurements, the river water storage capacity was determined quantitatively for permeable sediments of the valley.

The final section of the dissertation discusses the key theme of the effect of groundwater storage on the flood wave transformation process. Actual changes in wave parameters were determined based on the data on substantial flood events in the last century. The volume of valley storage in the period covered by the study was compared against average transformation values for two sections of the Vistula River, i.e. from Zawichost to Puławy, which is described as a river bed with a low absorption capacity, and from Puławy to Warsaw, which includes the section covered by the study, i.e. from Puławy to Magnuszew.

Three appendices are added to this dissertation, consisting of tables, detailed calculation results and charts reflecting the relations between the waters of the Vistula River and groundwater.

Rozdział 1

Wstęp

1.1. Przedmiot i teza pracy

Obszary dolin rzecznych co pewien czas nawiedzane są przez powodzie. Należą one zazwyczaj do zjawisk katastrofalnych, niszczących nie tylko mienie, ale często również zagrażających życiu ludzkiemu. Coraz większe, ostatnimi czasy, rozmiary powodzi powodowane są postępującym rozwojem cywilizacyjnym, zmianą sposobów użytkowania obszarów zlewni, a także jej urbanizacją.

Budynki oraz wyasfaltowane ulice ograniczają wsiąkanie w grunt wód pochodzących z opadów atmosferycznych, zwiększając tym samym wielkość spływu powierzchniowego. Woda odpływająca do koryta najbliższego odbiornika, którym zazwyczaj jest rzeka, zwiększa objętość płynącej w nim wody.

W przypadku rzeki naturalnej po przekroczeniu brzegów koryta woda rozlewa się na tereny zalewowe, powiększając powierzchnię przekroju przepływu wód powodziowych, co ma wpływ na zmniejszenie prędkości i obniżenie kulminacji fali wezbraniowej. W polskich warunkach większość rzek nizinnych jest częściowo zarówno uregulowana, jak też obwałowana. Kształt fali powodziowej w korycie o zmniejszonym przekroju poprzecznym jest bardziej stromy, o większych wysokościach kulminacji i większych prędkościach ruchu niż przed obwałowaniem. Takie koryto rzeczne współcześnie często nie jest w stanie pomieścić zwiększonej objętości wody wezbraniowej.

Długotrwałe parcie na wał przeciwpowodziowy oraz częste przelewanie się wody wezbraniowej przez jego koronę prowadzi niejednokrotnie do rozmycia budowli, nawet na jej długich odcinkach. Na pogorszenie stateczności wałów wpływa również często skoncentrowana filtracja wody przez korpus budowli lub przez jej podłoże.

W ramach modernizacji i napraw, oprócz podwyższania wałów przeciwpowodziowych, stosuje się niekiedy pionowe przesłony przeciwfiltracyjne, które oprócz poprawy bezpieczeństwa budowli ziemnej, całkowicie lub w znacznym

stopniu odcinają niestety połączenie wód rzecznych od wód gruntowych terenów zawala, pomniejszając tym samym ich retencję gruntową.

Retencja jest zjawiskiem czasowego gromadzenia wody na powierzchni terenu lub w gruncie. W warunkach naturalnych ma ona istotne znaczenie w procesie transformacji fali wezbraniowej. Proces ten polega na stopniowym zmniejszaniu się kulminacji, prowadzącym do spłaszczenia fali. Transformacja zależy głównie od parametrów geometrycznych koryta oraz doliny rzecznej, przede wszystkim szerokości, dlatego największy udział w tym procesie ma retencja dolinowa.

Retencja powierzchniowa dolin rzek nizinnych, najczęściej zabudowanych systemami wałów przeciwpowodziowych, jest obecnie znacznie zmniejszona. Ważną rolę w procesie transformacji fali wezbraniowej być może przejmuje retencja gruntowa. Sypkie osady aluwialne, wypełniające dno dolin rzecznych, stanowią dobre połączenie hydrauliczne pomiędzy wodami rzeczными a wodami gruntowymi, zwłaszcza obszarów zawala.

Chociaż objętość retencjonowanej wody w gruncie stanowi tylko niewielki procent objętości retencji powierzchniowej, jednak zjawisko to ma istotny wpływ na zmniejszenie kulminacji przepływu. Ograniczenie lub zredukowanie do minimalnego poziomu retencji podziemnej może zwiększać zagrożenie powodziowe na niżej położonych odcinkach rzeki.

Najnowsze badania wskazują, że liczba i rozmiar przyszłych powodzi nie będą malały z biegiem czasu, a wręcz odwrotnie. Do najczęściej wykorzystywanych metod zapobiegania powodziom należą zbiorniki retencyjne, przejmujące pewną objętość fali, oraz „niesterowalne” wały przeciwpowodziowe. Na odcinkach nizinnych zazwyczaj nie jest racjonalne tworzenie zbiorników, a większość odcinków rzek jest już zabudowana systemami wałów. Warto więc określić udział retencji gruntowej, która w dzisiejszych czasach może stanowić naturalny sposób zapobiegania powodziom.

Tezą niniejszej pracy jest stwierdzenie, że sypkie aluwia o znacznej miąższości, zdeponowane przez wody dawnej Wisły w wyniku procesów geologicznych i korytotwórczych na obszarze współczesnego zawala, lecz połączone z międzywałem, mają zdolność odebrania takiej ilości wody, która wpływa na transformację fali wezbraniowej. Celem pracy jest ocena możliwości retencyjnych tych osadów.

Badania nad możliwościami gromadzenia wody w trakcie przejścia fali wezbraniowej przeprowadzono w Dolinie Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew. Obszar ten, o powierzchni 298 km², położony jest na poł-

dnie od Warszawy. W wyniku procesów geomorfologicznych i korytowych na przestrzeni dziejów powstała dolina rzeczna o średniej szerokości dochodzącej do 9 km, której dno jest wypełnione piaskami i żwirami akumulacji rzecznej, tworzącymi warstwę wodonośną o znacznej miąższości.

1.2. Zakres pracy

W celu wykazania prawidłowości postawionej tezy o dużym wpływie osadów przepuszczalnych na zjawisko transformacji fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Puław do Magnuszewa przeprowadzono analizę budowy geologicznej podłoża doliny rzecznej. Do określenia rodzaju osadów tworzących warstwę wodonośną wykorzystano dane udostępnione przez Bank Danych Państwowego Instytutu Geologicznego. Na ich podstawie wykreślono mapę rozkładu miąższości i wodoprzepuszczalności osadów przepuszczalnych, a także obliczono wartości średnie, charakterystyczne dla badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły.

Relacje pomiędzy Wisłą a wodami gruntowymi były możliwe do ustalenia po przeprowadzeniu badań terenowych w charakterystycznych pod względem hydrologicznym okresach. Badania polegały na zmierzeniu położenia zwierciadła wody gruntowej w wybranych punktach pomiarowych oraz lustra wody w Wiśle wzdłuż badanego odcinka rzeki. Na podstawie zebranych danych obliczono możliwości magazynowania wody przez osady przepuszczalne.

Istotną część pracy stanowi omówienie tytułowego zagadnienia wpływu retencji gruntowej na proces transformacji fal wezbraniowych. Rzeczywiste zmiany parametrów fal określono na podstawie danych na temat przebiegu dużych powodzi w okresie ubiegłego stulecia. Wielkość gruntowej retencji dolinowej z okresu prowadzonych badań porównano ze średnią wartością transformacji fali wezbraniowej na dwóch odcinkach Wisły, tj. od Zawichostu do Puław, określonym jako koryto „małochłonne”, oraz od Puław do Warszawy, który uwzględnia badany odcinek od Puław do Magnuszewa.

Dodatkowo zebrano informacje o warunkach atmosferycznych, jakie panowały przed i w trakcie badań terenowych. Miało to na celu określenie ich ewentualnego wpływu na stany wód podziemnych i lustra wody w Wiśle.

Badane zagadnienia przedstawiono w odpowiednich rozdziałach, które przynależą do głównych dziedzin nauki, tj. geologii, hydrologii oraz hydrogeologii, jednakże analizę zebranych danych wyodrębniono do osobnych rozdziałów.

W części ogólnej podano szczegółowy opis fragmentu Doliny Środkowej Wisły. Przedstawiono w nim jego położenie geograficzne, z uwypukleniem cech

charakterystycznych, warunki klimatyczne, hydrografię, formy geomorfologiczne oraz w dużym skrócie budowę geologiczną i hydrogeologię.

W kolejnej części na podstawie informacji zawartych w literaturze przedmiotu oraz danych z Państwowego Instytutu Geologicznego opracowano szczegółowy opis budowy geologicznej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły. Omówiono poszczególne warstwy geologiczne, począwszy od głębszych utworów kredowych, poprzez osady trzeciorzędowe, aż do warstwy czwartorzędowej. Następnie skoncentrowano się na warstwie wodonośnej, zbudowanej głównie z osadów aluwialnych czwartorzędowych oraz z trzeciorzędowych piasków pochodzenia morskiego. Wyznaczono miąższość warstwy przepuszczalnej, wraz z obliczeniem wartości średniej, co następnie zobrazowano w postaci graficznej. Możliwości filtracyjne warstwy wodonośnej pozwolił określić współczynnik filtracji oraz zależny od niego wskaźnik przewodności hydraulicznej, nazywany wodoprzepuszczalnością gruntu. Wyznaczenie ostatniego z nich umożliwiło przedstawienie rozkładu przepuszczalności warstwy w postaci graficznej.

Następny rozdział stanowi omówienie zagadnień hydrologicznych. Zawiera on głównie wiadomości teoretyczne zaczerpnięte z literatury fachowej. Omówiono zagadnienie bilansu wodnego wraz ze szczegółowym omówieniem jego składników oraz problem fali wezbraniowej lub powodziowej – definicję zjawiska, składniki oraz metody zapobiegania. Dodatkowo podano charakterystykę wybranych powodzi występujących w ubiegłym stuleciu. Poruszono również kwestię anomalii przepływu, charakteryzujących odcinek Wisły od Puław do Warszawy.

Kolejna część zawiera zagadnienia hydrogeologiczne. Przedstawiono rodzaje wód podziemnych oraz systemy, w jakich one występują. Szczegółowo opisano związek wód gruntowych z wodami rzecznyymi, wraz z podziałem na rzekę drenującą i infiltrującą. Podano czynniki wpływające na wahania zwierciadła wód podziemnych, z naciskiem na relację wody podziemne – wody rzeczne. Dodatkowo przeanalizowano wyniki badań uzyskanych przez innych naukowców.

Następne dwa rozdziały stanowią interpretację wyników zebranych podczas badań terenowych, przeprowadzonych podczas czterech charakterystycznych kampanii pomiarowych. Dużo miejsca przeznaczono na szczegółowy opis metodyki wykonywanych badań oraz przygotowania zebranych danych do dalszej analizy. Przedstawiono tu również dane na temat opadów atmosferycznych, otrzymane z internetowej strony meteorologicznej Warszawa-Ursus oraz Lotniskowego Biura Meteorologicznego w Dęblinie.

Pierwszy z rozdziałów poświęconych analizie danych zawiera omówienie interpretacji graficznej, tj. wykresów ilustrujących związek wód gruntowych z poziomem wód Wisły w danym kilometrze rzeki, a także map hydroizohips. Natomiast drugi rozdział stanowi analizę obliczeń przeprowadzonych na podstawie zebranych danych. Wyznaczono jednostkowe przepływy filtracyjne za pomocą schematów Boussinesqa i Dupuita. Najważniejsze obliczenia związane były z określaniem możliwości retencyjnych fragmentu Doliny Środkowej Wisły. Przeprowadzono je dwiema metodami.

Ostatnia część jest związana z zagadnieniem transformacji fali wezbraniowej. Zamieszczono tu krótkie omówienie problemu. Obliczono średnie wartości transformacji fali powodziowej. Dane uzyskano z monografii dużych powodzi oraz roczników hydrologicznych. Analizowano dwa odcinki Wisły: Zawichost–Puławy oraz Puławy–Warszawa. Do analizy procesu transformacji fali wezbraniowej wykorzystano również wyniki obliczeń objętości retencji gruntowej. Retencja osadów wodonośnych wyrażona w jednostce czasu dała odpowiedź na postawioną tezę o wpływie gruntów przepuszczalnych na zjawisko transformacji fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Puław do Magnuszewa.

Wnioski końcowe, w odróżnieniu od podsumowania każdego rozdziału, stanowią tylko najważniejsze stwierdzenia dotyczące oceny wpływu retencji osadów przepuszczalnych na transformację fali wezbraniowej.

1.3. Dotychczasowe badania nad problemem retencji gruntowej

Zagadnienie retencji gruntowej dolin rzecznych w literaturze jest omawiane w sposób niewystarczający lub wręcz znikomy. Definicja retencji oraz podział i krótka charakterystyka każdego rodzaju tego zjawiska zamieszczone są w większości podręczników dotyczących hydrologii ogólnej i stosowanej (Byczkowski; Dębski; Dynowska, Tłałka; Ozga-Zielińska, Brzeziński).

Bardziej szczegółowe informacje zawierające rzeczywiste dane można znaleźć tylko w śladowej ilości (Gutry-Korycka, Gąsowska). Prawdopodobnie wynika to z dwóch powodów. Pierwszym z nich jest pomijanie zagadnienia retencji gruntowej jako nieistotnego w kwestii powodziowej. Drugim powodem jest brak dostępności danych lub trudność w ich uzyskaniu za pomocą badań terenowych – zazwyczaj duży obszar badań, trudna do określenia budowa geologiczna, niedostępność miejsc, w których potrzebne byłoby wykonanie pomiarów wody gruntowej itp.

Mimo braku informacji na temat retencji gruntowej bardzo przydatne w dalszej analizie zagadnienia okazały się dane z badań prowadzonych nad fil-

tracją korytową i pojemnością brzegową (Chen, Chen; Gutry-Korycka, Gąsowska; Hunt; Schubert; Squillace; Wett, Jarosch, Ingerle). Mimo że rozważania nad tą tematyką dotyczą zazwyczaj przepływów filtracyjnych i mniejszych objętości magazynowanej wody, a często wręcz zjawisko filtracji jest rozpatrywane pod zupełnie innym kątem, tj. procesów biologicznych i/lub chemicznych (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski; Bourg, Bertin; Falkowska; Krogulec, Massmann), pozwalają przypuszczać, że rola retencji gruntowej w procesie transformacji fali wezbraniowej staje się bardziej doceniana i w przyszłości będzie omawiana szerzej.

Zjawiskiem odwrotnym do retencji gruntowej, czyli procesu gromadzenia wody, jest odpływ podziemny, będący zarazem najbardziej znaczącym składnikiem bilansu wodnego (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski; Bieniaszewska; Dębski; Jokiel; Kiciński; Orsztynowicz; Pietrygowa; Radczuk, Szarska; Tarka). Bilans wodny wykazuje często anomalie przepływów rzecznych, które są spowodowane m.in. przez oddziaływanie gruntów przepuszczalnych wypełniających dno doliny rzecznej (Cisło, Paślawski, Olejnik, Skibniewski).

Analiza budowy geologicznej podłoża wraz z rozpatrzeniem procesów geomorfologicznych, sedymentologicznych i korytotwórczych, prowadzących do powstania tego typu osadów i form przez nie utworzonych, pozwala określić zależności pomiędzy wodami rzeczными i wodami podziemnymi oraz również wyznaczyć czynniki zaburzające ten kontakt hydrauliczny (Allen; Biernacki; Falkowski; Frankowski; Gradziński; Karabon; Kraużlis; Laskowski; Maruszczak; Mc Kee, Crosby, Berryhill; Myślińska; Nanson, Smith; Starkel; Williams, Rust; Kęsik). Przy dobrym połączeniu hydraulicznym zasięg takiego oddziaływania wynosi kilka kilometrów (Alden, Munster; Bajkiewicz-Grabowska; Chełmicki; Gutry-Korycka, Gąsowska; Nortz, Bair, Ward, White; Perek; Sophocleous; Steger; Vekerdy, Meijerink; Workman, Serrano, Liberty).

Relacje wód rzecznych i podziemnych uwzględnia się podczas modelowania matematycznego. Ruch wody na długich odcinkach rzecznych oparty jest na 1-wymiarowym równaniu Saint-Venanta, natomiast ruch wód podziemnych na 3-wymiarowym Richardsa. Połączenie tych dwóch problemów jest niezwykle ważnym zagadnieniem, rozpatrywanym od bardzo dawna. Powstało wiele programów komputerowych, które dość poprawnie rozwiązują problem hydrauliki zwierciadła wód podziemnych w połączeniu z lustrem wody powierzchniowej (Kot, Szymkiewicz; Malinger; Mujumdar; Perkins, Koussis; Rungø, Olesen; Sawicki; Strupczewski, Kundzewicz; Sukowski, Polańska; Szymanko).

* * *

Największy udział w tworzeniu niniejszej pracy miał Pan dr inż. Piotr Kuźniar. Gdyby nie pomysł, pomoc w badaniach terenowych oraz krytyczne uwagi merytoryczne ta praca w ogóle by nie powstała. Serdecznie dziękuję.

Dziękuję również prof. dr hab. inż. Stanisławowi Pisarczykowi za cierpliwość w oczekiwaniu na efekt końcowy, mgr inż. Mirosławowi Danilewiczowi za ciepłe podejście i rady dotyczące wstępu i podsumowania, dr Magdalenie Pałys za uwagi od strony geologicznej. Poza tym oczywiście dziękuję Rodzicom i Darkowi Górskiemu – za wszystko... oraz innym osobom, które mnie w jakikolwiek sposób wsparły.

Rozdział 2

Obszar badań

2.1. Położenie

Obszar badań, położony jest około 100 km na południe od Warszawy, na Nizinie Środkowopolskiej, a dokładniej – na Nizinie Środkowomazowieckiej. Nazywany jest Doliną Środkowej Wisły. Graniczy on od południa z Równiną Kozienicką, północy – Równiną Garwolińską, północnego wschodu – Wysoczyzną Żelechowską, a od wschodu – z Pradoliną Wieprza i Wysoczyzną Lubartowską¹. Leży pomiędzy 51°24'41,49" a 51°46'1,07" szerokości geograficznej północnej oraz pomiędzy 21°23'15,25" a 21°57'22,64" długości geograficznej wschodniej (rys. 2.1.).

Początek Doliny Środkowej Wisły znajduje się w km 370 w miejscowości Puławy, gdzie jednocześnie kończy się Małopolski Przełom Wisły, kraina geograficzna leżąca na zakończeniu Wyżyny Lubelskiej². Do tego miejsca średnia szerokość doliny rzecznej wynosi około 3 km, co wynika z budowy geologicznej.

Małopolski Przełom Wisły zaczął tworzyć się w preglacjale; wtedy to silnie rozwinęła się erozja i akumulacja oraz powstała sieć odpływu z Wyżyn na przedpole północne. Wisła, niosąca dużo wody z Karpat, rozcięła w tym okresie wał metakarpacki, tworząc wyraźną i wąską bruzdę pomiędzy Zawichostem a Puławami. Współczesna bruzda, tworząca dolinę Wisły, zbudowana ze skał jurajskich i kredowych, osiąga głębokość 50–80 m i szerokość 1–3 km. Największa część doliny znajduje się w końcowym odcinku, czyli przed Puławami,

¹ J. Kondracki, *Geografia regionalna Polski*, wyd. II popr., Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa 2000, mapa *Regiony fizycznogeograficzne*.

² **Przełomem** nazywamy odcinek doliny, w którym rzeka przedziera się przez spiętrzone na jej drodze wzniesienie. Może ono być wysokim garbem, płatem wyżynnym lub grzbieciem, a nawet łańcuchem górskim. Powyżej i poniżej przełomu rzeka płynie zazwyczaj leniwie i kręto, wijąc się w obrębie szerokiej doliny, rozległej kotliny lub płaskiej niziny. Natomiast w przełomie spadek rzeki jest większy, dno doliny – wąskie, a zbocza – strome i często urwiste. Za: M. Klimaszewski, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa 1978, s. 445.



Rys. 2.1. Poglądowa mapa obszaru badań (wg Mapy Polski)

i wynika to z występowania odpornych na erozję skał opoki i gezy³. Utwory kredowe znajdują się bezpośrednio pod warstwą gleby lub zalegają na niewielkiej głębokości od powierzchni terenu i przykryte są przepuszczalnymi osadami czwartorzędowymi.

³ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Puławy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1998, s. 38; A. Kęsik, *Wisła w przełomie przez wyżyny*, w: *Z biegiem Wisły*, red. nauk. C. Kolago, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, s. 189, 193.

Opoka – skała węglanowa, bogata w krzemionkę pochodzenia organicznego. Jest to odmiana wapienia lub marglu. Opoka, która zawiera liczne szczątki organizmów krzemionkowych nazywana jest **gezą wapienną**. W. Ryka, A. Maliszewska, *Słownik petrograficzny*, wyd. II popr., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1991, s. 255. **Geza** – osad, zbudowany z dwóch podstawowych składników: detrytycznego kwarcu i organogenicznej krzemionki (zazwyczaj pochodzenia gąbkowego). Niektóre zawierają znaczną ilość węgla wapnia, niekiedy także glaukonit i substancję ilastą; wg <http://www.ar.wroc.pl/~weber/gezy.html> z 18.07.2005.

Poniżej Puław następuje gwałtowna zmiana w geomorfologii terenu i szerokość doliny Wisły znacznie się zwiększa. W okolicach Dębłina osiąga ona około 9 km⁴. Powstanie tak szerokiej doliny związane było z ociepleniem się klimatu po zlodowaceniu Warty, które spowodowało bardzo silną erozję wgłębną w dolinie rzeki, a następnie akumulację i erozję boczną. Dolina Wisły w tamtym okresie miała taką samą szerokość, jaką ma współcześnie⁵.

Utwory kredowe badanego odcinka Doliny Środkowej Wisły zostały przykryte przez osady trzecio- i czwartorzędowe. Wpływ na to miały procesy korytotwórcze, które przez tysiąclecia zachodziły na tym obszarze.

Wisła w pewnych okresach była rzeką meandrującą, która płynęła w dość regularnie wyprofilowanym korycie o wyrównanych przepływach. W innych epokach stawała się natomiast rzeką roztokową, kiedy to koryto dzieliło się na wiele odnóg z licznymi wyspami pomiędzy nimi. Rzeką tego typu charakteryzowała się głębokimi niżówkami oraz bardzo gwałtownymi przepływami wezbrańowymi. Zarówno podczas powodzi, jak i stanów niskich Wisła transportowała olbrzymie ilości rumowiska wlezonego i unoszonego.

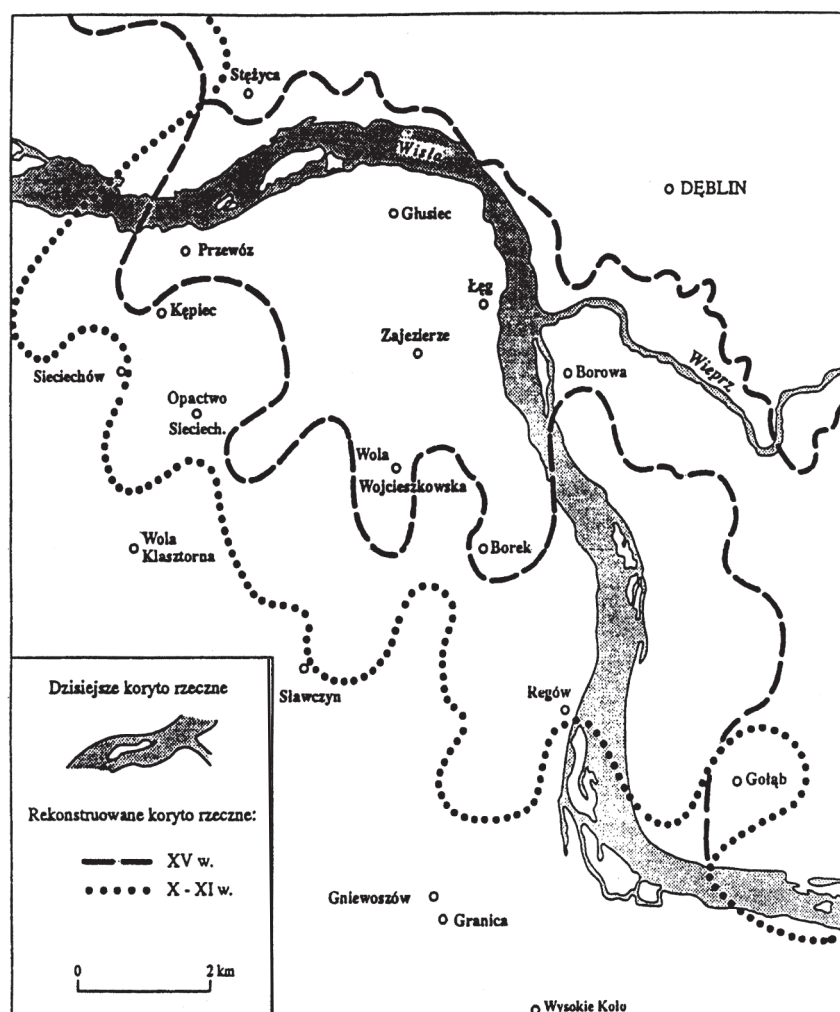
Najgrubsze ziarna rzeka transportowała podczas powodzi, osadzając je podczas fazy opadania, kiedy malała prędkość przepływu. Podczas stanów niskich naniesione osady tworzyły barierę uniemożliwiającą przeprowadzenie wód przez rzekę. W takich okresach Wisła wielokrotnie przerzucała swoje koryto w inne, bardziej dogodne miejsca (rys. 2.2. i 2.3.)⁶, czym doprowadzała do dalszego osadzania rumowiska oraz poszerzania doliny rzecznej. Dzisiejsza dolina rzeczna, o znacznej szerokości, jest wypełniona bardzo dobrze przepuszczalnymi osadami, które wpływają na przebieg zjawisk hydrologicznych i hydrogeologicznych tego obszaru.

Badany fragment obszaru Doliny Środkowej Wisły kończy się w km 440 w okolicach miejscowości Magnuszew, kilka kilometrów przed ujściem rzeki Pilicy. To również jest punkt charakterystyczny. Stanowi on zakończenie Doliny

⁴ Według Leszka Starkela dno doliny na odcinku Puławy–Magnuszew waha się w granicach 13–16 km. L. Starkel, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Warszawa 2001, s. 107.

⁵ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusze Puławy*, s. 40.

⁶ Więcej o przebiegu dawnych koryt Wisły w: H. Maruszczak, *Naturalne tendencje zmian krajobrazu Polski Środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci*, „Acta Geographica Lodziensia”, nr 74, 1998; M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta Wisły Środkowej na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej*, praca magisterska, Warszawa 2001.

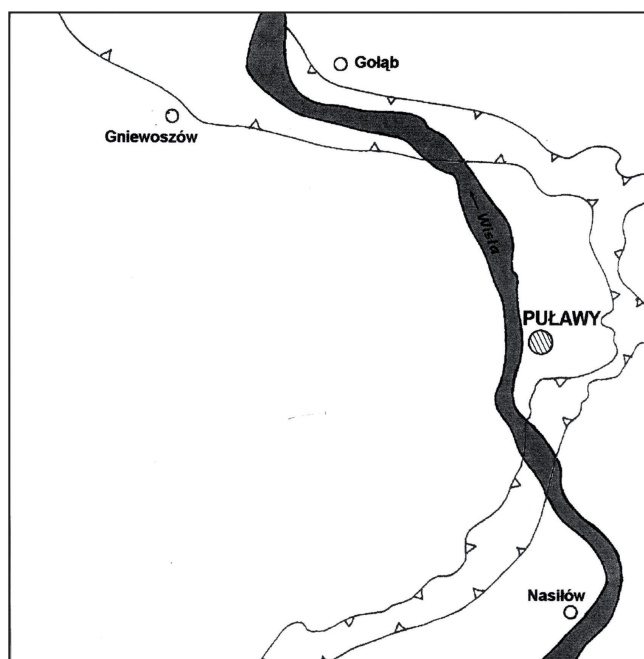


Rys. 2.2. Zmiany koryta i biegu Wisły Środkowej w czasach historycznych (wg H. Maruszczaka, *Naturalne tendencje zmian krajobrazu Polski Środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci*, „Acta Geographica Lodziensia”, nr 74, 1998)

Maciejowickiej, położonej na prawym brzegu Wisły. Dolina ta jest jakby lustrzanym odbiciem nieco większej Doliny Gniewoszewsko-Kozienickiej, leżącej na przeciwnym brzegu, kilka kilometrów w górę rzeki.

Granicami bocznymi badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły są szosy Warszawa–Góra Puławska na brzegu lewym i Warszawa–Puławy na brzegu prawym. Znajdują się one na tarasach nadzalewowych, które wznoszą się 5–20 m nad poziom rzeki⁷. Całość doliny rzecznej wraz z korytem na odcinku Puławy–Magnuszew zajmuje powierzchnię 298 km². Rysunek 2.4. przedstawia mapę poglądową badanego obszaru.

⁷ Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Kozienice (673), maszynopis, Warszawa 1997, s. 5.



Rys. 2.3. Przebieg zagrzebanej doliny Wisły w okolicach Puław (wg Sobolewskiego, za: A. Sokołowski, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Puławy (710), maszynopis, Warszawa 2000)

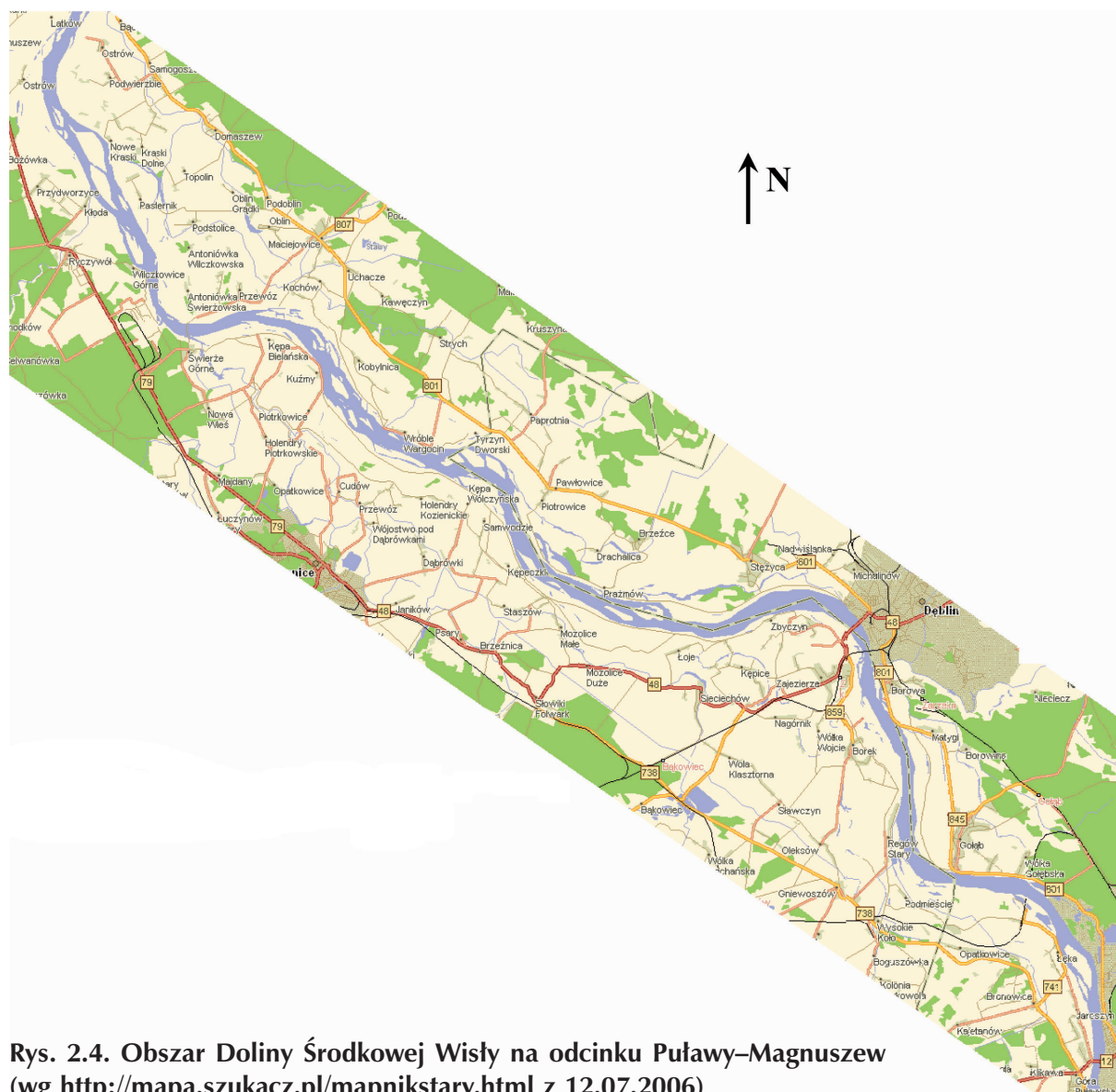
Administracyjnie Dolina Środkowej Wisły prawie w całości należy do województwa mazowieckiego, tylko jej południowy brzeg – do województwa lubelskiego. Znajduje się na terenach następujących powiatów i gmin: kozienickiego z gminami w Kozienicach, Gniewoszowie, Sieciechowie i Magnuszewie, garwolińskiego z gminą w Maciejowicach, ryckiego z gminami w Dęblinie i Stężycy oraz puławskiego z gminą w Puławach⁸.

2.2. Warunki klimatyczne

Dolinę Środkowej Wisły pod względem klimatu zakwalifikowano do Regionu Wschodniomałopolskiego. Jest to jeden z większych regionów klimatycznych na obszarze Polski. Oprócz Doliny obejmuje on wschodnią część Wyżyny Małopolskiej, zachodni fragment Wyżyny Lubelskiej i południowy brzeg Niziny Mazowieckiej. Panujące stosunki klimatyczne są podobne do tych z Regionu Zachodniomałopolskiego, leżącego w zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. Warszawa, z której pochodzi część danych dotyczących opadów atmosferycznych, leży w Regionie Środkowomazowieckim.

Bardzo ważnym elementem pogody, który spełnia istotną rolę w kształtowaniu stosunków klimatycznych danej miejscowości lub obszaru, jest usłonecz-

⁸ http://www.stat.gov.pl/dane_spol-gosp/ludnosc/stan_struk_teryt/2005/30_06/Tablica8.xls z 22.11.2006.



Rys. 2.4. Obszar Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew (wg <http://mapa.szukacz.pl/mapnikstary.html> z 12.07.2006)

nienie. Średnia roczna wartość usłonecznienia w Puławach wynosi 4,2 godz./dobę, w Warszawie – 4,4, natomiast w Kozienicach waha się w granicach 4,2–4,4. Najmniejsze usłonecznienie notuje się w grudniu i wynosi odpowiednio: 1,1, 0,9 oraz 1,0–1,2 godz./dobę, natomiast największe wartości w czerwcu: 7,4, 8,0 i 7,6–7,8 godz./dobę⁹.

Kierunki wiatru są uzależnione głównie od kierunku przemieszczania się mas powietrza. Notowane są one w przyziemnej warstwie atmosfery, a rzeźba

⁹ **Usłonecznienie** jest to czas bezpośredniego dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Jego wielkość jest uzależniona głównie od długości dnia i wielkości zachmurzenia ogólnego. A. Woś, *Klimat Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 1999, s. 32–33; <http://www.kozienice.pl/index.php?id=307> z 3.08.2006.

terenu tylko w niewielkim stopniu modyfikuje kierunek wiatru, co jest cechą charakterystyczną dla obszarów górskich. W Dolinie Środkowej Wisły przeważają wiatry z kierunku zachodniego, stanowiące w półroczu letnim 35%. Wiatry północne pojawiają się maksymalnie w 30%, wschodnie – 15%, a południowe – 20%. Nieznacznie zmienia się to w półroczu zimowym – odpowiednio: 30, 20, 25 i 25%, jednakże nadal przeważają wiatry z kierunku zachodniego¹⁰.

Kolejnym istotnym elementem klimatycznym jest temperatura powietrza. Na obszarze Doliny Środkowej Wisły średnia temperatura kształtuje się następująco:

- styczeń – -4°C,
- kwiecień – 7°C,
- lipiec – 17°C,
- październik – 8°C,

Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7°C¹¹.

W stałym związku z temperaturą pozostaje wilgotność powietrza, która waha się w cyklu dobowym oraz rocznym. Średnia roczna wilgotność względna powietrza wynosi 79–81% (Warszawa – 79%), wykazując małe zróżnicowanie przestrzenne. Najwyższa wilgotność względna jest zimą (80–90%), a najniższa latem (70–78%)¹².

W Regionie Wschodniomałopolskim notuje się 252 dni z pogodą ciepłą, w tym 112 z opadem, 72 dni z pogodą przymrozkową (30 dni opadów) oraz 41 dni z pogodą typu mroźnego, w tym 18 dni opadów¹³.

Roczne sumy opadów na obszarze Doliny Środkowej Wisły wynoszą 550 mm, a średnie sumy opadów w półroczu letnim – 350–400 mm. Liczba dni z opadem większym niż 10 mm w Warszawie wynosi 11,6, a w Lublinie – 14. Z opadami letnimi wiążą się burze, których 70% występuje właśnie w tym sezonie, głównie w czerwcu i lipcu (3–10 dni w miesiącu). Liczba dni z burzą w ciągu roku wynosi 20. Opad śnieżny pojawia się w listopadzie, a zanika w kwietniu. Liczba dni z pokrywą śnieżną waha się w granicach 60–80, w tym z pokrywą o grubości 20 cm – mniej niż 10¹⁴.

¹⁰ A. Woś, *Klimat Polski...*, s. 67, 69–72.

¹¹ *Ibidem*, s. 80–81.

¹² <http://www.kozienice.pl/index.php?id=307> z 3.08.2006.

¹³ A. Woś, *Klimat Polski...*, s. 198–199, 204.

¹⁴ *Ibidem*, s. 123, 126, 131, 139, 143; <http://www.kozienice.pl/index.php?id=307> z 3.08.2006.

2.3. Hydrografia

Wisła jest rzeką o złożonym ustroju, charakteryzującym się zasilaniem opadowo-roztopowym z częstymi regularnie występującymi wczesnowiosennymi wezbraniem roztopowymi (marzec–kwiecień) oraz jesiennymi niżówkami (wrzesień–październik). Wezbrania letnie występują nieregularnie, głównie w lipcu–sierpniu, niekiedy w czerwcu lub wrześniu. Trwają zwykle krócej od wezbrań roztopowych.

Stany wody Wisły nie zawsze są kształtowane jej przepływami. Wysokie stany wody w okresach zimowych często nie są funkcją przepływu – ich wahania są uzależnione od zatorów śryżowych i śryżowo-lodowych. Dlatego też maksymalne stany wody wywołane zatorami są notowane podczas wezbrań zimowych, natomiast maksymalne przepływy w czasie wezbrań letnich¹⁵. Przepływy rzeczne Wisły Środkowej na badanym odcinku od Puław do Magnuszewa w latach 1961–2001 kształtują się następująco:

- dla wody najniższej zaobserwowanej (1993) – 97,7 m³/s,
- dla wody najwyższej zaobserwowanej (2001) – 7550 m³/s.

Różnica rzędnych dla zaobserwowanego stanu minimalnego i maksymalnego wynosi 618 cm¹⁶.

Fragment Doliny Środkowej Wisły, rozpoczynający się w kilometrze 370 (Puławy), a kończący się w km 440 (Magnuszew), obejmuje powierzchnię różnicową zlewni o wielkości około 14 400 km²¹⁷. Charakteryzuje się on spadkiem koryta rzeczno-wahającym się w granicach 0,212–0,286‰¹⁸ i średnim spadkiem zwierciadła wody 0,206–0,255‰¹⁹.

Wisła na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły ma charakter rzeki roztokowej. Rzeką tego typu wyróżnia się zmiennymi kierunkami biegu rozga-

¹⁵ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Wezbrania Wisły w Kotlinie Płockiej*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996, s. 39.

¹⁶ Wartości podano dla wodowskazu Puławy, zlokalizowanego w km 372,5 biegu Wisły. P. Kuźniar, *Hydrauliczna charakterystyka koryta Wisły Środkowej*, materiały seminarium „Wybrane zagadnienia hydrauliki wód śródlądowych”, Akademia Rolnicza, Poznań 2004, s. 24–25.

¹⁷ Wartość oszacowano porównując wielkość zlewni dla wodowskazów Puławy (km 372,5), Kłoda (km 432,3) i Mniszew (km 455). *Wodowskazy na rzekach Polski*, cz. II: *Wodowskazy w dorzeczu Wisły i na rzekach Przymorza na wschód od Wisły*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1972, s. 55–56.

¹⁸ L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 107.

¹⁹ P. Kuźniar, *Hydrauliczna charakterystyka koryta...*, s. 39.

łęziającego się koryta. Nurt rzeki przerzuca się z jednej strony koryta na drugą, podmywając w wielu miejscach krawędzie tarasów. Koryto cechuje się występowaniem dużej liczby piaszczystych wysp, które wielokrotnie zmieniają kształt i rozmiary (rys. 2.5.).



Rys. 2.5. Lewy brzeg Wisły w rejonie Przewozu (fot. M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska)

Wisła na odcinku od Puław do Gniewoszowa płynie ze wschodu w kierunku zachodnim, aby następnie zmienić bieg na północny. Za Dęblinem ponownie skręca w kierunku zachodnim. Na dalszych odcinkach rzeka wielokrotnie zmienia kierunki, płynąc najczęściej z południa na północ, z południowego wschodu na północny zachód lub ze wschodu na zachód.

Na rozpatrywanym odcinku Doliny Środkowej Wisły znajduje się kilka ujść dopływów:

– Kurówka, dopływ prawobrzeżny Wisły, o długości 50 km i powierzchni dorzecza 412 km², którego koryto w ujściowym odcinku zostało zmienione na skutek działalności człowieka – uchodzi niedaleko miejscowości Wólka Profelska dwiema odnogami, odległymi o 1,5 km od siebie²⁰;

²⁰ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusz Puławy*, s. 12; A. Kęsik, *Od Puław do ujścia Pilicy (84 km)*, w: *Z biegiem Wisły*, red. nauk. C. Kolago, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967, s. 278.

- Wieprz, również dopływ prawobrzeżny Wisły, o długości 312 km i powierzchni dorzecza równej 10 742 km², uchodzi do Wisły koło Dębłina²¹;
- Zagożdżonka, lewobrzeżny dopływ Wisły, o długości 108,7 km, tworzący w Puszczy Kozienickiej przełom przez zdenudowaną wysoczyznę, uchodzi do Wisły pod miejscowością Świerże Górne; charakteryzuje się przepływem przy wodzie średniej równym 0,4 m³/s; często zamiennie stosowana jest nazwa Łacha, co jest błędne, ponieważ Zagożdżonka bierze swój początek w Puszczy Kozienickiej, Łacha natomiast wpływa do niej w pobliżu miejscowości Wójtostwo pod Dąbrówkami i łączy się z Kanałem Gniewoszowsko-Kozienickim; istnieje również drugi ciek o nazwie Łacha, który jest odnogą Wisły przy miejscowości Łoje; taka sama nazwa cieków wynika stąd, że jeszcze w XIX wieku obie wymienione Łachy były ze sobą połączone²²;
- Przerzytka, prawobrzeżny dopływ Okrzejki, o długości 20,9 km; ma ona wody III klasy czystości²³;
- Radomka, lewobrzeżny dopływ Wisły, o długości 131,5 km, uchodzący w Ryczywole²⁴;
- Okrzejka, prawobrzeżny dopływ Wisły, o 56 km długości i 536 km² dorzecza, uchodzi w km 441 pod zmienioną nazwą: Bączycha; wody Okrzejki na całym odcinku Doliny Środkowej Wisły zaliczono do wód pozaklasowych zarówno pod względem bakteriologicznym, jak i fizykochemicznym²⁵.

Ponadto na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły występuje kilka cieków bez nazwy, liczne rowy melioracyjne (rys. 2.6.), z których największym jest Kanał Gniewoszowsko-Kozienicki o długości 24,3 km²⁶, przebiegający przez większą część lewobrzeżnego fragmentu Doliny Środkowej Wisły, oraz starorzecza znajdujące się na tarasach zalewowych Wisły.

²¹ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 279.

²² M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kozienice*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1996, s. 10; Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 5; M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta...*, s. 24–25; http://www.bgw.gov.pl/raporty/Raport_art5_OD_Wisly.pdf. z 2005.

²³ http://www.bgw.gov.pl/raporty/Raport_art5_OD_Wisly.pdf. z 2005; Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 5.

²⁴ http://www.bgw.gov.pl/raporty/Raport_art5_OD_Wisly.pdf. z 2005.

²⁵ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 284; J. Czerwińska-Tomczyk, A. Sadurski, *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Łaskarzew (636), maszynopis*, Warszawa 2002, s. 10.

²⁶ http://www.bgw.gov.pl/raporty/Raport_art5_OD_Wisly.pdf. z 2005.



Rys. 2.6. Rów melioracyjny z zastawką w okolicach Opatctwa (fot. M. Adamczyk)

Starorzecza często są zamulone i zarośnięte, jednakże wiele z tych o największej powierzchni stało się zbiornikami wody stojącej. Do największych tego typu jezior, jako pozostałości po płynącej Wiśle, należą lewobrzeżne: Jezioro Sieciechowskie lub inaczej nazywane Jezioro Czaple z wodami II klasy czystości, Rokitniak w pobliżu Oleksowa, Jezioro Kozienickie i Jezioro Opatkowickie (III klasa czystości), oraz prawobrzeżne: Nury, Borowiec, oba w okolicach Gołębia, Jezioro Palenickie k. Stężycy (II klasa czystości), Błonie i Jezioro Drachalskie (wody pozaklasowe), Konotopa w okolicach miejscowości Tyrzyn Dworski i Jezioro Oblińskie²⁷.

Na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły znajduje się też wiele zbiorników sztucznych, w postaci stawów hodowlanych, np. koło Kozienic

²⁷ Klasy czystości podane za: Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 5.

Rys. 2.7. Uszkodzona ostroga w rejonie Elektrowni Kozienice (fot. P. Kuźniar)



i Bąkowca, oraz zbiorniki retencyjne, np. Janików na rzece Krypiance, która jest dopływem Łachy – o powierzchni 1 ha i pojemności 59 000 m³, natomiast kilkanaście metrów poza granicami obszaru położona jest Hamernia w Kozienicach, zbiornik zlokalizowany na rzece Zagożdżonce, posiadający powierzchnię równą 0,97 ha i pojemność 11 000 m³²⁸.

Fragment Doliny Środkowej Wisły jest zabudowany wałami przeciwpowodziowymi o wysokości 4–6 m. Zmniejszają one szerokość koryta wielkich wód do około ¼ poprzecznego wymiaru doliny. Jedynie na kilku krótkich odcinkach nie ma obwałowań i jest to spowodowane bliskim sąsiedztwem krawędzi tarasu nadzalewowego. Taka sytuacja występuje na km:

²⁸ <http://www.kozienice.pl/index.php?id=308> z 3.08.2006.

- 372–374,5 – prawy brzeg (Puławy),
- 392–393 – prawy brzeg (Dęblin),
- 409–412 – prawy brzeg (Piotrowice),
- 425 – lewy brzeg (Świerże Górne),
- 427–437 – lewy brzeg (Wilczkowie Górne).

Wały przeciwpowodziowe, mające za zadanie chronić dolinę rzeki przed zalaniem, nie stanowią jednak wystarczającej bariery dla powodzi wiosennych, spowodowanych zatorami lodowymi, czy powodzi wywołanych obfitymi ulewami. Ślady po przerwaniach wałów widoczne są na mapach kartograficznych.

Do innych budowli hydrotechnicznych, zakwalifikowanych jako budowle regulacyjne, należą liczne tamy równoległe i ostrogi, które rozpoczęto wznosić już w latach 50. XIX wieku²⁹. Obecnie wiele z nich wymaga gruntownego remontu (rys. 2.7.).

2.4. Formy geomorfologiczne

Na obszarze Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew można wyodrębnić w rzeźbie formę lodowcową w postaci wysoczyzny ograniczającej badany teren. W Puławach rozpoczyna się ona na wysokości 125 m n.p.m., a w okolicy Magnuszewa od 100 m n.p.m. Najniższy punkt terenu znajduje się w korycie rzeczonym – na początku odcinka wynosi on około 114 m n.p.m., a na końcu około 96 m n.p.m. Deniwelacje terenu są stosunkowo niewielkie.

Oprócz formy lodowcowej na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły znajdują się również formy eoliczne (wydmy), denudacyjne (niewielkie stożki napływowe), utworzone przez roślinność (równina torfowa) oraz antropogeniczne (nasypy i wały przeciwpowodziowe). Jednakże główne formy występujące w dolinie, które powstały w wyniku akumulacji rzecznej, to tarasy zalewowe i nadzalewowe. Do innych form pochodzenia rzecznej zalicza się również starorzecza.

Taras zalewowy, pochodzenia holocenińskiego, wznosi się 2–4 m powyżej poziomu rzeki, natomiast nadzalewowy – 5–20 m. Taras nadzalewowy, pochodzenia plejstocenińskiego, często pokryty jest wydmami. Największe z nich znajdują się przykładowo w okolicach Bąkowca, Długowoli i Kobylnicy³⁰.

²⁹ P. Kuźniar, *Hydrauliczna charakterystyka koryta...*, s. 28.

³⁰ Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 5.

2.5. Krótki opis budowy geologicznej

Powierzchniowymi utworami geologicznymi Doliny Środkowej Wisły są osady czwartorzędowe, leżące przeważnie na warstwie trzeciorzędowej. Pod utworami kenozoicznymi występują utwory wieku kredowego, zbudowane głównie z margli, opoki, wapieni i gezy. Utwory kredowe w początkowym odcinku badanego obszaru położone są na niewielkiej głębokości, często leżąc pod powierzchnią gleby, natomiast w końcowym znajdują się na głębokości większej niż 120 m.

Najstarszą, spągową warstwą trzeciorzędu są utwory oligocenu. Stanowią je przeważnie zielone piaski glaukonitowe. Osady oligoceńskie występujące bezpośrednio pod utworami czwartorzędu na północ od Puław, nad dolnym Wieprzem oraz w dolinach rzek Radomki i Zagożdżonki, ukazują się na powierzchni we wcięciach erozyjnych. Osiągają one do 30 m miąższości. Nie zawierają skamieniałości. Ku północy utwory oligoceńskie zapadają pod utwory młodsze, osiągając miąższość powyżej 50 m. Południowa granica rozprzestrzenienia tych osadów przebiega na linii Radom–Puławy–Włodawa. Linia ta jest granicą zwartego ich występowania. Bardziej na południe utwory oligocenu występują jedynie w pojedynczych stanowiskach³¹.

Na utworach oligoceńskich spoczywają mioceńskie warstwy formacji węgla brunatnego. Osady te składają się przeważnie z piasków kwarcowych różnej grubości z przewarstwieniami i soczewkami węgla brunatnego, pyłu węglowego i mułków z obfitą miką. Południowa granica występowania utworów mioceńskich przebiega na linii Jedlińsk–Kozienice–Dęblin–Kock. Zapadają się one ku północy, chowając się pod utworami pliocenu. Miąższość tych osadów osiąga 50 m³².

Pod osadami czwartorzędu w północnej części badanego obszaru występują warstwy plioceńskie, zbudowane z utworów ilasto-mułkowatych, rzadziej piaszczystych. Ich miąższość jest nieznana, ponieważ powierzchnia została przemodelowana przez erozję i denudację czwartorzędową oraz procesy glaci-tektoniczne w postaci deformacji pod wpływem nacisku lodu³³.

Osady czwartorzędowe pokrywają teren nierówną warstwą i są zróżnicowane litologicznie i genetycznie. Oprócz glin zwałowych, występujących na wysoczyźnie, przeważają grunty piaszczyste i mułkowate. Genetycznie wywodzą

³¹ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 271–272.

³² *Ibidem*, s. 272.

³³ *Ibidem*.

się one z akumulacji glacialnej, fluwioglacialnej, rzecznej, zastoiskowej i eolicznej³⁴. Głównymi osadami Doliny Środkowej Wisły są jednak utwory akumulacji rzecznej.

Warstwy powierzchniowe zbudowane są z osadów słaboprzepuszczalnych. Tworzą one dość cienką warstwę, lokalnie rzadko osiagającą 5 m. Pod warstwą mad leżą osady bardzo dobrze przepuszczalne o znacznej miąższości. Utwory te zbudowane są głównie z piasków, a także żwirów i otczaków.

2.6. Krótki opis warunków hydrogeologicznych

W obrębie badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły występują trzy piętra wodonośne o charakterze użytkowym:

- kredowo-paleoceńskie,
- trzeciorzędowe,
- czwartorzędowe³⁵.

Wody w utworach kredowych zaliczane są do wód szczelinowych, znajdujących się najczęściej pod ciśnieniem. Wodę nawierca się tuż pod strefą zwietrzelinową, która ma zazwyczaj 2–6 m miąższości. Zwierciadło wody o charakterze napiętym stabilizuje się na głębokości 6–8 m, w granicach rzędnej 112 m n.p.m. w okolicach Kozienic, a 137 m n.p.m. w okolicach Sieciechowa i Bąkowca³⁶. W okolicach Puław zwierciadło kredy górnej ma charakter swobodny lub znajduje się pod niewielkim napięciem rzędu 2–3 m w punktach występowania zwietrzliny. Przewodność hydrauliczna w tym rejonie jest większa, wynosząc średnio 500 m²/d, ale często przekraczając 1000 m²/d³⁷. Podobny brak izolacji od powierzchni terenu wykazuje rejon Dębłina, co wpływa na dużą zasobność tej jednostki hydrogeologicznej, ale jednocześnie na duże zagrożenie wynikające z zanieczyszczenia³⁸.

Przewodność kredowego poziomego wodonośnego określana jest na 200–1000 m²/d. Wydajność potencjalna studzien waha się w granicach 50–70 m³/h, niekiedy osiagając wartości powyżej 120 m³/h. Jakość wód kredowych jest dobra

³⁴ *Ibidem*, s. 274.

³⁵ Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 5.

³⁶ *Ibidem*, s. 7; M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta..., s. 33.

³⁷ A. Sokołowski, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Puławy (710), maszynopis, Warszawa 2000, s. 16.

³⁸ M. Perek, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Dębłin (674), maszynopis, Warszawa 1996, s. 3.

lub bardzo dobra, a stopień zagrożenia – niski. Wynika to z zazwyczaj dobrej izolacji tego poziomu wodonośnego³⁹.

Trzeciorzędowe piętro wodonośne dzielone jest na utwory miocenu i oligocenu. Wody poziomu mioceńskiego nie stanowią poziomu użytkowego i eksploatowane są sporadycznie. Wynika to z częstego zanieczyszczenia kwasami humusowymi, dużego zmineralizowania oraz zawartości pyłu węglowego. Lokalnie wody tego poziomu mogą być pod ciśnieniem. Większe znaczenie praktyczne ma oligoceński poziom wodonośny, w którym wydajność potencjalna studzien wynosi 10–30 m³/h, osiągając również wartość 50 m³/h. Średnio wydajność wynosi 40 m³/h. Jakość tego rodzaju wód określa się jako dobrą, a nawet jako bardzo dobrą⁴⁰.

Piętro trzeciorzędowe jest zazwyczaj dobrze izolowane. Warstwę izolującą tworzą gliny zwałowe lub mułki czy łyły. Jednak w miejscach, gdzie występuje brak naturalnej izolacji poziom ten kontaktuje się z poziomem czwartorzędowym. Takimi miejscami są okolice Janikowa, Paprotni i Pawłowic. W rejonie Kozienic utwory trzeciorzędowe są połączone hydraulicznie z utworami kredowymi, natomiast w okolicach np. Mozolic czy Słowików połączenie hydrauliczne wykazują wszystkie trzy użytkowe piętra wodonośne⁴¹.

Czwartorzędowe piętro wodonośne jest nieodizolowane od powierzchni terenu, co stwarza dobre warunki odnawialności wód przez infiltrację powierzchniową i zasilanie boczne. Zwierciadło wód gruntowych ma charakter swobodny. Lokalnie występujące osady madowe nie wpływają na zmianę charakteru zwierciadła wody. Występuje ono na różnych głębokościach, wahających się w granicach 1–6 m, w znacznym stopniu naśladując ukształtowanie powierzchni terenu. W obrębie wysoczyzny głębokość jest znacznie większa i mieści się w przedziale 15–100 m⁴².

W okolicach Puław zwierciadło czwartorzędowe jest w łączności hydraulicznej z poziomem górnokredowym⁴³. Podobna sytuacja występuje w okolicach

³⁹ Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 7, 13.

⁴⁰ *Ibidem*, s. 6; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Dęblin*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1993, s. 56. Osadów pliocenu nie uwzględnia się, ponieważ są one odizolowane i występują głównie w przewarstwieniach piaszczystych lub soczewkach; za: Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Magnuszew*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980, s. 39.

⁴¹ Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 9, 13.

⁴² *Ibidem*, s. 6–7, 13.

⁴³ A. Sokołowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 13.

Woli Klasztornej, tj. na lewym brzegu Wisły, gdzie utwory trzeciorzędowe zostały usunięte erozyjnie⁴⁴.

Wydajność potencjalna studzien w czwartorzędowej warstwie wodonośnej zmienia się od 10 aż do ponad 200 m³/h. Przeważają jednak wartości średnie 50–70 m³/h. Jakość wód jest zazwyczaj średnia, ale np. w strefie oddziaływania Elektrowni Kozienice oraz samych Kozienic – zła⁴⁵.

Oprócz wód podziemnych położonych w wodonośnych poziomach o charakterze użytkowym wymienia się także wody czwartorzędowe o zwierciadle zlokalizowanym na głębokości 0–2 m od powierzchni terenu. Wody tego rodzaju występują wzdłuż koryta Wisły i wszystkich innych cieków. Poziom ten charakteryzuje się dużymi wahaniami, dochodzącymi do 2 m. Zwierciadło wody jest swobodne, ale jest ono zazwyczaj zanieczyszczone substancjami organicznymi⁴⁶.

⁴⁴ M. Perek, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 4.

⁴⁵ Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 6.

⁴⁶ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta..., s. 34.

Rozdział 3

Szczegółowa budowa geologiczna i geomorfologiczna badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły

3.1. Wstęp

W rozdziale dotyczącym budowy geologicznej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły przeanalizowano rozkład osadów w profilach geologicznych otrzymanych z Państwowego Instytutu Geologicznego. Opis podzielono ze względu na charakterystyczne poziomy warstw. Rozpoczęto od omówienia osadów kredowych, które stanowią podłoże badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, poprzez osady trzeciorzędowe, a następnie warstwy wodonośne zawierające osady trzeciorzędowe pochodzenia morskiego i osady aluwialne z okresu czwartorzędu. Na zakończenie przeanalizowano mady, które mimo genezy rzecznej, zbudowane są w większości z gruntów nieprzepuszczalnych. Dodatkowo zwrócono także uwagę na formy geomorfologiczne, które mają zazwyczaj olbrzymi wpływ na hydraulikę procesów przebiegających na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły.

Najważniejsza część tego rozdziału dotyczy gruntów wodoprzepuszczalnych, stanowiących pierwszy poziom wodonośny. Omówiono miąższość tych warstw oraz ich wodoprzepuszczalność. Pozwoliło to w przybliżeniu wykazać olbrzymie możliwości retencyjne osadów przepuszczalnych, a zarazem owa analiza stanowi wstęp do dokładnych obliczeń retencji aluwiów, zamieszonych w rozdziale 7., pt. *Zjawisko retencji*.

3.2. Podstawy teoretyczne

Dolina rzeczna jest formą geomorfologiczną, która została ukształtowana w procesie egzaracyjnej⁴⁷ działalności żywych lądolodów oraz brył martwego

⁴⁷ **Egzaracja** – erozja lodowcowa lub abrazja lodowcowa, tu: proces mechaniczny zachodzący pod lodowcem, np. pobieranie materiału skalnego z podłoża, rozkruszanie, rysowa-

lodu⁴⁸. Równie ważnym czynnikiem było oddziaływanie płynącej wody, która żłobiła dolinę, powodując jej poszerzanie i pogłębianie⁴⁹.

W każdej dolinie rzecznej wyróżnia się dno i zbocza. Dno doliny jest formowane przez procesy fluwialne, przy mniejszym lub większym udziale procesów stokowych. W obrębie dna znajduje się koryto rzeki, które pogłębia, poszerza lub zasypuje dno doliny. Zbocza dolin są kształtowane przez procesy stokowe, odprowadzające materiał zwietrzelinowy w kierunku dna dolin⁵⁰.

Typem doliny, która powstała wskutek erozji starszych pokładów geologicznych, jest dolina aluwialna. Dolina taka wyścielona jest naniesionymi przez rzekę żwirami, piaskami i namułami, które w zależności od uziarnienia mogą być mniej lub bardziej przepuszczalne⁵¹. Taką doliną aluwialną jest Dolina Środkowej Wisły, której budowa geologiczna wynika z oddziaływania różnych czynników przez wiele tysięcy lat.

Wahania klimatu na przestrzeni dziejów powodowały podwyższanie i obniżanie się bazy erozyjnej. Procesy erozji wgłębnej w okresach cieplejszych i akumulacji w zimniejszych przyczyniały się do powstania schodkowo zbudowanych tarasów⁵². Zmiany klimatu i naprzemiennie występujących procesów erozji i akumulacji miały wpływ na zmiany charakteru rzeki. W samym tylko okresie holocenu Wisła kilkakrotnie przeobraziła się z rzeki meandrującej na roztokową i odwrotnie⁵³.

nie lub wygładzanie skał podłoża. W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski, *Słownik geologii dynamicznej*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1985, s. 48.

⁴⁸ K. Krauzlis, *Transport boczny rumowiska a typ morfogenetyczny odcinka doliny rzecznej – uwagi wstępne*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989, s. 187.

⁴⁹ A.E. Scheidegger, *Geomorfologia teoretyczna*, wyd. II popr., PWN, Warszawa 1974, s. 298.

⁵⁰ M. Klimaszewski, *Geomorfologia...*, s. 408.

⁵¹ E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich i przemysłowych*, ARKADY, Warszawa 1971, s. 23.

⁵² M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Puławy, s. 40.

⁵³ Oprócz wpływu klimatu na przeobrażenie się rzeki, podział na meandrującą lub roztokową można uzależnić od stopnia pokrycia dorzecza szatą roślinną (E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy geologicznej aluwii dolin „dojrzałych swobodnych” na podstawie odcinka Wisły Środkowej*, „Przegląd Geologiczny”, 8–9, 1970, s. 370) lub od stosunku spadku do wielkości przepływu rzeki (R. Gradziński, *Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*, „Postępy Nauk Geologicznych” 1973, nr 5, s. 60).

Rzeka meandrująca charakteryzuje się małymi wahaniami rocznych stanów wód w korycie. Wezbrania są łagodne oraz wydłużone w czasie. Rzeka o tym charakterze obniża dno koryta i doliny oraz ma ujemny bilans aluwiów przy stosunkowo małej dostawie rumowiska z zewnątrz (spływ powierzchniowy lub transport eoliczny)⁵⁴. Rumowisko pochodzące z procesu deluwialnego odgrywa niewielką rolę dla rzeki meandrującej i wpływa na ogólny bilans aluwiów tylko wtedy, gdy rzeka podcina strefę zboczową, bogatą w deluwia⁵⁵.

Rzeka wyróżnia się brzegami położonymi zazwyczaj równolegle oraz wyrównanym spadkiem. Utwory facji powodziowej rzeki meandrującej składają się z glin pylastych, zwięzłych glin pylastych, pyłów i pyłów piaszczystych oraz zawierają dużo substancji organicznej⁵⁶. Mady tej facji mają ciemny kolor i są zwyczajowo nazywane „madami tłustymi”. Maksymalna głębokość zalegania mad wynosi 5,2 m⁵⁷.

Ze względu na mały spadek tego typu rzek procentowy udział żwirów w osadach rzeki meandrującej jest bardzo mały lub często nie ma go w ogóle⁵⁸. Obecnie utwory rzeki meandrującej facji powodziowej i starorzecznej są przykryte utworami powodziowymi rzeki dzikiej, które osiągają miąższość równą 2 m⁵⁹.

Dzisiejsza Wisła jest rzeką roztokową, inaczej nazywaną dziką, która charakteryzuje się dużą dynamiką zmian przepływów w skali rocznej. Wezbrania są gwałtowne i wysokie, przez co zmieniają układ stref sedymentacji i erozji w korycie rzeki. Układ linii nurtu zmienia się po każdym wezbraniu. Rzeka roztokowa ma dodatni bilans aluwiów, ponieważ akumuluje, nadbudowując

⁵⁴ K. Laskowski, *Związek pomiędzy przepływem i litologią aluwiów w korycie rzeki jako podstawa metody wydzielenia litogenetycznych i stratygraficznych osadów w dolinie rzecznej*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989, s. 129.

⁵⁵ K. Krauzlis, *Transport boczny rumowiska...*, s. 188. **Deluwia** – osady utworzone w wyniku wypłukiwania przez wody deszczowe najdrobniejszych cząstek mineralnych z gleb i osadzanie ich w niższych partiach i u podnóża stoków; W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski, *Słownik geologii dynamicznej...*, s. 37.

⁵⁶ Z. Frankowski, *Metody ustalania własności gruntów słabonośnych na przykładzie utworów facji powodziowej Doliny Wisły koło Karczewa*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego 324”, t. IX: „Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce”, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980, s. 57.

⁵⁷ E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy...*, s. 371–372.

⁵⁸ R. Gradziński, *Wyróżnianie i klasyfikacja...*, s. 103.

⁵⁹ E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy...*, s. 372.

dno własnymi aluwiami. Udział czynników zewnętrznych, takich jak spływ powierzchniowy, transport eoliczny, jest duży⁶⁰. Natomiast rola rumowiska pochodzącego z transportu bocznego, czyli jako deluwia, jest równie mała jak w przypadku rzeki dojrzałej meandrującej⁶¹.

Koryto rzeki roztokowej jest bardzo szerokie, o nierównoległych, poszarpanych brzegach. Pełno w nim mielizn i wysp, dzielących go na ramiona⁶². Łachy śródkorytowe tego typu rzeki mają w rzucie poziomy kształt rombu lub trójkąta⁶³.

Utwory facji korytowej rzeki dzikiej charakteryzują się słabym wysortowaniem. W profilu pionowym składają się z warstw piasku z ziarnami żwiru o miąższości od kilku centymetrów do 1,5 m. Osady piaszczyste przewarstwiają pospółki lub soczewki żwirów o miąższości do siebie podobnej. Między nimi występują soczewki piasków drobnych lub pylastych, często z dodatkami organicznymi. Cechą charakterystyczną dla tej facji są soczewki lub płyty żwiru rozrzucone w całej serii, które przez to mogą występować w partiach stropowych⁶⁴.

Facja powodziowa składa się z pyłów piaszczystych i piasków pylastych, w których dodatkowo można znaleźć części organiczne⁶⁵. W profilach rzadko spotykane są wkładki pyłów i glin pylastych. Warstwowanie jest widoczne, ale dopiero w znacznym przybliżeniu⁶⁶. Mady te nazywa się madami chudymi. Odnaczają się one licznymi soczewkami utworów korytowych, przekątnie warstwowanych o miąższości do 1,5 m. Inną cechą mad chudych jest występowanie cienkich warstw gruntów organicznych w spągu⁶⁷.

Facja starorzeczna wyróżnia się występowaniem w płytkich i wąskich rynnach, które są wyprostowane, posiadają zwężenia oraz nieregularne krzywizny

⁶⁰ K. Laskowski, *Związek pomiędzy przepływem...*, s. 130.

⁶¹ K. Krauzlis, *Transport boczny rumowiska...*, s. 188.

⁶² E. Falkowski, *Prawidłowości rozwoju rzek nizinnych w holocenie*, maszynopis, [b.d. i m.w.], s. 1.

⁶³ R. Gradziński, *Wyróżnianie i klasyfikacja...*, s. 63.

⁶⁴ E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy...*, s. 370–371.

⁶⁵ Mady zawierają 3–6% części organicznych; za: Z. Frankowski, *Metody ustalania własności...*, s. 57.

⁶⁶ **Warstwowanie** osadów polega na uporządkowanym ułożeniu i/lub rozmieszczeniu poszczególnych składników. Warstwy mogą różnić się wieloma cechami, takimi jak: orientacja i upakowanie składników, frakcja, skład mineralny i litologiczny, rodzaj i ilość spoiwa. Warstwowanie zależy od średnicy ziarn i energii przepływu. Innym pojęciem, związanym z warstwowaniem, jest **laminacja**, wiąże się to z występowaniem bardzo cieniutkich warstwek, o miąższości do 1 cm. *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*, red. P. Roniewicz, Wydawnictwo PAE, Warszawa 1999, s. 158, 161.

⁶⁷ E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy...*, s. 371.

brzegów i rozgałęzienia. Facja ta składa się z piasków z dodatkiem substancji organicznej, przykrytych namułami lub zapiaszczonymi torfami. Warstwa torfów jest spągami warstwy mad⁶⁸.

Wymienione osady charakteryzują rzekę dojrzałą swobodnie. Oznacza to, że rzeka reaguje na zmiany reżimu zmianą poziomego rozwinięcia koryta⁶⁹. Wiśła przekształcając się z rzeki meandrującej w roztokową i odwrotnie, bez jakichkolwiek przeszkód zmieniała kształt koryta. Proces ten jest jednak długotrwały i często rzeka bywała w fazie przejściowej, czyli meandrująco-roztokowej. Była to faza korzystna z powodu wystąpienia stabilizacji dna doliny⁷⁰.

Klimat, roślinność i parametry geometryczne to główne czynniki wpływające na charakter rzeki. Pozostałymi czynnikami są: wyrównywanie się przepływów oraz zrównoważony bilans aluwiów. Przyczyną zmiany rozwinięcia koryta rzeki z roztokowego na meandrujące może być również występowanie na obszarze zlewni retencji jeziornej wyrównującej przepływy lub retencji dolinnej wywołującej meandrowanie rzek na odcinku niżej położonym⁷¹. Innym również bardzo istotnym czynnikiem było pojawienie się człowieka na obszarach doliny rzecznej, który poprzez rolnictwo, stopniowe wylesianie terenów i zmniejszanie tzw. małej retencji wpłynął na proces zmian charakteru rzeki. Edmund Falkowski i Witold Kowalski wpływ gospodarczej działalności człowieka na reżim hydrologiczny rzek porównali do wylesiania dorzecza w warunkach postępującego ochłodzenia klimatu związanego ze zlodowaceniem⁷².

Każda zmiana rozwinięcia poziomego koryta, spowodowana jakimkolwiek czynnikiem, przeobrażała geomorfologię i budowę geologiczną obszaru Doliny Środkowej Wisły. Największy wpływ miały przeobrażenia z rzeki meandrującej

⁶⁸ *Ibidem*, s. 371–372.

⁶⁹ E. Falkowski, *Inżyniersko-geologiczne aspekty ochrony środowiska przyrodniczego na obszarach den dolinnych Nizy Polskiego*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989, s. 106.

⁷⁰ Edmund Falkowski i Witold Kowalski stwierdzili, że nie ma stabilizacji podłoża rzeki i jej doliny zarówno w czasie trwania fazy meandrującej, jak i roztokowej, ponieważ w czasie fazy meandrującej przeważa erozja nad sedymentacją, a w fazie roztokowej przez gwałtowność zmian stanów i przepływów występuje sytuacja przerabiania aluwiów rzecznych, a nierzadko także utworów podłoża przez wody rzeczne. E. Falkowski, W. Kowalski, *Kopalne doliny rzeczne i kopalne aluwia w badaniach inżyniersko-geologicznych*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 31, 1987, nr 4, s. 732.

⁷¹ E. Falkowski, *Inżyniersko-geologiczne aspekty...*, s. 98.

⁷² E. Falkowski, W. Kowalski, *Kopalne doliny rzeczne...*, s. 730–731.

na roztokową. Zmniejszanie spadków, a zarazem prędkości w czasie głębokich niżówek oraz bardzo gwałtowne wezbrania i powodzie, w tym także powodzie zatorowe, spowodowały przerzucanie się koryta w inne miejsce (rys. 2.2. i 2.3.) i osadzanie się aluwii, a co za tym idzie poszerzanie się doliny rzecznej.

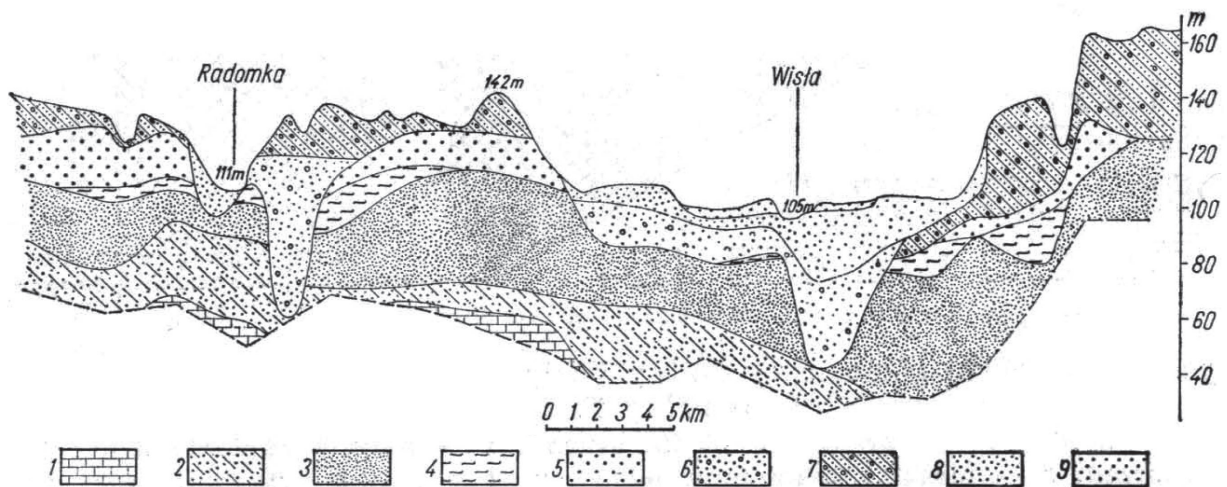
Współczesna Wisła ma charakter rzeki dzikiej, a warunki geologiczne doliny rzecznej są bardzo złożone. Wierzchnią warstwę tworzą mady, kolejną – czwartorzędowe osady bardzo dobrze przepuszczalne. Pod nimi mogą występować utwory trzeciorzędowe lub bezpośrednio kredowe. Na rys. 3.1.–3.3. przedstawiono charakterystyczne przekroje poprzeczne Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew. Można na nich zaobserwować zmienność osadów budujących badany obszar.

Do dalszej szczegółowej analizy warunków geologicznych wykorzystano 184 dane z odwiertów z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego oraz 40 danych z analizy geotechnicznej z pracy magisterskiej autorki⁷³. Tabela 3.1., zamieszczona w załączniku 1⁷⁴, zawiera podstawowe informacje dotyczące odwiertów z Banku Danych, tzn. lokalizację, rzędną terenu, głębokość odwiertu, miąższość czwartorzędowych osadów warstwy glebowo-madowej oraz osady trzeciorzędowe i okresu kredowego. Pominięto w niej dane z pracy magisterskiej, ponieważ obejmują one tylko warstwę wierzchnią.

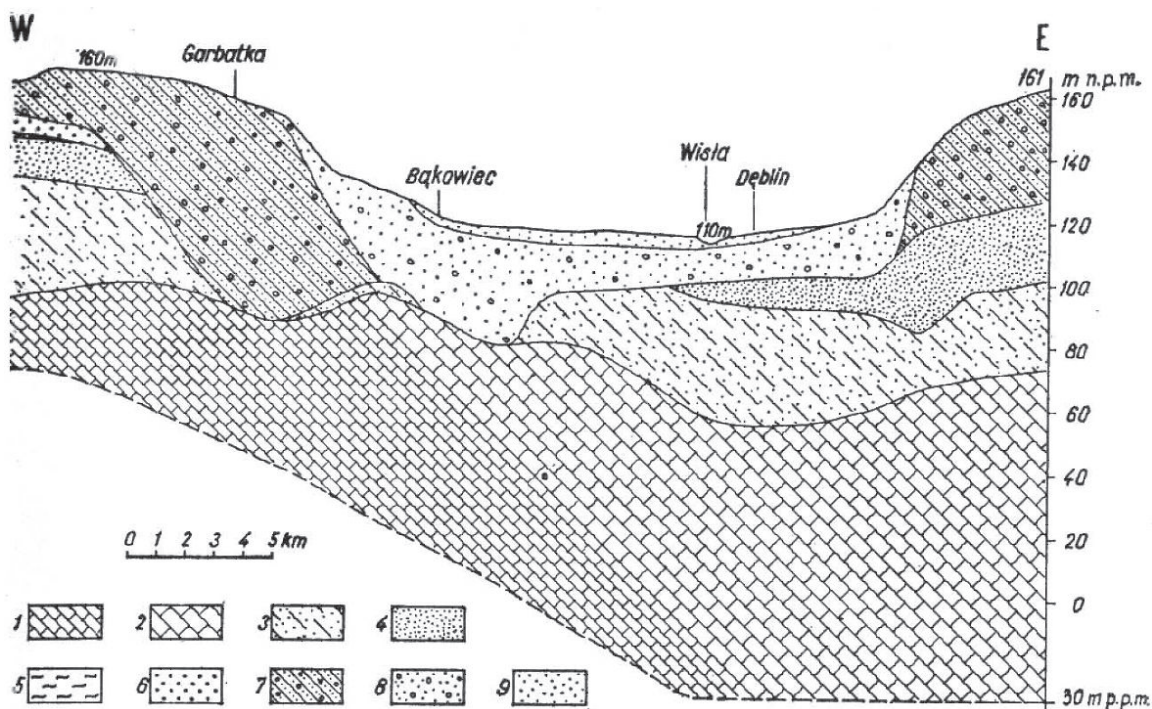
Większa część odwiertów z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego zlokalizowana jest poza granicami badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, dlatego też zredukowano je do tych, które znajdują się bezpośrednio na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej. Zredukowaną liczbę danych wykorzystano do analiz warstwy madowej i właściwości osadów przepuszczalnych. Jednakże do rozważań dotyczących poziomu kredowego wykorzystano wszystkie dane, dzięki czemu interpolacja rzędnych stropu warstwy jest dokładniejsza. Dodatkowo odwierty spoza obszaru badań były w stanie podać przybliżoną informację o osadach, składających się na profil geologiczny wysoczyzny.

⁷³ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta..., załącznik 6.

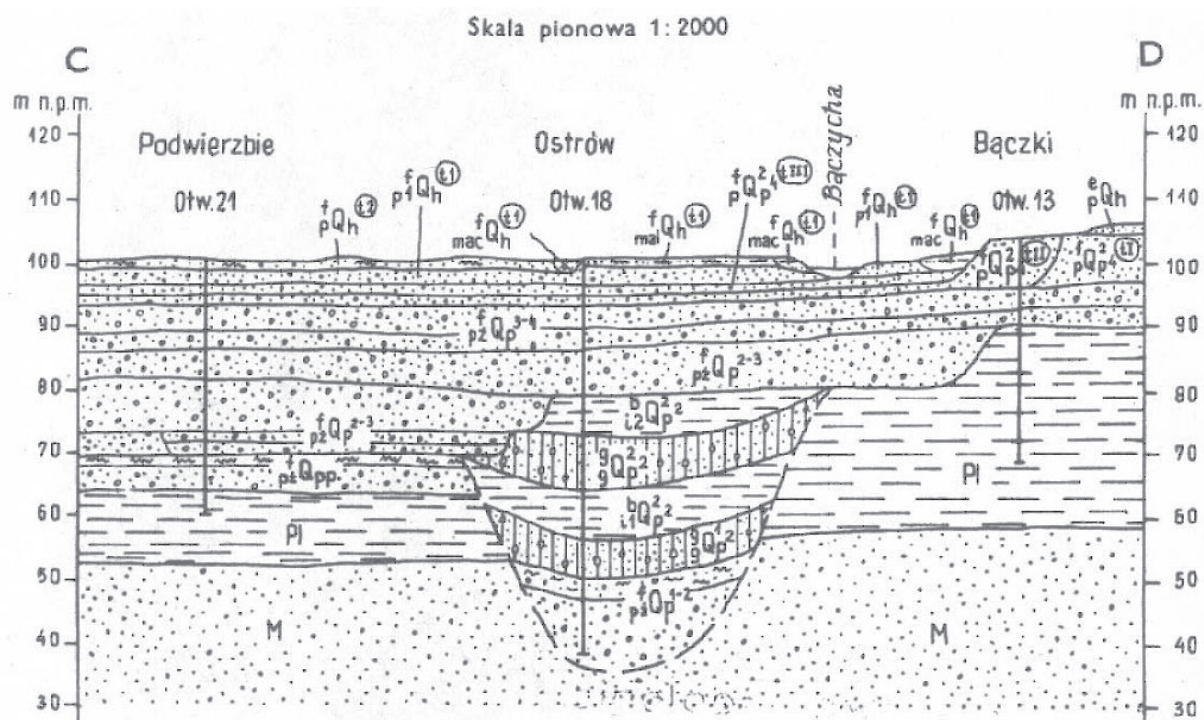
⁷⁴ W dalszej części pracy większość tabel zbiorczych lub pomocniczych umieszczono w załącznikach. Pozwoli to na większą przejrzystość tekstu. Natomiast tabele podsumowujące pozostały w tekście.



Rys. 3.1. Przekrój geologiczny doliny Wisły i Radomki w rejonie Głowaczowa, Koźniewic i Maciejowic. 1 – margle i wapień kredy; trzeciorzęd: 2 – oligoceńskie piaski glaukonitowe, 3 – mioceńskie piaski z węglem brunatnym, 4 – pliocenijskie iły i mułki; czwartorzęd: 5 – piaski i żwiry preglacjalne, 6 – piaski ze żwirem i otoczkami interglacjalnego wielkiego, 7 – gliny zwałowe z przewarstwieniami iłów i piasków zlodowacenia środkowopolskiego i częściowo starszego, 8 – piaski akumulacji rzecznej tarasu wydmowego zlodowacenia bałtyckiego, 9 – piaski i mady holocenijskie (wg E. Rühlego, za: A. Kęsik, *Od Puław do ujścia Pilicy (84 km)*, w: *Z biegiem Wisły*, red. nauk. C. Kolago, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967)



Rys. 3.2. Przekrój geologiczny doliny Wisły w rejonie Garbatki–Dębina. Kreda: 1 – margle i wapień, 2 – gezy i wapień; trzeciorzęd: 3 – oligoceńskie piaski glaukonitowe, 4 – mioceńskie piaski z węglem brunatnym, 5 – pliocenijskie iły i mułki; czwartorzęd: 6 – piaski i żwiry preglacjalne, 7 – gliny zwałowe z przewarstwieniami iłów i piasków zlodowacenia środkowopolskiego i częściowo starszego, 8 – piaski, żwiry z otoczkami, utwory rzeczne z rozmycia utworów glacialnych oraz utwory zlodowacenia środkowopolskiego, 9 – piaski i mułki holocenijskie (wg E. Rühlego, za: A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*)



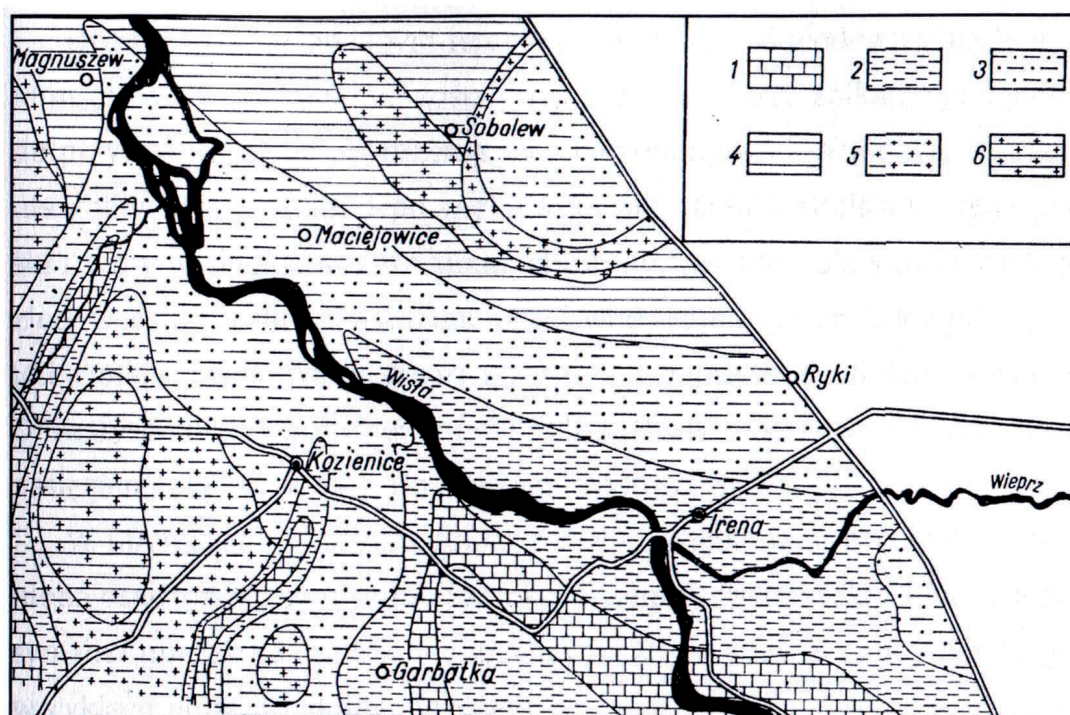
Rys. 3.3. Przekrój geologiczny doliny Wisły w rejonie Podwierzbie–Bączki. Trzeciorzęd: miocenijskie piaski, pliocenijskie iły i mułki; czwartorzęd: piaski i żwiry, gliny zwałowe z przewarstwieniami ilów i piasków, mułki (wg Z. Sarnackiej, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski*. Arkusz Magnuszew, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980)

3.3 Utwory kredowe

Do utworów kredowych występujących na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej zalicza się głównie opoki, margle i wapień. Są to skały osadowe pochodzenia chemicznego lub organicznego. Występują na powierzchni terenu w niektórych miejscach Małopolskiego Przełomu Wisły, a w rejonie Puław – bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi. Na rys. 3.4., przedstawiającym mapę podłoża osadów czwartorzędowych, widoczne są również w formie „jęzora” w rejonie Regowa, Sieciechowa i Mozolic. Pojawiają się też w okolicach Kozienic i Wilczkowic Górnych.

Wymienione miejscowości stanowią potencjalne miejsca „ucieczek” wody do form krasowych. Dlatego też, wykorzystując odwierty z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego, określono głębokość zalegania utworów kredowych od powierzchni terenu. Wyniki przedstawiono w postaci mapy rozkładu przestrzennego (rys. 3.5.).

Z mapy tej wynika, że w okolicach Puław utwory kredowe znajdują się na głębokości około 10 m od powierzchni terenu, natomiast w okolicach km 430, tj.



Rys. 3.4. Podłoże czwartorzędu rejonu Doliny Gnieznowsko-Koziennickiej i Doliny Maciejowickiej. 1 – kreda; trzeciorząd: 2 – oligocen, 3 – miocen, 4 – pliocen, 5 – preglacjał na miocenie, 6 – preglacjał na pliocenie (wg E. Rühlego, za: A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*)

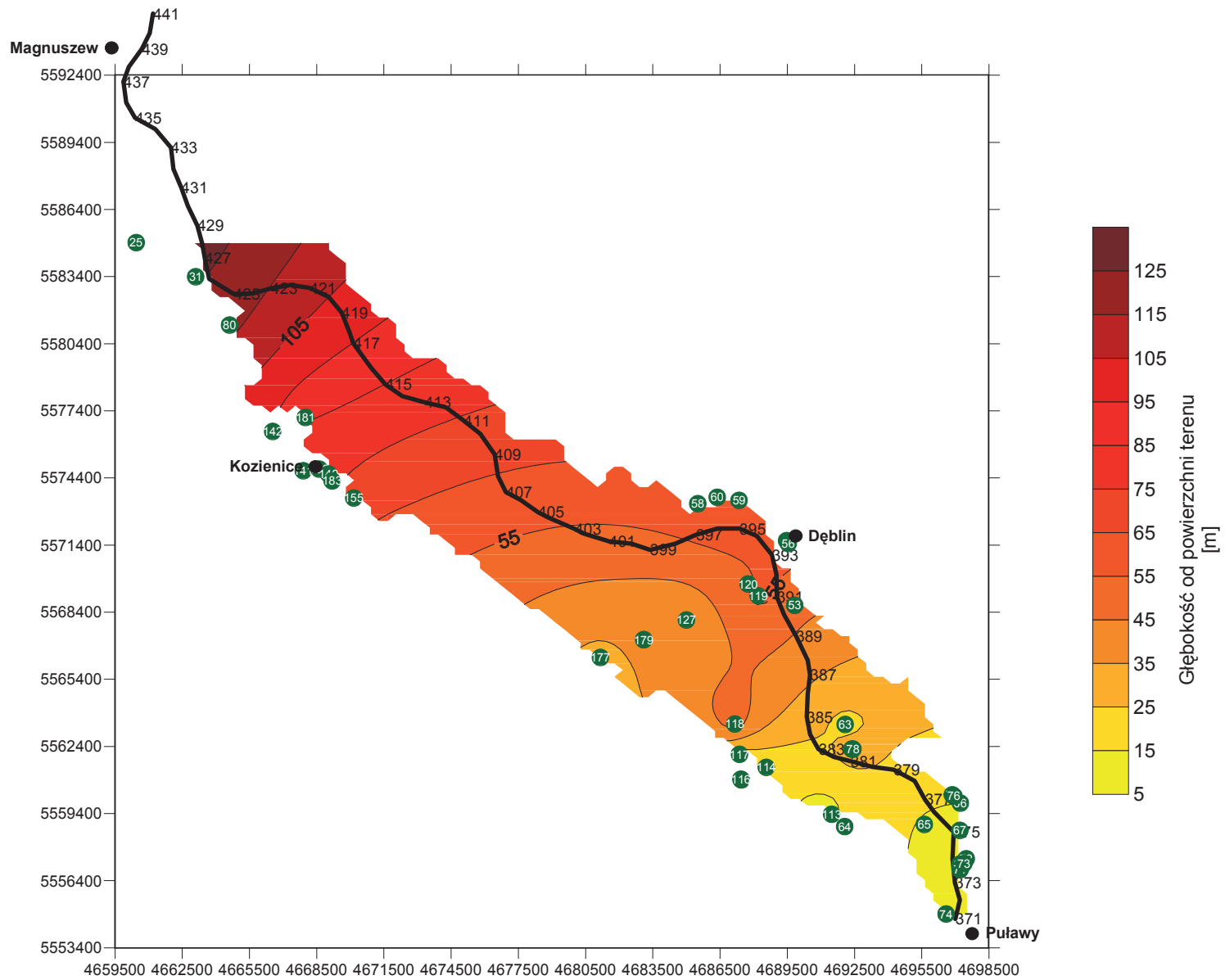
10 km przed zakończeniem obszaru badań, na głębokości powyżej 125 m. Różnica w położeniu stropu osadów kredowych wynosi zatem co najmniej 115 m.

W literaturze można znaleźć różniące się informacje na ten temat. Według Andrzeja Kęsika przy ujściu Pilicy (km 456) twory kredowe pojawiają się na głębokości 100 m, a deniwelacje stropu pomiędzy Puławami a ujściem rzeki sięgają co najmniej 200 m⁷⁵, natomiast Zdzisława Sarnacka twierdzi, że warstwy kredowe w okolicach Magnuszewa (km 440) znajdują się już na głębokości 220 m⁷⁶. Wydaje się to dziwne ze względu na to, że ujście Pilicy znajduje się tylko kilkanaście kilometrów w dół Wisły.

Rysunek 3.5. jest bardziej zgodny z pierwszą wzmianką, ponieważ wartość 125 m, określająca głębokość zalegania utworów kredowych od powierzchni terenu, jest bliższa wartości 100 niż 220 m. Natomiast różni się w kwestii deniwelacji stropu, ponieważ dla rys. 3.5. wynoszą one co najmniej 115 m, czyli dużo mniej niż podane 200 m.

⁷⁵ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 271.

⁷⁶ Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 15.



Rys. 3.5. Głębokość zalegania utworów kredowych, liczona od powierzchni terenu

Interesujące wydaje się także porównanie rys. 3.4. i 3.5. Na mapie, wykonanej na podstawie danych z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego, utwory kredowe nie pojawiają się ani w rejonie Kozienic, ani Wilczkowic Górnych. Nie obserwuje się również tak wyraźnego „jęzora” jak na rys. 3.4. Przypuszczalnie wynika to ze zbyt małej liczby punktów pomiarowych, wykorzystanych do stworzenia mapy rozkładu, która generuje wynik poprzez interpolację.

Jak wcześniej wspomniano, miejsca, w których utwory kredowe znajdują się bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi, stanowią potencjalne miejsca „ucieczek” wody do form krasowych. Ucieczki wód stwarzają również problem przy interpretacji retencji osadów aluwialnych, ponieważ są jedną z przyczyn powstawania anomalii w przepływach rzecznych⁷⁷. Stąd powstaje pytanie, czy bezpośrednią przyczyną dużej chłonności osadów, zalegających w dolinie Wisły poniżej Puław, jest zjawisko krasu oraz ucieczki wód przez wyżłobione szczeliny w głąb skał kredowych.

Proces krasowienia powstaje w wyniku ługowania przez wody łatwo rozpuszczalnych skał m.in. wapiennych i marglistych⁷⁸. Oprócz wapieni i margli należą do nich także opoki, gezy, siwaki i kredy. Ze skał gipsowo-solnych najbardziej rozpuszczalny jest sylwin i halit, mniej rozpuszczalne są gips, następnie wapień i dolomit⁷⁹. Większość z wymienionych osadów kredowych można zaobserwować w odwiertach z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego, wykonanych na badanym fragmencie Doliny Środkowej Wisły. Z reguły tereny krasowe cechują się jednak brakiem lub niedostatkim wody na powierzchni, a dużą jej ilością w głębi ziemi⁸⁰; nieliczne rzeki płyną w głębokich jarach, natomiast działy międzydolinne są całkowicie bezwodne⁸¹. Stanowi to przeciwieństwo obszaru badań, na którym istnieją zarówno sieci rzeczne, sieci rowów melioracyjnych, jak i stawy oraz jeziora wytworzone w starorzeczach, co wyklucza problem krasu.

Dodatkowym czynnikiem, który może wykluczyć zjawiska krasowe, są znaczne różnice wysokości terenu, co sprzyjałoby głębokiemu krążeniu wody

⁷⁷ L. Skibniewski, *Anomalie przepływu Wisły*, „Gospodarka Wodna”, R. XIX, 1959, nr 4, s. 150.

⁷⁸ M. Plewa, *Geologia inżynierska w inżynierii środowiska. Podręcznik dla studentów wyższych szkół technicznych*, Politechnika Krakowska, Kraków 1999, s. 209

⁷⁹ M. Klimaszewski, *Geomorfologia...*, s. 564.

⁸⁰ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1977, s. 251.

⁸¹ M. Klimaszewski, *Geomorfologia...*, s. 575.

w skałach⁸². Badany obszar Doliny Środkowej Wisły jest terenem o małych różnicach wysokości terenu – wysoczyzna w Puławach rozpoczyna się na wysokości 125 m n.p.m., a w okolicy Magnuszewa od 100 m n.p.m. Najniższy punkt znajduje się w korycie rzecznym – na początku odcinka wynosi on około 114 m n.p.m., a na końcu około 96 m n.p.m. Deniwelacja terenu jest niewielka, co także nie sprzyja powstawaniu szczelin lub jaskiń krasowych.

3.4 Osady trzeciorzędu

Najgłębiej leżącymi utworami trzeciorzędowymi, występującymi na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej, są osady oligoceńskie, składające się najczęściej z piasków glaukonitowych⁸³. Innymi utworami, zaliczanymi do tego okresu, są żwirki, zwane fasolką oligoceńską, piaski kwarcowe oraz mułki i iły⁸⁴. W odwiertach z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego znaleziono także piaski gliniaste (Dęblin, Opactwo) oraz piaski ilaste i pylaste (Holendry Piotrkowskie).

Cechą charakterystyczną osadów oligoceńskich jest zwiększanie się ich miąższości z południowego zachodu ku północy i północnemu wschodowi. Taki sam jest też kierunek zapadania się stropu oligocenu. Osady te, powszechnie występujące w północnej i środkowej Polsce, w południowej części Doliny Środkowej Wisły występują wyspowo, ponieważ zostały zerodowane przez pradawną Wisłę, a granicą ich występowania jest linia Radom–Puławy–Włodawa⁸⁵.

Często zdarza się, że osady oligoceńskie znajdują się bezpośrednio pod czwartorzędem. Taka sytuacja występuje w okolicy Gołębia i Wólki Gołębskiej, nad dolnym Wieprzem oraz w dolinach Radomki i Zagożdżonki, gdzie ukazują się one na powierzchni we wcięciach erozyjnych⁸⁶.

Na osadach oligoceńskich położone są zazwyczaj warstwy miocene. Składają się one głównie z węgla brunatnego, a przeważnie także i z piasków kwarcowych różnej grubości, z przewarstwieniami pyłu węglowego i mułków

⁸² P.A. Allen, *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2000, s. 137.

⁸³ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 271.

⁸⁴ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusz Puławy*, s. 17.

⁸⁵ Idem, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusz Kozienice*, s. 12–13; A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 271.

⁸⁶ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 271; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusz Puławy*, s. 17.

z miką. W odwiertach z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego znajdują się także il i il pylasty (Piotrkowice, Kozienice) oraz pył (Kozienice). Południowa granica występowania osadów mioceńskich przebiega przez Kozienice i Dęblin⁸⁷, a kierunek wzrostu miąższości jest taki sam jak kierunek osadów oligoceńskich i podobnie do nich zostały zniszczone przez pradawną Wisłę w środkowej części doliny⁸⁸.

Kolejnymi osadami trzeciorzędowymi są utwory plioceńskie. Tworzą je osady ilasto-mułkowate, rzadziej piaszczyste. W odwiertach z Banku Danych zakwalifikowano do nich także wapień (Borek, Sieciechów). Na omawianym odcinku Wisły utwory plioceńskie występują w części zachodniej i północnej⁸⁹, choć nie jest to zgodne z rys. 3.4., przedstawiającym podłoże czwartorzędu. Widać na nim, że strop osadów oligoceńskich został przykryty osadami mioceńskimi w kierunku północno-zachodnim. Podobna sytuacja występuje z warstwami mioceńskimi, przykrytymi osadami plioceńskimi. Natomiast można zaobserwować, że utwory pliocenu jako podłoże czwartorzędu pojawiają się dopiero w okolicach Magnuszewa, czyli na zakończeniu odcinka badawczego.

3.5. Osady przepuszczalne

3.5.1. Wprowadzenie teoretyczne

Osady przepuszczalne, które mają znaczenie dla transformacji fali wezbraniowej, to osady tworzące pierwszą warstwę wodonośną. Należą do nich głównie grunty pochodzenia rzecznego, zwane aluwiami oraz nieliczne grunty trzeciorzędowe o genezie morskiej.

Aluwia cechują się różną miąższością i posiadają niejednorodny stopień przepuszczalności. Charakterystyczną ich właściwością jest wielka różnorodność i zmienność warstw. Można spotkać np. soczewkowe formy warstw, ich wyklinowanie się, szybką zmianę składu mineralnego i uziarnienia oraz inne zjawiska, wynikające z warunków geologicznych i zmienności stanów wód płynących, ich prędkości i innych czynników z nimi związanych⁹⁰.

Zazwyczaj jednak w profilach utworów aluwialnych można zauważyć wielokrotne powtarzanie się osadów o grubszym i o drobniejszym uziarnieniu.

⁸⁷ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 272.

⁸⁸ M. Źarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, *Arkusz Kozienice*, s. 13.

⁸⁹ A. Kęsik, *Od Puław do ujścia...*, s. 272.

⁹⁰ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 266.

Powtarzanie to ma na ogół charakter rytmiczny. W profilach takich występują sekwencje, z których każda rozpoczyna się rozległą i wyraźną powierzchnią erozyjną. Na powierzchnię tę wstępują osady o grubych ziarnach, przechodzące ku górze w osady o ziarnach drobniejszych, które są ścięte kolejną warstwą erozyjną. Niższy człon profilu składa się z osadów „frakcji piaszczystej”, natomiast wyższy reprezentowany jest przez „frakcję mułową”, w której występują niekiedy wkładki piasków drobnych lub piaskowców⁹¹.

Często zdarza się, że sekwencja w profilu geologicznym jest niepełna, tzn. zachowane są tylko dolne części pierwotnych sekwencji. Jest to spowodowane tym, że szybkość subsydencji – osiadania gruntu – jest nieduża w stosunku do szybkości migracji koryta rzeki, a wtedy górna część osadów jest ścinana przez przesuwające się koryto⁹². Dodatkowymi czynnikami, wpływającymi na profil geologiczny, są procesy sufozji i kolmatacji, czyli wymywania lub osadzania się drobniejszych cząstek⁹³.

Aluwia dowolnego tarasu, zarówno zalewowego, jak i nadzalewowego, składają się z poszczególnych odsypów, które tworzą fundament tarasu. Rzeka po przewyciężeniu przeszkody erozyjnej (np. lodowiec, osuwisko itd.) wcina się w osady aluwialne i tworzy tarasy erozyjne. W sytuacji wystąpienia fazy akumulacyjnej pomiędzy fazami erozyjnymi tworzą się tarasy cykliczne⁹⁴.

Każdy z odsypów aluwialnych ma znaczne rozmiary, zależne od charakteru dynamicznego rzeki, szczególnie w okresie powodzi, kiedy przerabia ona swoje aluwia do największej głębokości. Wisła w środkowym biegu, w typie rzeki roztokowej, przerabia osady do 15 m głębokości⁹⁵, natomiast miąższość aluwiów rzeki meandrującej wynosi około 10 m⁹⁶.

⁹¹ R. Gradziński, *Wyróżnianie i klasyfikacja...*, s. 93. Edmund Falkowski uważa, że warstwy żwirowe i pospółkowe przewarstwiające piaski rzeczne nie zawsze świadczą o odnowieniu się erozji. Sądzi on, że osadzanie się żwirów związane jest z lokalnie większymi prędkościami strug wody. Natomiast konsekwencją przerabiania aluwiów do pewnej głębokości jest występowanie na tej głębokości poziomu otoczkowo-głazowego, warstwy utworzonej z rozrzuconych otoczków i głazów, pochodzących z rozmycia zboczy, bądź transportu na lodzie lub korzeniach drzew. Zob. E. Falkowski, *Problemy granicy między plejstoceniem a holocenem w aluwiach rzek nizinnych*, „Przegląd Geologiczny”, 4, 1967, s. 186.

⁹² R. Gradziński, *Wyróżnianie i klasyfikacja...*, s. 93, 95.

⁹³ E. Falkowski, W. Kowalski, *Kopalne doliny rzeczne...*, s. 734.

⁹⁴ M. Plewa, *Geologia inżynierska w inżynierii...*, s. 120.

⁹⁵ E. Falkowski, *Problemy granicy między plejstoceniem...*, s. 186.

⁹⁶ K. Laskowski, *Związek pomiędzy przepływem...*, s. 154.

Specyficznym rodzajem aluwii są aluwia kopalne. Taki osad to warstwa odcięta od środowiska, w którym powstała, wskutek pokrycia jej warstwami osadów młodszych⁹⁷. Termin kopalnych dolin rzecznych i kopalnych aluwii podali także Edmund Falkowski i Witold Kowalski, wyjaśniając, że kopalna dolina rzeczna to stosunkowo długi odcinek dawnej doliny rzecznej pokryty młodszyimi utworami, tj. charakteryzujący się trzema facjami: korytową, powodziową i starorzeczną. W przypadku niespełnienia warunku możliwości wyinterpretowania hydrologicznej funkcji doliny rzecznej z okresu przed jej pogrzebaniem osady takie nazywa się kopalnymi aluwiami. Warstwy te są zwykle przemieszczone z dawnego, pierwotnego położenia⁹⁸. Osady te są o tyle istotne, że niektóre kopalne kanały w kontakcie z aktywnym zwierciadłem wody powierzchniowej stanowią ścieżki szybkiego przenoszenia pulsacji ciśnieniowych, powstałych w wyniku przejścia fali powodziowej. Powodują one wahania zwierciadła wody podziemnej w odległych studniach, położonych w kopalnych aluwiiach⁹⁹.

3.5.2. Miąższość osadów przepuszczalnych

Miąższość warstwy wodonośnej jest to różnica pomiędzy rzędną terenu a stropem warstwy nieprzepuszczalnej. Wykorzystując dane z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego i badań własnych, jako warstwę nieprzepuszczalną przyjęto warstwę zbudowaną z gruntów słabo- i nieprzepuszczalnych lub taką, pod którą występowało napięte zwierciadło wody podziemnej. Do gruntów, które stanowiły dolną granicę występowania osadów wodonośnych zaliczono m.in. skały kredowe, iły i gliny zwięzłe (ilaste)¹⁰⁰.

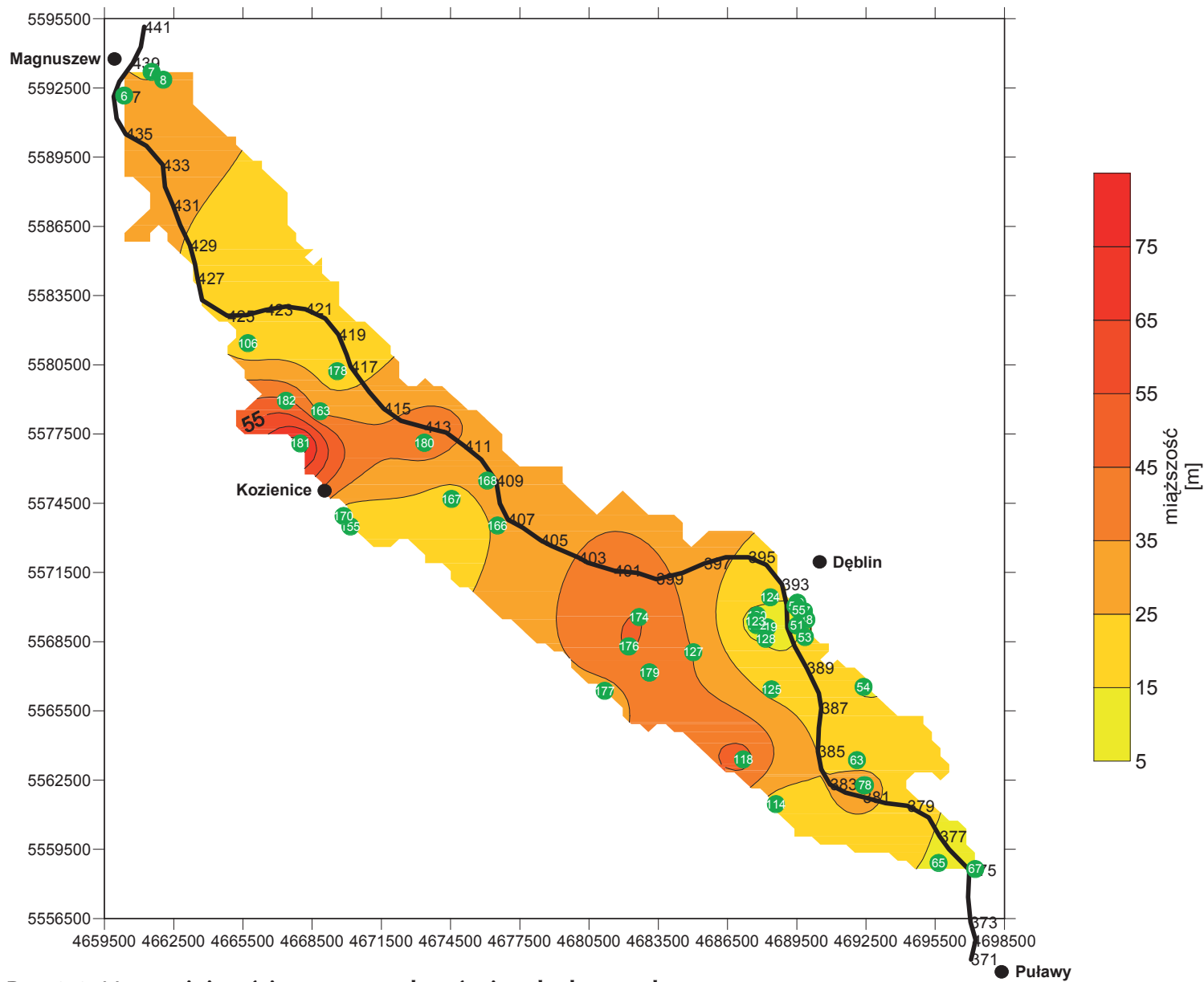
Na podstawie określonych miąższości wykonano mapę (rys. 3.6.), przedstawiającą rozkład przestrzenny miąższości osadów przepuszczalnych na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej, Doliny Maciejowickiej i terenów do nich przyległych. Granicą obszaru badań była linia wysoczyzny. Zaznaczono bieg Wisły wraz z kilometrami oraz lokalizacje odwiertów z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego w układzie współrzędnych geodezyjnych „1965”.

⁹⁷ *Przewodnik do ćwiczeń...*, s. 157.

⁹⁸ E. Falkowski, W. Kowalski, *Kopalne doliny rzeczne...*, s. 725–726, 735. Na obszarze Doliny Środkowej Wisły kopalna dolina rzeczna występuje w Ostrowie. Datuje się ją na okres interglacjału kromerskiego. Za: Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 38.

⁹⁹ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater and surface water: the state of the science*, „Hydrogeology Journal”, 10, 2002, s. 60.

¹⁰⁰ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, tabela 54, s. 322.



Rys. 3.6. Mapa miąższości warstwy wodonośnej na badanym obszarze

Z mapy wynika, że najmniejszą miąższość pierwszej warstwy wodonośnej posiadają obszary położone na zakończeniu Małopolskiego Przełomu Wisły, regionu, w którym utwory kredowe położone są blisko powierzchni terenu. Innym miejscem o małej miąższości osadów przepuszczalnych jest odcinek Wisły, w którym przebiega dawny wododział Wisły i Wieprza¹⁰¹.

Największa miąższość warstwy wodonośnej związana jest z historycznym przebiegiem koryta Wisły, tj. na obszarach, na których odkryto ślady dawnych koryt. Porównując rys. 2.2. oraz 3.6., można zauważyć, że linie oznaczające położenie dawnych koryt Wisły niemal dokładnie pokrywają się z maksymalnymi wartościami miąższości warstwy wodonośnej.

Do obliczenia miąższości średniej wykorzystano program graficzny SURFER, który oprócz funkcji tworzenia map, posiada także możliwość obliczania powierzchni zadanego terenu i objętości warstw.

Program SURFER liczy pole powierzchni za pomocą dwóch metod: powierzchniowej i z planu, natomiast objętość jako miąższość osadów pomnożona przez pole powierzchni badanego obszaru, zasady trapezoidalnej, Simpsona i Simpsona 3/8 oraz tzw. *cut and fill volume*¹⁰². Wyniki obliczonych pól powierzchni i objętości zamieszczono w załączniku 2.

Do obliczenia średniej miąższości warstwy wodonośnej z_{sr} wykorzystano wzór:

$$z_{sr} = \frac{V}{A} \quad (3.1.)$$

gdzie: z_{sr} – średnia miąższość warstwy wodonośnej [m];

V – obliczona objętość [m³];

A – obliczone pole powierzchni [m²].

Wartości pola powierzchni obszaru Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej, obliczone obiema metodami, okazały się zbliżone; podobnie nieznacznie różniły się wyznaczone objętości. Z tego względu obliczo-

¹⁰¹ O dwukrotnym skróceniu biegu rzeki w okolicach Stężycy poprzez połączenie Wisły z wodami Wieprza i zmianą lokalizacji jego ujścia w: H. Maruszczak, *Naturalne tendencje zmian...*, s. 156.

¹⁰² *Cut and fill volume* to wynikowa objętość równa objętości nad i pod daną linią odniesienia. W przypadku obszaru badań wartość objętości nad poziomem odniesienia równała się całkowitej objętości, ponieważ linią odniesienia był poziom równy 0. *SURFER 8, Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers. User's Guide*, GOLDEN SOFTWARE, Inc., 2002, s. 445–446.

na średnia miąższość warstwy wodonośnej była taka sama dla każdego przypadku:

$$z_{\text{sr}} = 30,1 \text{ m.}$$

Średnią miąższość osadów przepuszczalnych można uznać za dużą. Średnia miąższość samych aluwiów ma przypuszczalnie wartość porównywalną, ponieważ jedynie w siedmiu odwiertach uwzględniono przepuszczalne osady trzeciorzędu. Podobne wartości można znaleźć w opracowaniach geologicznych (patrz także: tabela 5.1.).

Według Zdzisława Pazdry miąższość aluwiów wzrasta z biegiem rzeki i dochodzi w dolnych odcinkach dużych rzek do 20–40 m¹⁰³. Nasuwa się ciekawe spostrzeżenie, że odcinek Wisły pomiędzy Puławami a Magnuszewem, jako odcinek środkowy biegu rzeki, ma miąższość podobną do tej, która charakteryzuje zazwyczaj bieg dolny. Tak duża wartość miąższości osadów przepuszczalnych jest wynikiem wielokrotnych zmian położenia koryta Wisły z jednoczesnym nanoszeniem olbrzymich pokładów transportowanego rumowiska.

Na podstawie obliczonej wartości średniej i analizy rozkładu przestrzennego miąższości pierwszej warstwy wodonośnej fragmentu Doliny Środkowej Wisły można wysnuć przypuszczenie, że obszar ten charakteryzuje się bardzo dobrą przepuszczalnością hydrauliczną oraz ma znakomite właściwości retencyjne.

3.5.3. Przepuszczalność pierwszej warstwy wodonośnej

Przepuszczalność jest to zdolność gruntu do przewodzenia cieczy. Jest ona zależna od granulacji gruntu, tj. wymiaru i kształtu ziaren, a także porowatości, czyli stosunku objętości porów w gruncie do całkowitej jego objętości. Natomiast wodoprzepuszczalność zależy ponadto od fizyczno-chemicznych właściwości wody, głównie od lepkości, której wartość silnie obniża się przy wzroście temperatury¹⁰⁴.

Przepuszczalność określa współczynnik przepuszczalności \mathcal{S} , natomiast wodoprzepuszczalność – współczynnik filtracji k . Pojęcie współczynnika filtracji wprowadził Henry Darcy, badając zjawisko przesączania się wody przez piaski średnie. Dzięki uzyskanym wynikom wyprowadził zależność:

$$v_f = k \cdot I \quad (3.2.)$$

¹⁰³ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 265.

¹⁰⁴ E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich...*, s. 29, 34; Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 320.

gdzie: v_f – prędkość filtracji [m/s];
 k – współczynnik filtracji [m/s];
 I – spadek hydrauliczny [-].

Powyższa zależność nazywana jest prawem Darcy'ego. Wykazuje ona zależność liniową pomiędzy prędkością filtracji a spadkiem hydraulicznym, wyrażonym różnicą wysokości słupów wody lub różnicą ciśnień na danej drodze. Zakresem stosowalności jest ruch laminarny, a jako kryterium wykorzystuje się liczbę Osbourne Reynoldsa¹⁰⁵. Przyjmuje się, że prawo Darcy'ego obowiązuje, gdy liczba Reynoldsa mieści się w przedziale od 1 do 10. Górną granicą stosowalności jest $Re = 100$, natomiast dolną – gradient wymuszający przepływ¹⁰⁶.

Współczynnik filtracji k jest współczynnikiem proporcjonalności, który dla gruntów izotropowych jest wielkością skalarną, natomiast w przypadku anizotropii ma postać macierzy, która zawiera współczynnik filtracji k rozpatrzony we wszystkich kierunkach¹⁰⁷.

Wartość współczynnika filtracji k można uzyskać za pomocą wzorów empirycznych, badań polowych lub laboratoryjnych. Przykładowe wartości dla gruntów zamieszczono w tabeli 3.2., załącznik 1.

W celu określenia przepuszczalności pierwszej warstwy wodonośnej badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły, wykorzystując dane z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego i badań własnych, obliczono średni współczynnik filtracji w gruntach uwarstwionych dla filtracji równoległej k_h i prostopadłej k_v [m/s]¹⁰⁸:

¹⁰⁵ E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich...*, s. 34–36.

¹⁰⁶ J. Bear, *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill Inc., 1979, s. 65–66.

¹⁰⁷ *Ibidem*, s. 71. Więcej na temat równania Darcy'ego, równania nieustalonego przepływu wód podziemnych w ośrodku porowatym (równania Richardsa) oraz modelach matematycznych w: G. Sinicyn, Wpływ niepewności danych na precyzję oceny stanu środowiska wód podziemnych w otoczeniu składowisk odpadów, praca doktorska, Politechnika Warszawska, Warszawa 1997, s. 25–31; G.F. Pinder, *Groundwater Modeling using Geographical Information System*, Jon Wiley & Sons, New York 2002, s. 50–53; J.M. Sawicki, *Problemy doboru modelu hydrogeologicznego*, „Współczesne problemy hydrogeologii”, t. IX: „Hydrogeologia na przełomie wieków”, red. S. Krajewski, A. Sadurski, Warszawa–Kielce 1999, s. 27–34; T. Sukowski, K. Polańska, *Modelowanie przestrzennego przepływu wód podziemnych w kompleksach wodonośnych*, „Inżynieria morska i geotechnika”, 2, 1997, s. 95; J. Flisowski, R. Iwanejko, O. Trzos, A. Wiczyński, M. Brzoza-Wójcik, *Prognozowanie wpływu piętrzenia rzek na wody podziemne i obliczanie systemów odwadniających. Poradnik*, Politechnika Krakowska, Kraków 1986, s. 21–22.

¹⁰⁸ E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich...*, s. 35, 43, S. Pisarczyk, *Mechanika gruntów*, Oficyna Wydawnicza PW, Warszawa 1999, s. 71, 78.

$$k_h = \frac{\sum k_i \cdot h_i}{\sum h_i} \quad (3.3.)$$

$$k_v = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{k_i}} \quad (3.4.)$$

oraz średni współczynnik filtracji k_{sr} [m/s], uwzględniający obydwie wymienione współczynniki¹⁰⁹:

$$k_{sr} = (k_h \cdot k_v)^{1/2} \quad (3.5.)$$

gdzie: h_i – miąższość poszczególnej warstwy [m];

k_i – współczynnik filtracji pojedynczej warstwy [m/s].

Obliczanie średnich wartości współczynników filtracji dla profili geologicznych, złożonych z różnych warstw, wykonano ze względu na spełnienie warunku stosowalności:

$$\frac{k_{\max}}{k_{\min}} \leq 20 \quad (3.6.)$$

W tabeli 3.3., załącznik 1, wymieniono rodzaje gruntów występujących w danym odwiercie, przypisano współczynnik filtracji dla konkretnego osadu, podano jego miąższość oraz dla całkowitej miąższości warstwy wodonośnej wyznaczono średnie współczynniki filtracji. W tej samej tabeli zamieszczono wartość wskaźnika przewodności hydraulicznej T , który pozwolił porównać zdolność skał przepuszczalnych do przewodzenia wody, dla założonej szerokości przekroju równej 1 m i spadku hydraulicznemu równemu jedności. Parametr ten obowiązuje tylko w przestrzeni dwuwymiarowej lub dla przepływu zasilającego formację wodonośną. Wskaźnik przewodności hydraulicznej T [m²/s], nazywany dalej wodoprzepuszczalnością gruntu, oblicza się według wzoru¹¹⁰:

$$T = k \cdot m \quad (3.7.)$$

Jako współczynnik filtracji k przyjęto średni współczynnik filtracji k_{sr} [m/s], a miąższość m jako całkowitą miąższość warstwy wodonośnej w danym profilu [m]. Obliczone wartości wodoprzepuszczalności są podane w jednostkach m²/d.

¹⁰⁹ S. Pisarczyk, *Mechanika gruntów...*, s. 78.

¹¹⁰ J. Bear, *Hydraulics of Groundwater...*, s. 69; J. Flisowski, R. Iwanejko, O. Trzos, A. Wiczysty, M. Brzoza-Wójcik, *Prognozowanie wpływu piętrzenia...*, s. 19; Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 323.

Na podstawie wyników obliczeń zamieszczonych w tabeli 3.3. wykonano rys. 3.7., czyli mapę przedstawiającą rozkład przestrzenny wodoprzepuszczalności gruntu T pierwszej warstwy wodonośnej Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej. Na niej zaznaczono bieg Wisły wraz z kilometrami oraz lokalizację poszczególnych odwiertów z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego w układzie współrzędnych geodezyjnych „1965”.

Najmniejszą wodoprzepuszczalność posiadają osady na terenach położonych w początkowym odcinku Wisły badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, czyli w miejscu zakończenia Małopolskiego Przełomu Wisły – obszaru charakteryzującego się utworami kredowymi położonymi blisko powierzchni terenu. Innym odcinkiem o małej wodoprzepuszczalności, zgodnie ze wstępnym przypuszczeniem, jest miejsce dawnego wododziału Wisły i Wieprza.

Największą wodoprzepuszczalność wykazują osady na terenach, przez które przebiegały dawne koryta Wisły. Czerwone kolory, odpowiadające największym wartościom, pokrywają się z układami z rys. 2.2., a także 3.6., czyli mapą rozkładu przestrzennego miąższości osadów wodonośnych. Potwierdza to tezę, że duża miąższość i przepuszczalność warstwy wodonośnej Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej związana jest z przebiegiem dawnych koryt, czyli z procesami sedymentologicznymi, geologicznymi, hydrologicznymi i innymi, występującymi na tym obszarze na przestrzeni wieków.

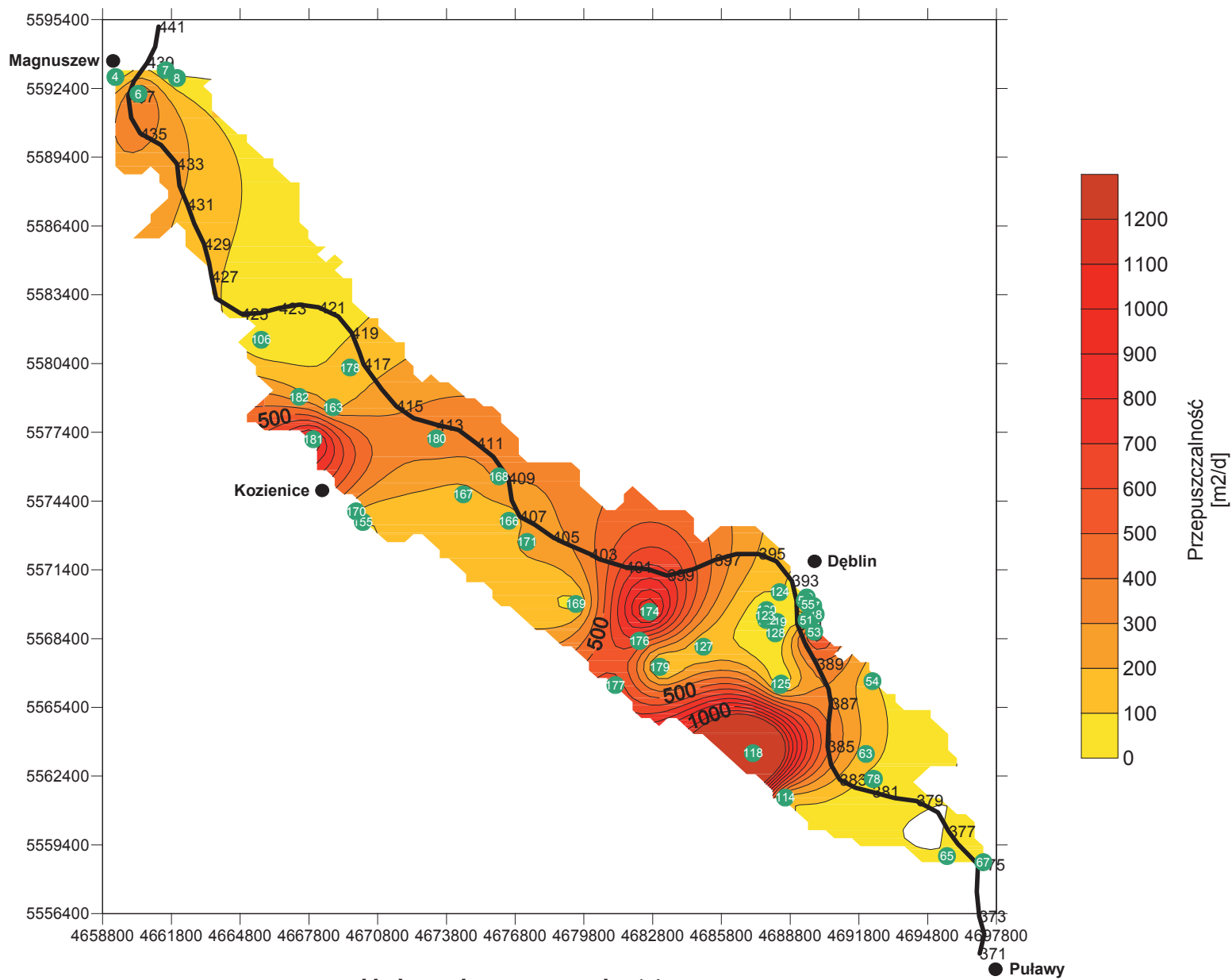
Określono wartość średnią wodoprzepuszczalności gruntu T_{sr} . Wykorzystano w tym celu program SURFER, który obliczył wartość „objętości”, tj. pola całkowania pomnożonego przez wartość wskaźnika przewodności hydraulicznej T , oraz pól powierzchni, liczonych tymi samymi metodami co w wypadku miąższości warstwy wodonośnej. Wyniki zamieszczono w załączniku 2.

Opierając się na zależności objętości do pola powierzchni obliczono następnie wartość średniej wodoprzepuszczalności gruntu T_{sr} , która wyniosła odpowiednio 293,9, 296,2, 298,5 i 300,9 m²/d. Ze średniej arytmetycznej tych czterech wartości otrzymano:

$$T_{sr} = \frac{293,9 + 296,2 + 298,5 + 300,9}{4} = 297 \text{ m}^2/\text{d} \quad (3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}).$$

Wartość ta odpowiada przewodności piasków średnich i piasków z domieszką żwirów¹¹¹. Jednocześnie, dzieląc średnią wodoprzepuszczalność gruntu przez średnią miąższość warstwy wodonośnej, równą 30,1 m, otrzymano współ-

¹¹¹ J. Flisowski, R. Iwanejko, O. Trzos, A. Wiczysty, M. Brzoza-Wójcik, *Prognozowanie wpływu piętrzenia...*, s. 206.



Rys. 3.7. Mapa przestrzennego rozkładu wodoprzepuszczalności gruntu

czynnik filtracji równy 9,9 m/d ($1,15 \cdot 10^{-4}$ m/s). Wartość ta odpowiada zakresom współczynników filtracji dla piasków drobnych i średnich, co również wskazuje na bardzo dobre właściwości hydrauliczne osadów wodonośnych budujących Dolinę Gniewoszowsko-Kozienicką i Dolinę Maciejowicką. Co ciekawe, obliczona wartość wodoprzepuszczalności, równa 297 m²/d, jest mniejsza od podanych w opracowaniach geologicznych. Lokalnie nie przekracza 500 m²/d, w większej części badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wynosi około 1000 m²/d (rozdział 2.6. i tabela 5.1.)¹¹².

Obliczona wodoprzepuszczalność warstwy wodonośnej może posłużyć do wstępnego oszacowania retencji gruntowej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły:

$$T_{sr} = 297 \text{ m}^2/\text{d} = 297 \text{ m}^3/\text{d}/\text{mb} = 297000 \text{ m}^3/\text{d}/\text{km biegu rzeki} \\ \approx 0,3 \text{ mln m}^3/\text{d}/\text{km biegu rzeki} = 3,44 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km biegu rzeki}.$$

Wielkość możliwej retencji w ciągu sekundy okazała się być dość spora, zważywszy że warunki hydrologiczne, jakie panowały na rzece, nie są możliwe do jednoznacznego określenia ze względu na różny czas wykonywania odwierć geologicznych. Jednakże wartość ta i tak w pewnym stopniu umożliwia ocenę możliwości retencyjnych badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły. Wydają się one być bardzo dobre, co wynika z określonych warunków geologicznych, tj. dużej miąższości i wodoprzewodności osadów wodonośnych.

3.6. Mady

3.6.1. Wprowadzenie teoretyczne

Madami określa się utwory spoiste akumulowane na tarasie zalewowym rzeki¹¹³. W niniejszej pracy mianem mad określono grunty tworzące warstwę wierzchnią, bezpośrednio położone na aluwialnych osadach bardzo dobrze

¹¹² Różnica pomiędzy danymi literaturowymi a obliczoną wartością prawdopodobnie wynika z wykorzystania przez autorów większych wartości miąższości lub pominięcia przewarstwień słaboprzepuszczalnych, których współczynnik filtracji o niskiej liczbie znacznie obniżałby ostateczną wartość wodoprzewodności. Najpewniej jednak różnica w wartościach wynika z wykorzystania współczynnika filtracji prostopadłej, który znacznie zaniżył wartość wodoprzewodności, obliczoną w niniejszym rozdziale. Niska wartość współczynnika filtracji prostopadłej wynika z tego, że warstwy wodonośne są upakowane dzięki sedymentacji poszczególnych warstw oraz mają mały wymiar pionowy w porównaniu z rozciągłością całej warstwy.

¹¹³ Z. Frankowski, *Metody ustalania własności...*, s. 56.

przepuszczalnych. Mady dzieli się na mady gliniaste i piaszczyste, inaczej nazywane pylasto-piaszczystymi.

Sedymentacja mad gliniastych, bez wkładek warstw piaszczystych, często ze znaczną ilością substancji organicznej, jest związana z rzekami meandrującymi. Są to tzw. mady tłuste. Mady piaszczyste odkładają się w procesie akumulacji rzeki dzikiej (roztokowej), nazywane są także madami chudymi. Osad bardziej drobnoziarnisty, również związany z rzeką roztokową, może odkładać się na obszarach bardziej odległych od koryta¹¹⁴.

Wierzchnią warstwę stanowią współczesne mady pylasto-piaszczyste, które leżą na madach gliniastych. Oba rodzaje mad mogą być oddzielone od siebie warstwą piasku lub gleby kopalnej. Mady gliniaste położone są na piaskach drobnych serii korytowej. Są to przeważnie gliny pylaste lub gliny oraz ily pylaste, czyli utwory pylaste o zawartości frakcji iłowej 15–40% i piaszkowej 5–55%. Natomiast mady pylasto-piaszczyste to głównie piaski gliniaste i pyły piaszczyste o zawartości frakcji iłowej 5–10% i piaszkowej 30–70%¹¹⁵. Mady ilaste, bogate w substancję organiczną i węglan wapnia, osadzają się na obszarach charakteryzujących się rozległą doliną rzeczną, stosunkowo spokojnym przepływem w trakcie powodzi, a szczególnie licznymi strefami bezprzepływowymi¹¹⁶.

¹¹⁴ K. Laskowski, *Próba wyjaśnienia genezy powodziowych utworów błotnistych*, „Przegląd Geologiczny”, 1, 1968, s. 17; E. Falkowski, *Zasady interpretacji budowy...*, s. 371–372. Oprócz wyżej wymienionych podziałów mad i związanych z nimi terminów istnieje pojęcie mady błotnistej, jako osadów występujących w spągowej części profili madowych. Powstanie ich było związane z podniesieniem się zwierciadła wody gruntowej, dzięki wydłużonej drodze odpływu wymuszonej przez roślinność typu łęgowego, która ograniczała swobodną zmianę krzywizny meandra rzeki. Wody wezbraniowe mogły przepływać tylko krętymi kanałami w poszyciu lasów, tam gdzie zabudowa roślinna została zniszczona. W strefie zwartej pokrywy leśnej odbywała się sedymentacja namulów organicznych, a w kanałach przepływowych wód wezbraniowych – namulów piaszczystych.

Z powodu powyższych kryteriów mada błotnista zbudowana jest z płatów gruntów drobnoziarnistych (ily, pyły) z dużą ilością substancji organicznej, które są rozdzielone warstwami namulów piaszczystych. Często występują też torfy i gliny pylaste, a granice pomiędzy osadami nie są zbyt wyraźne. Nad madą błotnistą występują osady powodziowe, które powstały w okresie niszczącej działalności człowieka. K. Laskowski, *Próba wyjaśnienia genezy...*, s. 17–20.

¹¹⁵ E. Myślińska, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły*, „Przegląd Geologiczny”, 6, 1980, s. 348–349.

¹¹⁶ E. Falkowska, *Związek akumulacji metali ciężkich w osadach facji powodziowej z morfologią doliny Wisły na odcinku od Annopola do Gołębka*, „Przegląd Geologiczny”, vol. 53, nr 8, 2005, s. 685.

Miąszość mad o ciągłym profilu i bez przewarstwień piasków, niezależnie od rodzaju rzeki (meandrująca czy roztokowa), nie przekracza 1,5 m, a przeważnie waha się w granicach 0,8–1,2 m. Większe wartości są dla mad facji korytowej, które osiągają często 4 m miąszości. Sporadycznym przypadkiem jest 10 m dla obszaru zakumulowanych łąch¹¹⁷. Inne wartości podaje Elżbieta Myślińska, która twierdzi, że mady pylasto-piaszczyste charakteryzują się miąszością w granicach 0,5–2 m, natomiast gliniaste – 1–2,5 m¹¹⁸. Wartości te pokrywają się z wartościami podanymi w monografii Leszka Starkela, który uwzględnił przewarstwienia osadów aluwialnych i określił miąszość pokrywy madowej na obszarze doliny Wisły na odcinku pomiędzy Puławami a ujściem Pilicy na wahającą się w granicach 3–5 m i znajdującą się 2–3 m niżej średniego poziomu Wisły¹¹⁹.

3.6.2. Analiza danych

W artykule Zbigniewa Frankowskiego podano kilka parametrów dotyczących mad rejonu Karczewa, czyli miejscowości położonej poniżej odcinka Puławy–Magnuszew. Mady tego rejonu charakteryzowały się największym udziałem procentowym glin pylastych i glin pylastych zwięzłych, a dominującą frakcją była frakcja pyłowa. Średnia wilgotność wynosiła 47%¹²⁰.

Wykorzystując wyniki badań terenowych zawarte w pracy magisterskiej¹²¹ oraz dane z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego (patrz tabela 3.1.), z pominięciem odwiertów spoza terenu badań, wykonano podobną analizę mad budujących obszar Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej. Analiza dotyczyła tylko pierwszej warstwy profilu madowego, położonej zazwyczaj pod warstwą gleby. Dane zebrano w tabeli 3.4., załącznik 1, podając lokalizację odwiertu oraz rodzaj gruntu w nim występującego. Ponadto

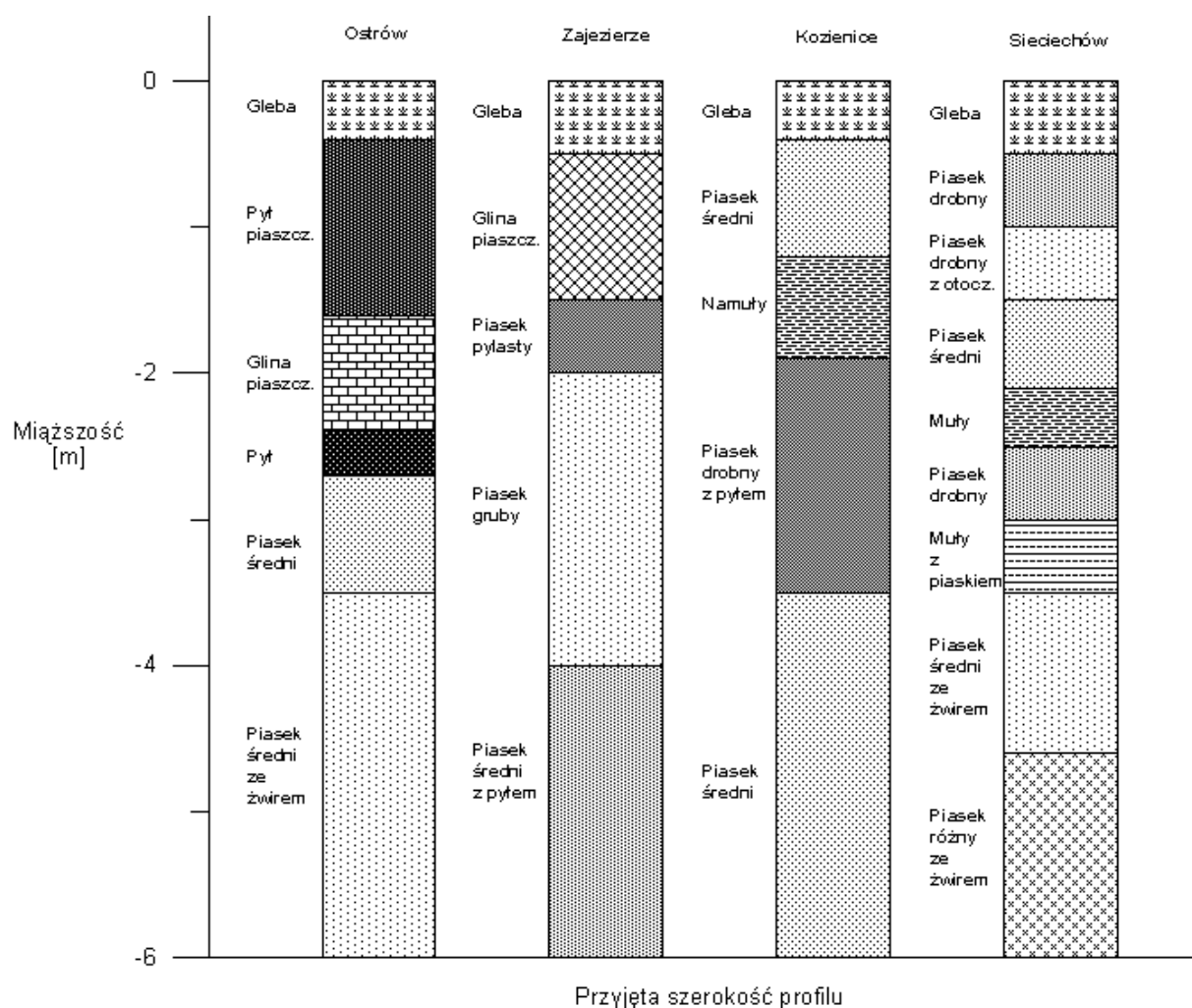
¹¹⁷ Z. Biernacki, *Wiek oraz przebieg przyrostu miąszości mad na tarasie zalewowym Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych*, „Przegląd Geologiczny”, 1, 1975, s. 14.

¹¹⁸ E. Myślińska, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka...*, s. 348.

¹¹⁹ L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 107.

¹²⁰ Z. Frankowski, *Metody ustalania własności...*, s. 58–59. Wilgotność naturalna mad rzeki meandrującej wynosi 13–49%, a rzeki roztokowej – 4–34%. Wynika to z tego, że mady gliniaste są przykryte madami pylasto-piaszczystymi; za: E. Myślińska, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka...*, s. 349–350.

¹²¹ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta...*, załącznik 4.



Rys. 3.8. Profile geologiczne czterech wybranych odwiertów

dokonano rozbioru na poszczególne frakcje¹²². Część odwiertów z Banku Danych odrzucono z powodu braku informacji o rozkładzie procentowym frakcji np. osadów zbudowanych z dwóch rodzajów gruntów.

Do zinterpretowania osadów pierwszej warstwy madowej wykorzystano najprostszą metodę wyznaczenia dominującej frakcji. Obliczenia wykonano przy użyciu średniej ważonej. Nie użyto średniej arytmetycznej, ponieważ warstwę wierzchnią na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej w przeważającej ilości tworzy piasek gliniasty. Pozostałe rodzaje osadów wystąpiły tylko raz lub kilka razy.

¹²² Dla danych z Banku Danych Państwowego Instytutu Geologicznego przyjęto, wg Zbigniewa Frankowskiego z tabeli 1 i trójkąta Fereta z fig. 1 oraz badań własnych, średnią zawartość procentową danej frakcji dla odpowiedniego rodzaju gruntu. Z. Frankowski, *Metody ustalania własności...*, s. 58.

Z obliczeń uzyskano następujące wyniki:

- frakcja piaskowa – 61%;
- frakcja pyłowa – 30%;
- frakcja iłowa – 9%.

Okazało się, że największy udział procentowi ma frakcja piaskowa, czyli dominujący rodzaj mad stanowią mady piaszczyste (piasek gliniasty/pył piaszczysty wg trójkąta Fereta), pochodzące z osadów rzeki roztokowej (dzikiej).

Całkowitą miąższość mad trudno jest ocenić ze względu na częste ich przeplatanie się z bardziej przepuszczalnymi osadami aluwialnymi, czyli np. piaskami drobnymi, średnimi lub grubymi. Na rys. 3.8. umieszczono cztery przykładowe profile geologiczne. Zawierają one pełen profil madowy oraz pierwsze warstwy osadów zbudowanych z piasków.

Widoczne jest tu przeplatanie się warstw madowych z piaskowymi. Często można spotkać warstwę piasku zawierającą osad słabiej przepuszczalny, np. pył. Miąższość mad odczytana z rysunku waha się w granicach 2–3,5 m. Jest to wartość przeciętna i w zasadzie zgodna z podaną informacją Leszka Starkela, który stwierdził, że na całym obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej zawiera się ona w granicach 3–5 m¹²³.

3.7. Formy geomorfologiczne

Różnorodność form geomorfologicznych spowodowana jest zachodzeniem wielu procesów. Należą do nich procesy lodowcowe, wodnolodowcowe, eoliczne, rzeczne, denudacyjne, a także spowodowane przez roślinność i działalność człowieka.

Na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej występują następujące formy:

- l o d o w c o w e : wysoczyzna morenowa płaska, która ogranicza obie Doliny;
- e o l i c z n e : wydmy znajdujące się na tarasie zalewowym niższym i wyższym Wisły i Wieprza w strefie krawędziowej wysoczyzny. Najlepiej wykształcone są wydmy w rejonie Gołębia, charakteryzujące się kształtem parabolicznym lub wytworzone w formie wału wyspowego, o wysokości względnej dochodzącej do 15 m. Drugim rejonem występowania tych form jest rejon Stężyca. Wydmy, leżące na niższym tarasie nadzalewowym Wisły, są niższe, a ich

¹²³ L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 107.

wysokość względna dochodzi do 10 m. Inną formą, wytworzoną w procesie eolicznym, są równiny piasków przewianych, które zajmują duże powierzchnie w okolicach Gołębia i Stężycy¹²⁴;

– r z e c z n e : tarasy zalewowe i nadzalewowe. Największy procent powierzchni Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej zajmuje taras zalewowy wyższy¹²⁵, podobnie jest w Dolinie Maciejowickiej. Do innych form rzecznych zalicza się starorzecza. Starorzecza suche oraz kilka zawodnionych występują w okolicy Gołębia i Gniewoszowa. Największe z nich znajduje się koło Oleksowa¹²⁶. Bardzo dobrze zachowały się starorzecza w okolicach Sieciechowa, Kępic, Borka i Borowiny¹²⁷. Często starorzecza wypełnione są torfami. Kolejnym obszarem występowania starorzeczy są okolice Ostrowia, Magnuszewa, Grzybowa Starego i Nowego oraz Wilczkowic¹²⁸;

– d e n u d a c y j n e : stożki napływowe, które występują u wylotów wąwozów i dolinek, charakteryzujące się kształtem w formie wachlarza, osiągające kilka metrów wysokości¹²⁹;

– u t w o r z o n e p r z e z r o ś l i n n o ś ć : równiny torfowe, występujące na tarasach zalewowych i nadzalewowych Wisły, znajdujące się na południowy zachód od Sieciechowa i Piotrkowic oraz na południe od Kozienic¹³⁰;

– a n t r o p o g e n i c z n e : nasypy, które są pozostałością starych umocnień obronnych, ceglano-ziemnych o wysokości kilkunastu metrów. Formy takie występują w okolicach Dęblina, Nagórnik, Głuśca, Wólki Wojcieszkowskiej¹³¹. Innymi formami są dna stawów rybnych oraz dawne i współczesne wały przeciwpowodziowe ciągnące się wzdłuż koryta Wisły¹³².

Na rys. 3.10.–3.13. przedstawiono wymienione formy geomorfologiczne, występujące w okolicach Puław, Dęblina, Kozienic i Magnuszewa, obejmujące zasięg Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej. Legenda umieszczona jako rys. 3.9. dotyczy wszystkich rysunków.

¹²⁴ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski*. Arkusz Dęblin, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1993, s. 8–9.

¹²⁵ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta...*, załącznik 3.

¹²⁶ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Puławy, s. 11.

¹²⁷ Idem, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Dęblin, s. 10–11.

¹²⁸ Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 10.

¹²⁹ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Puławy, s. 12.

¹³⁰ Idem, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Dęblin, s. 9.

¹³¹ *Ibidem*, s.12.

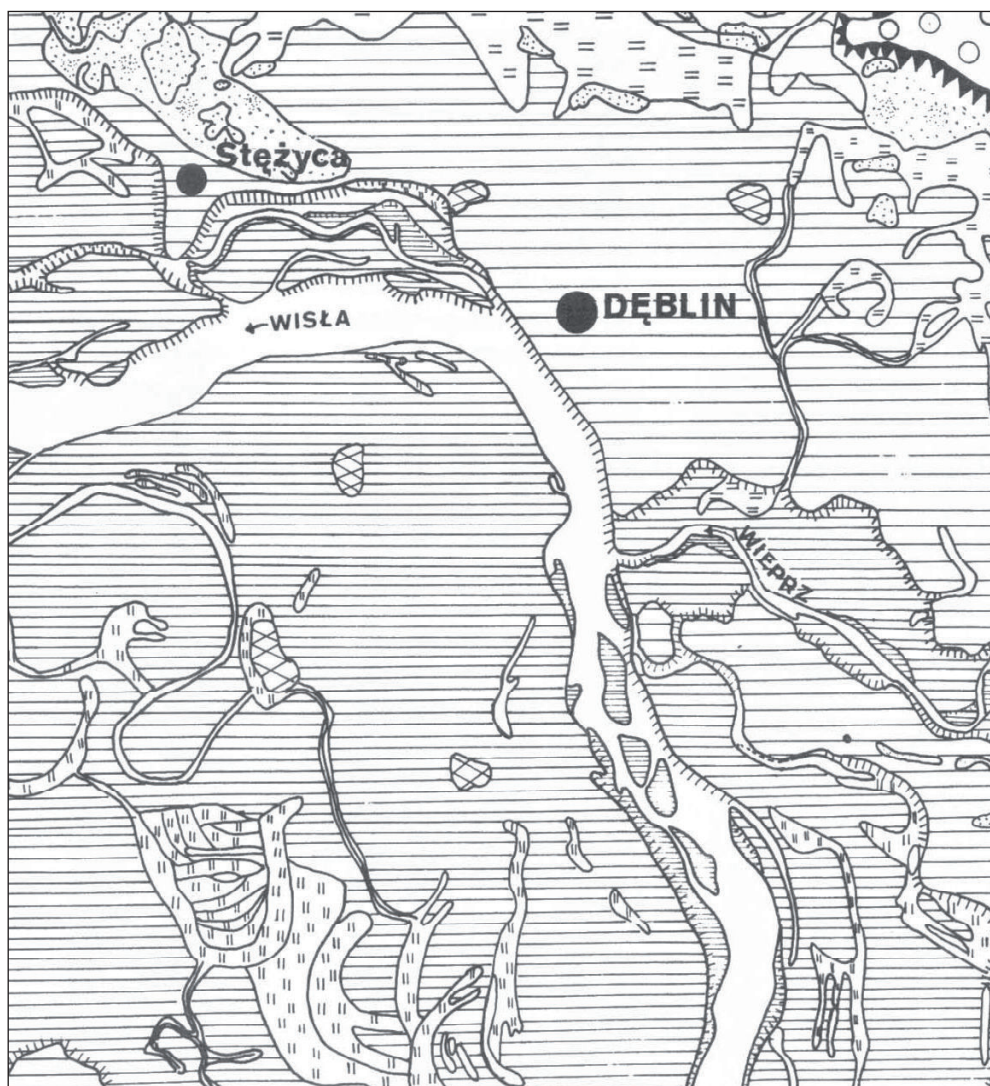
¹³² *Ibidem*, s. 9.



Rys. 3.9. Legenda do rys. 3.10.–3.13. (wg M. Żarskiego, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Puławy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1998)



Rys. 3.10. Szkic geomorfologiczny okolic Puław (wg M. Żarskiego, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Puławy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1998)



Rys. 3.11. Szkic geomorfologiczny okolic Dęblina (wg M. Żarskiego, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Dęblin*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1993)

Na rysunkach widoczne jest, że głównymi formami geomorfologicznymi są formy wytworzone przez procesy fluwialne. Są to w większości tarasy stanowiące podłoże fragmentu Doliny Środkowej Wisły oraz starorzecza, jako pozostałości po dawnych korytach Wisły. To one kształtują związki hydrauliczne w połączonym systemie wody podziemne–rzeka, jednakże bardzo duży wpływ na wody podziemne mają również powierzchnie wydymowe oraz osady wysoczyzny, w szczególności osady nieprzepuszczalne.

Obecność wydym w dolinie rzecznej mogłaby wywołać zaburzenia przepływu wód podziemnych, a także wód wezbraniowych, co powodowałoby ich podpiętrzenie w obrębie tarasu oraz powstawanie okresowych zbiorników wód stojących. W zbiornikach tych następowałaby proces sedymentacji torfów



Rys. 3.12. Szkic geomorfologiczny okolic Kozienic (wg M. Żarskiego, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kozienice*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1996)

i namulów oraz zaczynałoby się tworzyć bagno śródwymowe¹³³. Jednakże obszar występowania wydm w Dolinie Środkowej Wisły na odcinku pomiędzy Puławami a Magnuszewem jest niewielki i stanowi nieznaczny procent całej powierzchni obszaru Doliny. Wydaje się przez to, że formy te nie będą miały większego wpływu na przepływ, w szczególności w czasie wezbrania rzeki.

Innego rodzaju barierę piętrzącą dla wód podziemnych, spływających z wysoczyzny w kierunku doliny rzecznej, stanowić mogą łąy i pyły zastoisko-

¹³³ K. Laskowski, *Wpływ wydm i procesów eolicznych na kształtowanie się dolin rzek nizinnych schyłku plejstocenu i w holocenie*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 25, 1981, nr 2, s. 405.



Rys. 3.13. Szkic geomorfologiczny okolic Magnuszewa (wg Z. Sarnackiej, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Magnuszew*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980)

we¹³⁴ lub namuły i torfy o niskich wartościach współczynnika filtracji. Mogą one spowodować komplikacje w przebiegu dróg filtracji wód w postaci ograniczenia kontaktu hydraulicznego wód w całej dolinie rzecznej z wodami podziemnymi wysoczożny, czego następstwem byłby tranzytowy charakter rzeki¹³⁵.

¹³⁴ **Pyły zastoiskowe** – osady pochodzące z jeziora zastoiskowego, utworzonego w wyniku zatamowania naturalnego odpływu wód lodowcowych lub wód rzecznych przez wysunięty jezior lodowca lub zwarte czoło lodowca. W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski, *Słownik geologii dynamicznej...*, s. 299.

¹³⁵ T. Falkowski, *Wyciśnięcia utworów spoiстых w strefach krawędziowych dolin rzecznych na Niziu Polskim jako elementy ograniczające kontakt wód podziemnych doliny i wyso-*

Dodatkowo osady spoiste, występujące między korytem a zboczem doliny, mogą powodować unieruchamianie rumowiska deluwialnego. Gruntami takimi są przeważnie torfy, odróżniające się tym, że mają dużą zawartość części mineralnych¹³⁶.

Wykorzystując dane geologiczne, udostępnione przez Bank Danych Państwowego Instytutu Geologicznego, wykonano tabelę 3.5. (załącznik 1), która zawiera informacje dotyczące odwiertów położonych blisko lub na krawędzi obszaru Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej. Oprócz lokalizacji odwiertu podano rodzaje gruntów słabo- lub nieprzepuszczalnych oraz głębokość ich zalegania od powierzchni terenu.

Średnia głębokość zalegania utworów słabo- lub nieprzepuszczalnych na wysoczyźnie, obliczona ze średniej arytmetycznej, wynosi około 24 m. Porównując do średniej miąższości osadów przepuszczalnych pierwszej warstwy wodonośnej, która wynosi 30,1 m, można wysnuć przypuszczenie, że będzie istniał kontakt wód dolinowych z wodami wysoczyzny, co widoczne jest również na rys. 3.1. i 3.2.

W przekroju doliny rzecznej w okolicach Gniewoszowa, Kozienic i Maciejowic (rys. 3.1.) kontakt wód gruntowych z wodami wysoczyzny będzie poprzez piaski i żwiry preglacjalne budujące wysoczyznę. Natomiast w przekroju Garbatka–Dęblin (rys. 3.2.) kontakt zapewniają oligoceńskie piaski glaukonitowe. W miejscu, gdzie kontakt mógłby być utrudniony przez grunty nieprzepuszczalne, np. gliny, istnieje przypuszczenie, że połączenie będzie na styku warstw kredowych.

Gruntem dominującym wśród osadów nieprzepuszczalnych jest ił. Równie często pojawiają się pyły i muły, natomiast torf – tylko raz, w miejscowości Janików. U podnóża wysoczyzny znajduje się starorzecze. Było to miejsce przebiegu dawnego koryta Wisły, a obecnie znajdują się tam tereny podmokłe¹³⁷.

Innymi rejonami, charakteryzującymi się podmokłością gruntu, są okolice Nowej Wsi, Kozienic, Mozolic Dużych, Sieciechowa, Woli Klasztornej, Bąkowca, Sławczyzna, Oleksowa i Borka. Znajdują się one także na linii dawnych koryt Wisły, a obecność w nich utworów torfowych potwierdza literatura (rys. 3.11.)¹³⁸.

czyzny, „Współczesne problemy hydrogeologii”, t. IX: „Hydrogeologia na przełomie wieków”, red. S. Krajewski, A. Sadurski, Warszawa–Kielce 1999, s. 403, 405.

¹³⁶ K. Krauzlis, *Transport boczny rumowiska...*, s. 189.

¹³⁷ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta...*, załącznik 3.

¹³⁸ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, Arkusz Dęblin, s. 9.

Ze względu na lokalne występowanie torfów oraz gruntów słabo- lub nieprzepuszczalnych można domniemywać, że nie stanowią one bariery dla spływu wód z wysoczyzny, jednakże mogą powodować zaburzenia hydraulicznego systemu rzeka–wody podziemne.

3.8. Podsumowanie i wnioski

W rozdziale poświęconym szczegółowemu omówieniu budowy geologicznej i geomorfologicznej obszaru badań Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew skoncentrowano się głównie na analizie osadów przepuszczalnych. Określenie miąższości i wodoprzepuszczalności miało za zadanie ocenić wpływ pierwszej warstwy wodonośnej na złożony system rzeka–woda podziemne. Dzięki tak dokładnej analizie właściwości geologicznych osadów budujących podłoże badanej doliny rzecznej można wyciągnąć kilka wniosków.

1. Przypuszczalnie nie istnieje „ucieczka” wód podziemnych do form krasowych, mimo że zachowany jest kontakt hydrauliczny z warstwą kredową. Wynika to z dużej głębokości, na której położony jest strop tej warstwy. Jedynym odstępstwem są południowe rejony, położone na zakończeniu Małopolskiego Przełomu Wisły. Obszar Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej i Doliny Maciejowickiej cechuje się dostateczną ilością wód powierzchniowych, a deniwelacje terenu są niewielkie, co nie sprzyja powstawaniu szczelin lub jaskiń krasowych, dlatego zjawisko „ucieczek” wód do form krasowych można uznać za pomijalne.

2. Wydmy, obszary podmokłe oraz nieprzepuszczalne osady wysoczyzny nie mają wielkiego wpływu na przepływ, w szczególności podczas wezbrania rzeki. Lokalnie mogą jednak powodować zaburzenia w hydraulicznie połączonym systemie rzeka–wody podziemne.

3. Najmniejsza miąższość i przepuszczalność pierwszej warstwy wodonośnej występuje na zakończeniu Małopolskiego Przełomu Wisły, obszaru, na którym utwory kredowe położone są blisko powierzchni terenu. Innym miejscem, także charakteryzującym się małą miąższością i przepuszczalnością, jest rejon dawnego wododziału Wisły i Wieprza.

4. Największe wartości miąższości i przepuszczalności osadów posiadają obszary, na których przebiegały dawne koryta Wisły. Zmiany położenia koryta powodowały nanoszenie olbrzymich pokładów transportowanego rumowiska, w którego składzie przeważały piaski o różnej granulacji oraz żwiry.

5. Obliczona średnia miąższość osadów przepuszczalnych wyniosła 30,1 m. Można stwierdzić, że średnia miąższość osadów aluwialnych jest nieznacznie mniejsza i odpowiada przeciętnej miąższości aluwionów dolnych odcinków rzeki.

6. Średnia wodoprzepuszczalność gruntu T_{sr} wynosi 297 m²/d; odpowiada ona piaskom średnim, co wykazuje bardzo dobre właściwości hydrauliczne warstwy wodonośnej. Wartość ta pozwala jednocześnie określić zdolność retencyjną badanego obszaru. W przeliczeniu na 1 km biegu rzeki wynosi ona 3,44 m³/s.

Rozdział 4

Hydrologia

4.1. Wstęp

Większą część niniejszego rozdziału stanowią rozważania teoretyczne z dziedziny hydrologii. Omówiono w nim definicję bilansu wodnego wraz ze szczegółowym opisem jego składników. Dużo miejsca poświęcono zagadnieniu fali wezbraniowej, koncentrując się głównie na dwóch aspektach: metodach ochrony przeciwpowodziowej oraz parametrach powodzi lat ubiegłych.

Najważniejsza część rozdziału dotyczy problemu anomalii przepływów rzecznych. Omówiono definicję oraz najważniejsze przyczyny występowania zaburzeń. Podano przykładowe wartości pochodzące z literatury przedmiotu. Sporządzono również zestawienie na podstawie danych z roczników hydrologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, wykazujące istnienie anomalii przepływów prawdopodobnych na 150-kilometrowym odcinku Wisły od Puław do Warszawy. Przyczyną występowania anomalii, po uwzględnieniu właściwości filtracyjnych ośrodka gruntowego, okazała się duża wodochłonność osadów przepuszczalnych, co również pozwala w pewnym stopniu określić olbrzymie możliwości retencyjne warstwy wodonośnej.

4.2. Składniki bilansu wodnego

Rzeki są zasilane przez wody pochodzące ze spływu powierzchniowego, z topnienia pokrywy śnieżnej oraz z dopływów wód podziemnych¹³⁹. Do podstawowych dróg zasilania zaliczany jest także opad zasilający bezpośrednio system sieci rzecznej i zbiorników wód otwartych oraz odpływ podpowierzchniowy¹⁴⁰.

¹³⁹ I. Dynowska, A. Tłałka, *Hydrografia*, PWN, Warszawa–Poznań 1982, s. 45.

¹⁴⁰ R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne metody oceny odpływu podziemnego rzek. Część I – metody badań*, „Gospodarka Wodna”, 4, 2002, s. 156.

Zasilanie rzek wodami innego pochodzenia niż opady atmosferyczne zdarza się wyjątkowo i z reguły w bardzo ograniczonym zakresie¹⁴¹.

Opad, który spadł na powierzchnię zlewni, zostanie zużyty na parowanie, a częściowo na intercepcję roślin oraz wypełnienie retencji powierzchniowej. Jeżeli natężenie opadu przekroczy natężenie infiltracji w gruncie, to powstanie proces nazywany spływem powierzchniowym. Wartość spływu powierzchniowego określa się poprzez opad efektywny, na który największy wpływ ma formowanie się infiltracji w gruncie¹⁴².

Odptyw podpowierzchniowy jest istotnym elementem w procesie erozji chemicznej ze względu na wypłukiwanie związków chemicznych z gleby¹⁴³. Podobnie jak spływ powierzchniowy jest związany z górną strefą aeracji¹⁴⁴. Występuje w gruntach, które charakteryzują się większą przepuszczalnością od niżej położonych osadów¹⁴⁵. Ze względu na trudność w wydzieleniu odpływu podpowierzchniowego oraz niewielkie znaczenie bezpośredniego opadu, razem ze spływem powierzchniowym łączy się je w całość jako odpływ powierzchniowy¹⁴⁶.

Odptyw powierzchniowy, jako składowa odpływu całkowitego, stanowi negatywny czynnik cyklu hydrologicznego. W stosunkowo krótkim czasie następuje odprowadzenie znacznej części wód opadowych i niemal całkowicie wód roztopowych. Odptyw powierzchniowy wyzwała intensywną erozję gleby, prowadząc do jej wyjałowienia. Jest również przyczyną znacznego wzrostu

¹⁴¹ K. Dębski, *Hydrologia*, ARKADY, Warszawa 1970, s. 182.

¹⁴² E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Hydrogram wezbrania; jego rozdział genetyczny i podstawowe pojęcia*, „Przegląd Geofizyczny”, t. 29, 1984, z. 3, s. 333–334; E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi*, „Czasopismo techniczne”, z. 8-Ś/2002 (Rok 99), Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej, s. 120.

¹⁴³ M. Gutry-Korycka, Z. Mikulski, *Odptyw powierzchniowy jako składowa odpływu rzecznoego*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXVII, 1982, z. 1–2, s. 45–47.

¹⁴⁴ Z. Pietrygowa, *Wydzielenie form odpływu podziemnego w górach według metody reprezentatywnych źródeł dolinowych*, „Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej”, t. V (XXVI), 1979, z. 1–2, s. 77.

¹⁴⁵ E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 120.

¹⁴⁶ R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne...*, s. 156. Można spotkać opinie, że odpływ podpowierzchniowy to część odpływu podziemnego i jest to tzw. odpływ gruntowy krótkookresowy lub hypodermiczny. Za: M. Fic, *Zasilanie podziemne małych rzek nizinnych w świetle różnych metod badawczo-obliczeniowych – na przykładzie zlewni górnej Mławki*, „Współczesne problemy geologiczne Polski Centralnej”, materiały sesji naukowej, red. A. Macioszczykowa, Uniwersytet Warszawski, Warszawa 1989, s. 192; M. Gutry-Korycka, Z. Mikulski, *Odptyw powierzchniowy jako składowa...*, s. 45–47.

transportu rumowiska rzeczno, sprzyjającego procesom korytowym i w konsekwencji dziczeniu koryt rzecznych¹⁴⁷. Odpływ powierzchniowy stanowi około 45% odpływu całkowitego¹⁴⁸.

Drugą składową odpływu rzeczno jest odpływ podziemny. Stanowi on całkowitą ilość wody, dopływającą pod powierzchnią gruntu do doliny rzeczno. Inaczej mówiąc, jest to łączna ilość wody pochodząca z drenażu wód podziemnych¹⁴⁹. W procesie odpływu podziemno uwzględnia się trzy etapy: infiltrację, czyli wchłanianie wody przez grunt poprzez strefę aeracji do strefy saturacji, następnie filtrację, proces, w którym woda opadowa infiltrująca w grunt osiąga horyzont wodonośny i zaczyna płynąć zgodnie ze spadkiem zwierciadła wody podziemno, oraz drenowanie horyzontu wodonośno aż do łóżyska cieku powierzchniowego¹⁵⁰.

Odpływ gruntowy dzielony jest na odpływ gruntowy niżówkowy i odpływ gruntowy okresów wezbraniowych. W zagadnieniach bilansowania odpływ gruntowy może być przyjmowany jako wskaźnik retencji¹⁵¹, ponieważ uzupełnia on retencję podziemną, wzbogacając przede wszystkim strefę saturacji. Odpływ gruntowy gwarantuje tzw. przepływ nienaruszalny oraz w niewielkim stopniu powoduje gruntową erozję chemiczną w zlewni¹⁵². Odznacza się on dużą stabilnością i większą bezwładnością hydrologiczną w porównaniu do odpływu powierzchniowego¹⁵³. Przy większym udziale zasilania podziemno przepływy niżówkowe są wyższe, a wahania przepływów mniejsze¹⁵⁴.

¹⁴⁷ M. Gutry-Korycka, Z. Mikulski, *Odpływ powierzchniowy jako składowa...*, s. 50.

¹⁴⁸ *Ibidem*, s. 48–49, 51.

¹⁴⁹ M. Fic, *Zasilanie podziemne małych rzek...*, s. 192.

¹⁵⁰ A. Byczkowski, *Hydrologia*, t. II, Wydawnictwo SGGW, Warszawa 1996, s. 52–53.

¹⁵¹ T. Kiciński, *Udział wód gruntowych w odpływie całkowitym rzek*, „Gospodarka Wodna”, 5, 1964, s. 174–175. Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska i Zdzisław Mikulski dzielą odpływ podziemny na okresowy i trwały, określając odpływ podziemny okresowy jako odpływ utworzony z wody opadowej, która wsiąkła w grunt, ale nie przeniknęła do głównego horyzontu wód potamicznych i tylko okresowo zasila rzekę. Za: E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Hydrogram wezbrania...*, s. 335. Podobny podział stosuje Kazimierz Dębski, dzieląc na: wodę gruntową krótkookresową pochodzącą z opadów oraz wodę gruntową długookresową. Podział ten zależny jest od czasu przebywania w gruncie: mniej lub więcej niż jeden miesiąc. Za: K. Dębski, *Bilans wodny zlewni Wisły po Warszawę*, „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej”, t. II, Warszawa 1950, z. 2, s. 16.

¹⁵² M. Gutry-Korycka, Z. Mikulski, *Odpływ powierzchniowy jako składowa...*, s. 50.

¹⁵³ *Ibidem*, s. 45.

¹⁵⁴ R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne...*, s. 156.

Udział odpływu gruntowego w odpływie całkowitym na obszarze Polski może wahać się w granicach 40–65% dla rzek nizinnych i 30–40% dla rzek górskich. Przeciętnie można przyjąć, że zasilanie gruntowe stanowi połowę odpływu całkowitego lub około 15% opadu roku przeciętnego¹⁵⁵.

Do metod określenia wielkości podziemnego zasilania rzek należą te, które opierają się na analizie zmienności przepływów rzecznych, bilansu wodnego lub jego elementów, przepływu gruntowego w badanych przekrojach, stanów wód podziemnych i wydajności źródeł, a także metody zawierające analizy wyników pomiarów geofizycznych, chemicznych lub innych¹⁵⁶. Ogólnie metody te można podzielić na: hydrologiczne (np. metoda genetycznego rozdziału przepływu), hydrologiczno-hydrogeologiczne oraz hydrogeologiczne¹⁵⁷.

Do najczęściej stosowanych należy metoda wydzielenia odpływu gruntowego na wykresie codziennych przepływów. Najtrudniejsze, ale zarazem bardzo istotne, jest sporządzenie hydrogramów w okresie przejścia fali wezbraniowej. Analiza tego typu wykresów pozwala ustalać zmiany objętości fal wezbraniowych i wyznaczać wielkości strat wód wezbraniowych na rzecz alimentacji wód gruntowych w pradolinach i dolinie przełomowej oraz umożliwia obliczenie wielkości retencji dolinowej i jej wpływu na zmniejszenie kulminacji przepływu między badanymi przekrojami¹⁵⁸.

Odpływ całkowity, uwzględniający odpływ powierzchniowy i podziemny, opad i jego parowanie stanowią główne składniki bilansu wodnego systemu hydrologicznego. Oprócz nich uwzględnia się także inne czynniki. Czynniki te nieznacznie różnią się dla poszczególnych rodzajów rzek. Na przykład niziną dolinę aluwialną, jaką jest badany odcinek Wisły Środkowej, można potraktować jako zbiornik retencyjny (R_d), gdzie występują trzy rodzaje zasilania:

¹⁵⁵ T. Kiciński, *Udział wód gruntowych...*, s. 173, 175.

¹⁵⁶ Z. Pietrygowa, *Wydzielenie form odpływu...*, s. 75.

¹⁵⁷ R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne...*, s. 156.

¹⁵⁸ Z. Paślowski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację fal wezbraniowych rzeki Warty*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XII (XX), 1967, z. 2, s. 92. Więcej na temat metod wydzielenia odpływu rzeczno-podziemnego w: E. Bajkiewicz-Grabowska, *Udział wód w głębszych w zasilaniu rzeki nizinnej (na przykładzie Skrzy Prowej)*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXXV, 1990, z. 1–2, s. 71–72; A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 57; M. Fic, *Zasilanie podziemne małych rzek...*, s. 192–194; P. Jokiel, *Próba modyfikacji metody Natermanna*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXIV (XXXII), 1979, z. 3–4, s. 315, 320; T. Kiciński, *Odpływ gruntowy w rzekach oraz jego określenie*, „Gospodarka Wodna”, 10, R. XX, 1960, s. 440; Z. Pietrygowa, *Wydzielenie form odpływu...*, s. 75–76; R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne...*, s. 157–158.

- opad atmosferyczny na powierzchnię doliny (P);
- zasilanie tzw. poprzeczne, prostopadłe do doliny, na które składają się dopływ ze zbocza, powierzchniowy i podziemny (H_c), oraz infiltracja z koryta rzeczno przy wysokich stanach wody w rzece (H_{inf});
- zasilanie tzw. podłużne, równoległe do doliny oraz zgodne z jej nachyleniem, obejmujące dopływ wód aluwialnych z wyżej leżącego odcinka doliny (H_{al}) i okresowy dopływ wód wezbraniowych (H_w).

Jako „odpływ” z doliny aluwialnej traktuje się:

- parowanie z obszaru doliny (E);
- odpływ wód gruntowych do koryta rzeczno (H_{gr});
- odpływ tzw. podłużny z doliny zalewowej, w którego skład wchodzi odpływ wód aluwialnych do niżej leżącego odcinka doliny (H'_{al}) oraz odpływ wód wezbraniowych (H'_w)¹⁵⁹.

Na rys. 4.1. przedstawiono schemat systemu hydrologicznego doliny aluwialnej. Centralną część stanowi retencja doliny aluwialnej (R_v).

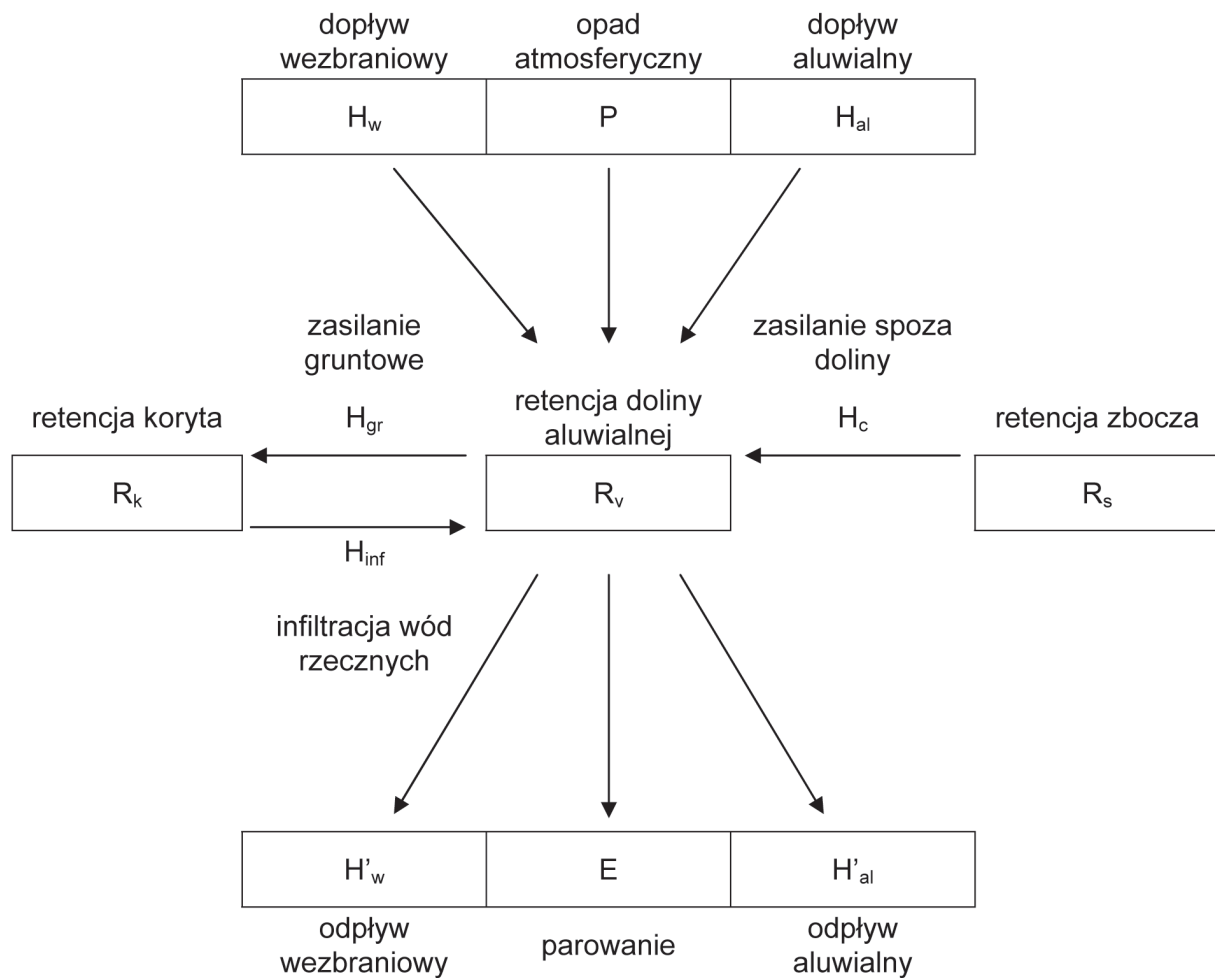
Retencję aluwialną, jako różnicę pomiędzy tym, co dopływa do doliny a tym, co z niej uchodzi, można określić za pomocą równania 4.1. (objaśnienia w tekście i na rys. 4.1.):

$$(P + H_c + H_{inf} + H_{al} + H_w) - (E + H_{gr} + H'_{al} + H'_w) = \Delta R_v \quad (4.1.)$$

Określenie wielkości ilości wody dopływającej i odpływającej po powierzchni gruntu oraz z wód podziemnych obszarów otaczających bilansowany teren jest praktycznie niemożliwe. Równanie bilansowe (4.1.) można przez to zredukować do opadu, parowania, różnicy pomiędzy retencją początkową i końcową, oraz ilości wody dopływającej i odpływającej korytami rzecznoymi z obszarów sąsiednich. Uwzględnienie ilości wody dopływającej korytami rzecznoymi z obszarów sąsiednich określa obszar bilansowania jako obszar hydrologicznie otwarty, w którym granicą nie jest linia wododziału¹⁶⁰. Przykład bilansu wodnego zlewni Wisły po wodowskaz Warszawa (o powierzchni 85 176 km²) dla poszczególnych 17 lat hydrologicznych okresu 1920–1937 przedstawiono na rys. 4.2.

¹⁵⁹ E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Obieg wody i materii stałej w aluwialnej dolinie rzecznoej*, w: *Ekologiczne podstawy...*, s. 15–16.

¹⁶⁰ M. Ozga-Zielińska, J. Brzeziński, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa 1994, s. 78–79.

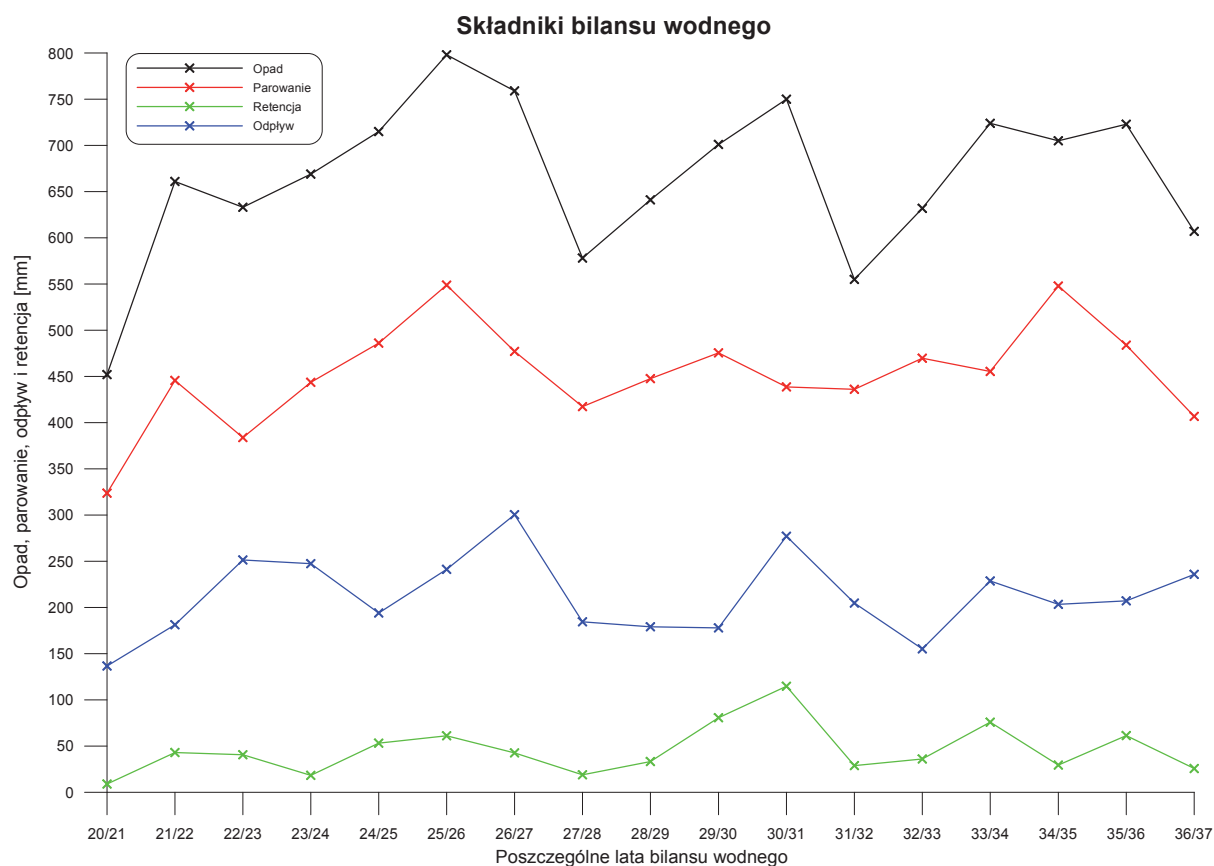


Rys. 4.1. System hydrologiczny doliny aluwialnej (wg E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Z. Mikulskiego, *Obieg wody i materii stałej w aluwialnej dolinie rzecznej*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996)

Na początku okresu obliczeniowego retencja dorzecza Wisły wynosiła 17,5 mm, a po 17 latach – 25,74 mm. Przyrost retencji o wartości 8,24 mm stanowił 1,25% opadów rocznych. Średnia wartość opadów w ciągu 17 lat pomiarowych wyniosła 665 mm na rok hydrologiczny, średni odpływ normalny – 212 mm, a przeciętna wartość parowania – 452 mm¹⁶¹. Suma bilansowa równała się 710 mm, czyli opad stanowił 94%, odpływ – 30%, parowanie – 64%, a retencja zarówno początkowa, jak i końcowa – 6%. W takiej sytuacji, gdy obliczane dla roku i półroczy hydrologicznych zmiany retencji są równe kilka do kilkunastu milimetrów, wartość tę zazwyczaj pomija się¹⁶².

¹⁶¹ K. Dębski, *Bilans wodny zlewni...*, s. 39.

¹⁶² M. Ozga-Zielińska, J. Brzeziński, *Hydrologia stosowana...*, s. 80–81.



Rys. 4.2. Wykres przedstawiający poszczególne składniki bilansu wodnego, w postaci: opadu, parowania, odpływu i wartości retencji, obliczone przez Kazimierza Dębskiego dla dorzecza Wisły po wodowskaz w Warszawie (za: K. Dębski, *Bilans wodny zlewni Wisły po Warszawie*, „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej”, t. II, Warszawa 1950, z. 2)

4.3. Zagadnienie fali wezbraniowej

4.3.1. Definicja i rodzaje fali wezbraniowej

Wezbraniem nazywa się zjawisko przyboru wody, czyli każdorazowe podniesienie się stanów wody w korycie. Taki stan utrzymuje się tylko przez pewien czas, dlatego też wezbranie traktuje się jako okres hydrologiczny, w którym stany wody utrzymują się na poziomie wyższym niż przed jego początkiem. Wśród wezbrań wyróżnia się przybór i powódź¹⁶³.

¹⁶³ Przybór jest to nieznaczne podniesienie się stanów wody poniżej stanu brzegowego, a powódź – gdy woda występuje z koryta cieku na teren doliny. A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 150. Także zob. *Powódź w roku 1960. Materiały monograficzne*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1967, s. 155: „Stanem powodziowym nazywa się stan wody, przy którym odpowiadający mu przepływ wyrządza szkody gospodarcze”.

Powódź jest to wezbranie, podczas którego woda po przekroczeniu stanu brzegowego bądź – na rzece obwałowanej – poziomu korony wałów przeciwpowodziowych, zalewa doliny rzeczne lub tereny depresyjne i powoduje zniszczenia oraz straty finansowe, społeczne oraz inne¹⁶⁴.

Wezbrania różnią się od siebie przyczyną powstawania, charakterem przebiegu, okresem pojawiania się, lokalizacją i zasięgiem terytorialnym. Ze względu na genezę dzieli się je na: opadowe, roztopowe, zimowe i sztormowe. Mogą być o zasięgu lokalnym, regionalnym i krajowym. Kryterium wielkości wpływa na podział na wezbrania: zwyczajne, wielkie, katastrofalne, natomiast podział związany z charakterem fali na powodzie: sezonowe, wielokrotnego występowania, jednokrotnego wystąpienia oraz tzw. *flash floods*¹⁶⁵.

Szczególnym typem wezbrań są te, którym towarzyszy tworzenie się zatorów lodowych. Wezbrania zatorowe charakteryzują się najwyższymi stanami wód, przekraczającymi często wysokość największych wezbrań letnich. Powódź wywołana przez uwolnienie wody spiętrzonej przez zator lodowy jest w stanie przemodelować całkowicie pewne odcinki tarasu zalewowego¹⁶⁶.

4.3.2. Podstawowe cechy fali wezbraniowej

Wezbranie nie tworzy się jednocześnie na całej długości rzeki, tylko przemieszcza się wzdłuż jej biegu w formie fali wezbraniowej. Fala przedstawiana jest zazwyczaj jako wykres (hydrogram) o układzie współrzędnych w zależności od przepływu Q i czasu t . Hydrogram fali wezbraniowej obrazuje zmiany prze-

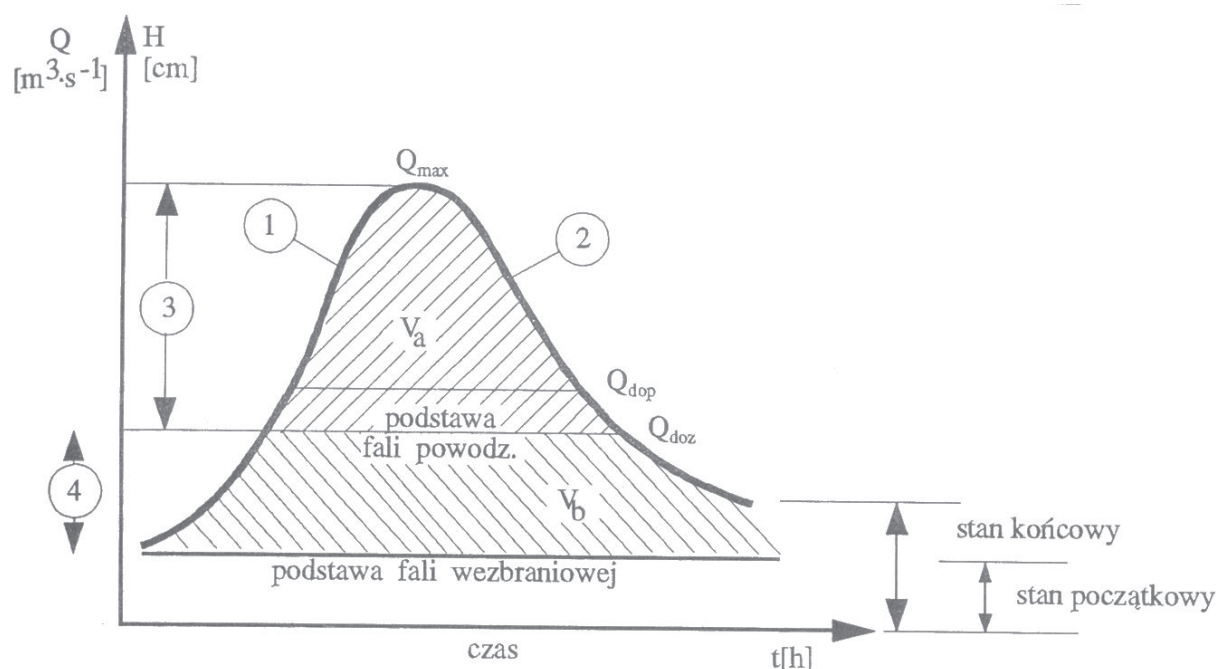
¹⁶⁴ A. Ciepeliowski, *Charakterystyka zjawisk powodziowych w Polsce*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992, s. 15.

¹⁶⁵ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 150; A. Ciepeliowski, *Charakterystyka zjawisk powodziowych...*, s. 21; M.S. Petersen, *Impacts of Flash Floods*, w: *Coping with Flash Floods*, ed. by E. Grunfest, J. Handmer, NATO Science Series: *Environmental Security*, vol. 77, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London 2001, s. 11. *Flash flood* jest określeniem powodzi, która pojawia się nieoczekiwanie po zazwyczaj kilku (najczęściej mniej niż 6) godzinach silnych opadów atmosferycznych lub po uszkodzeniu się zapory czy wałów, lub też po uwolnieniu się nagromadzonej wody podczas zatorów lodowych. Różni się ona od innych typów powodzi tym, że czas ostrzegania jest minimalny lub jest go brak. Za: <http://www.srh.noaa.gov/fwr/resources/glossary/f.html> z 10.08.2006 r. W polskiej nomenklaturze tego typu powodzie nazywane są błyskawicznymi, szybkimi lub gwałtownymi. Za: http://www.imgw.pl/wl/internet/zz/zagrozenia/_biez_zagroz/definicje.html z 25.10.2006. Zob. też więcej w: *Coping with Flash Floods...*

¹⁶⁶ J. Karabon, *Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi w dolinie Wisły Środkowej*, „Przegląd Geologiczny”, 9, Warszawa 1980, s. 512.

plywu w określonym przekroju koryta rzecznej w przedziale czasu, wywołane zwiększonym zasilaniem lub zahamowaniem odpływu¹⁶⁷. Wykres obrazujący falę wezbraniową można przedstawić również w innych układach współrzędnych: $Q(x)$, $z(t)$ oraz $z(x)$, gdzie z – rzędna zwierciadła wody.

Na wykresie (rys. 4.3.) widoczne jest, że fala wezbraniowa składa się z dwóch zasadniczych części: podstawy i szczytu. Podstawa fali ograniczona jest od dołu stanem początkowym, czyli pewnym niskim stanem wody z odpowiadającym mu przepływem początkowym, a od góry stanem dozwolonym, czyli najwyższym stanem, przy którym odpowiadający mu przepływ nie wyrządza jeszcze szkód¹⁶⁸.



Rys. 4.3. Elementy fali wezbraniowej (wg A. Ciepielowskiego, *Charakterystyka zjawisk powodziowych w Polsce*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992): 1 – krzywa wznoszenia; 2 – krzywa opadania; 3 – stany powodziowe; 4 – stany przyborowe; Q_{doz} – przepływ dozwolony; Q_{dop} – przepływ dopuszczalny; V_a – objętość fali powodziowej; V_b – objętość części fali wezbraniowej od podstawy Q_{doz}

Ze względu na różnie przyjętą podstawę fali wezbrania można podzielić na:

- falę wezbraniową, której podstawą jest stan średniej rocznej wody wielkiej (SWW); fale tego typu należą do wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy, zalewających tereny zalewowe, często katastrofalnych;

¹⁶⁷ A. Ciepielowski, *Charakterystyka zjawisk powodziowych...*, s. 18.

¹⁶⁸ *Powódź w roku 1960...*, s. 154–155.

– falę wezbraniową, której podstawą jest stan niskiej wielkiej wody (NWW); wezbrania charakteryzujące się taką falą należą do wezbrań dużych, podtapiających tereny zalewowe;

– falę wezbraniową, której podstawą jest stan odpowiadający dolnej granicy strefy stanów wysokich; wezbrania tego typu mogą również podtapiać obszary zalewowe¹⁶⁹.

Na wykresie przebiegu wezbrania w profilu podłużnym rzeki, oprócz wyżej wymienionych parametrów, można zaobserwować trzy części:

- przyboru;
- kulminacji;
- opadania.

Faza przyboru charakteryzuje się zwiększonym spadkiem podłużnym, czyli czoło fali jest stromo nachylone, natomiast strefa opadania – zmniejszonym spadkiem podłużnym. W miarę przesuwania się fali z biegiem rzeki, wskutek różnicy prędkości przepływu w obu wymienionych strefach fali, czoło ulega względnemu skróceniu, a długość, czyli opadanie, wydłuża się. Maleje przy tym wysokość fali. Zjawisko to nosi nazwę spłaszczenia się fali wzdłuż biegu rzeki lub inaczej transformacji fali wezbraniowej.

Falę wezbraniową charakteryzuje się poprzez czas jej trwania – od kilku godzin do kilku dni, przepływ maksymalny oraz przez długość samej fali, która może wahać się od kilku do kilkudziesięciu kilometrów¹⁷⁰. Stąd też fale wezbraniowe mogą mieć różną wysokość oraz różny kształt. Kształt fal wezbraniowych zależy również od:

- spadku koryta i przekroju poprzecznego doliny rzeki;
- wysokości stanów wody poniżej miejsca formowania się fali wezbrania;
- długości rzeki¹⁷¹.

Bardzo ważnym parametrem jest wielkość spadków zlewni – im są one większe, tym szybsza jest koncentracja przepływu i szybsze przemieszczenie się kulminacji fali¹⁷². Wpływ na to ma również pokrycie zlewni i wsiąkliwość powierzchni.

¹⁶⁹ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Wezbrania Wisły w Kotlinie Płockiej...*, s. 44.

¹⁷⁰ G. Labadie, *Flood waves and flooding models*, w: *Coping with Floods*, ed. by G. Rossi, N. Harmancioglu, V. Yevjevich, NATO ASI Series: *Applied Sciences*, vol. 257, Dordrecht–Boston–London 1994, s. 293.

¹⁷¹ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 154–155; K. Dębski, *Hydrologia...*, s. 206.

¹⁷² V. Yevjevich, *Floods and society*, w: *Coping with Floods...*, s. 5.

Oprócz przytoczonych czynników, mających wpływ na transformację fali, wielokrotnie wymienia się także fale wezbraniowe dopływów oraz wpływ pradolin¹⁷³. Wody wezbraniowe dopływów mogą spowodować opóźnienie lub przyspieszenie kulminacji na rzece-odbiorniku¹⁷⁴. Natomiast pradoliny wpływają na dwu-, czterokrotne zmniejszenie się fal powodziowych. Zjawisko pochłaniania wód powierzchniowych przez pradoliny można porównać do działania zbiorników powodziowych, przechwytyjących falę, a następnie zasilających rzekę w okresie niskich stanów. Przykładowo objętość fal wezbraniowych u ujścia rzeki Warty do Odry stanowi przeciętnie tylko 70% objętości fali w przekroju początkowym, mimo ponad czterokrotnego przyrostu powierzchni zlewni między pierwszym i ostatnim badanym przekrojem¹⁷⁵.

4.3.3. Ochrona przed powodzią

Część wezbrań występujących w Wiśle mieści się w korycie rzeki i ich wpływ na otaczające tereny zalewowe jest nieznaczny, tzn. w wyniku zasilania wód aluwialnych możliwe jest podtopienie tych terenów. Niektóre z wezbrań osiągają jednak taką wielkość, że fale wezbraniowe nie mieszczą się w korycie i dochodzi do zalania terenów położonych w sąsiedztwie koryta rzecznego. Nie jest to groźne dla obszarów położonych między wałami przeciwpowodziowymi. Do powodzi katastrofalnych zalicza się jednak właśnie te, które są wywołane przerwaniem wałów lub przelaniem się wody nad ich koroną. Powodzie tego rodzaju powodują zatopienie znacznych obszarów zawala¹⁷⁶.

Do problemu powodzi istnieją trzy podejścia:

- wykorzystanie metod niekonstrukcyjnych (niebudowlanych);
- wykorzystanie metod konstrukcyjnych (budowlanych)¹⁷⁷;
- łączenie obu tych metod.

Do metod niekonstrukcyjnych zalicza się sposoby, które nie zmieniają parametrów powodzi, ale mają wpływ na wywołane przez nią skutki. Należą do nich regulacje prawne, rozporządzenia, ubezpieczenia, ale również przewidywanie powodzi oraz sposoby ostrzegania, obrony i ewakuacji ludności.

¹⁷³ Z. Paślawski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację...*, s. 89. Wyjaśnienie wpływu pradolin znajduje się w podrozdziale dotyczącym anomalii przepływu.

¹⁷⁴ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 155.

¹⁷⁵ Z. Paślawski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację...*, s. 94.

¹⁷⁶ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Wezbrania Wisły w Kotlinie Płockiej...*, s. 43.

¹⁷⁷ W angielskim *structural* i *non-structural*.

Metody konstrukcyjne dzielone są na intensywne i ekstensywne. Do metod ekstensywnych należy:

- przemodelowanie powierzchni terenu;
- ochrona przed erozją gleb;
- opóźnianie odpływu powierzchniowego, spowodowanego przez deszcz i/lub śnieg;
- wzrost infiltracji.

Metody intensywne to:

- sterowanie pojemnością wodną w zlewni rzecznej;
- powiększenie przepustowości koryta rzecznej;
- budowle przeciwpowodziowe;
- ochrona wydzielonych obszarów (przemysł, miasto)¹⁷⁸.

Wszystkie wymienione metody, a zarazem zabiegi, należą do przysposobienia retencyjnego dorzecza. Są one działaniami zmierzającymi do zwiększenia lub utrzymania retencji w zlewni poprzez opóźnienie spływu z terenu, rowów, zbiorników i jezior. Do tych zabiegów należą: zalesianie¹⁷⁹, orki głębokie lub wzdłuż warstwic, spiętrzenie i gromadzenie wód w rowach, kanałach oraz jeziorach, a także ekoregulacja¹⁸⁰. Są to środki opóźnionego działania – drogie i trudne do przeprowadzenia¹⁸¹. Dlatego pod rozważenie brane są zabiegi takie,

¹⁷⁸ V. Yevjevich, *Technology for coping with floods in the 21st century*, w: *Coping with Floods...*, s. 35–38.

¹⁷⁹ Las zmniejsza przedział wahań odpływu, zwiększa odpływ gruntowy o 20% oraz zwiększa relatywnie zasoby wodne o 50 mm. Jego dodatni wpływ jest jednak większy na obszarach o dużych spadkach terenu i pokrytych glebami słaboprzepuszczalnymi niż w zlewniach o małych spadkach terenu i pokrytych gruntami przepuszczalnymi. Wynika to stąd, że spływ powierzchniowy na terenach nizinnych jest niewielki. Korzystne byłoby jednak wprowadzanie w obrębie użytków rolnych różnego rodzaju zadrzewienia, które spełniałoby podobną rolę co powierzchnie zalesione. *Powódź w sierpniu 1972 r. Monografia*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1975, s. 251; W. Mioduszeński, *Mała retencja. Ochrona zasobów wodnych i środowiska naturalnego. Poradnik*, Wydawnictwo IMUZ, Falenty 2003, s. 20.

¹⁸⁰ Ekoregulacja, inaczej nazywana renaturyzacją rzek, jest to proces prowadzący do powstania wód bliskich naturze, na który składają się przedsięwzięcia i przeobrażenia z dziedziny gospodarki wodnej i ochrony środowiska. Przywracanie naturalności odnosi się do dna, brzegów i podłoża zbiorników wodnych płynących lub stojących oraz do obszarów do nich przyległych. Do działań renaturyzacyjnych należy np. włączenie odciętych starorzeczy lub oczek wodnych do układu poziomego, zróżnicowanie kształtu linii brzegowej przez wytworzenie meandrów i wprowadzenie stref rozmycia dna czy wprowadzenie roślinności na tarasach rzecznych. Za: J. Żelazo, Z. Popek, *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa 2002, s. 9, 162, 166.

¹⁸¹ Przykładowo w 2002 roku wykonano w Polsce 253 obiekty małej retencji. Na ten cel wydano 44,25 mln zł, uzyskane z wielu źródeł. Województwo mazowieckie otrzymało

jak: wykorzystanie najmniejszych rodzajów retencji, okresowe piętrzenie wód nasypami drogowymi, otwarcie dróg wody w podłoże czy też wprowadzenie roślinności na dachy i fasady budynków¹⁸².

Do najbardziej znanych i stosowanych środków ochrony przed powodzią należą obwałowania i zbiorniki retencyjne. Pierwszy sposób należy do ochrony przeciwpowodziowej biernej, drugi – czynnej. Każdy ze środków ochrony przed powodzią ma swoje wady i zalety, a także określone zakresy i ograniczenia stosowania. Na potokach górskich, gdzie w wąskiej dolinie pomieścić trzeba koryto ciek, linie komunikacyjne i nierzadko osiedla ludzkie, nie jest możliwe poprowadzenie systemu wałów. Dlatego najczęstszym rozwiązaniem jest budowa zbiornika na krótkim odcinku ciek, natomiast na długim – rozbudowa koryta. Odwrotna sytuacja jest na rzekach nizinnych, dlatego rozległe doliny chronione są zazwyczaj przez obwałowania¹⁸³.

Budowa zbiorników równa się poświęceniu olbrzymich obszarów położonych w górze rzeki na rzecz ochrony obszarów dolnego biegu, natomiast

2943,2 tys. zł, z czego 1554,80 tys. zł przeznaczono na budowę i modernizację sztucznych zbiorników, 1187,70 tys. zł – na modernizację i odbudowę piętrzeń na ciekach podstawowych, a 11 tys. zł – na odbudowę piętrzeń na rowach szczegółowych. W sumie za całą kwotę wybudowano i oddano do użytku 14 obiektów, dzięki którym uzyskano 327,10 tys. m³ pojemności retencyjnej. Za: C. Bury, *Wykonanie obiektów małej retencji wodnej w 2002 roku*, „Wiadomości melioracyjne i łąkarskie. Zagadnienia inżynierii środowiska wiejskiego”, 3, 2003, s. 118–120.

Koszty renaturyzacji są jeszcze wyższe. Przykładowo odtworzenie meandrów na 700-metrowym odcinku rzeki Cole (Wielka Brytania) kosztowało 25 tys. funtów w 1995 roku (*Przyjazne naturze kształtowanie rzek i potoków*, „Polska Zielona Sieć”, Wrocław–Kraków 2006, s. 17). Natomiast w polskich warunkach koszt wprowadzenia wariantu renaturyzacyjnego na 5-kilometrowym odcinku rzeki Długiej wyniósłby około 128 mln zł (Z. Kłedyński, P. Kuźniar, M. Ćwiklińska, P. Fałaciński, *Koncepcja programowo-przestrzenna przebudowy ujściowego odcinka rzeki Długiej na terenie m.st. Warszawy, Dzielnicy Białołęka*, maszynopis, Warszawa 2004, s. 54).

¹⁸² A. Żbikowski, *Ogólne informacje o środkach ochrony przed powodzią*, w: *Ochrona przed powodzią...*, s. 90. W przypadku powierzchni pokrytych roślinnością retencja terenu jest znaczna. Jeśli dochodzi do odpływu wody, to odbywa się on z opóźnieniem. Z powierzchni pokrytej roślinnością odpływa powierzchniowo 0–20% wody opadowej, natomiast na powierzchniach uszczelnionych retencja jest mniejsza i następuje szybki i znaczny odpływ. W przypadku dachów i powierzchni wybetonowanych spływający opad może stanowić nawet 90–100% opadu całkowitego. Za: E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 122. Zob. także w: W. Jankowski, *Czy można pogodzić ochronę przyrody z ochroną przeciwpowodziową?*, www.odra.org.pl.

¹⁸³ K. Mosiej, H. Pawłat, Z. Popek, J. Sokołowski, A. Żbikowski, J. Żelazo, *Regulacja rzek i obwałowania*, w: *Ochrona przed powodzią...*, s. 99.

w wypadku wałów przeciwpowodziowych sytuacja jest odwrotna – chroniąc tereny w górze biegu, często naraża się na zalanie przez powódź terenów dolnego biegu rzeki¹⁸⁴.

Zbiorniki retencyjne dzielą się na jedno- i wielozadaniowe. Do zbiorników jednozadaniowych należą poldery i zbiorniki suche¹⁸⁵. Budowa polderów i specjalnych terenów położonych wyżej niż najwyższy poziom fali wezbraniowej o danym prawdopodobieństwie wystąpienia jest uznawana za jedno z najlepszych rozwiązań kwestii powodziowej dla przyszłości. Jest to rozwiązanie zgodne z wymogami ekologicznymi¹⁸⁶. Wadą polderów jest jednak ich znikome znaczenie przyrodnicze. Przy polderach, bez możliwości przepływu, brak jest dopływu tlenu, sedymentów, ryb oraz drobnej fauny wraz z wodą. Uniemożliwia to powstanie w strefie polderu takich warunków, jakie panowały w dolinie przed obwałowaniem, w warunkach zbliżonych do naturalnych¹⁸⁷.

Duże, wielozadaniowe zbiorniki retencyjne charakteryzują się pojemnością całkowitą większą niż 5 mln m³ i wysokością piętrzenia ponad 5 m. Mają one najczęściej kilka funkcji, np. wspomagają żeglugę, gromadzą wodę na potrzeby przemysłu, rolnictwa, ludności lub służą energetyce¹⁸⁸.

Z reguły nie są one napełnione do maksymalnej rzędnej piętrzenia, lecz pozostawia się w nich wolną przestrzeń, w której gromadzi się nadmiar wód wezbraniowych, zabezpieczając dolinę rzeczną poniżej zbiornika¹⁸⁹. Dlatego pojemność całkowitą zbiornika użytkowo-powodziowego można podzielić na trzy zasadnicze warstwy: rezerwę powodziową, pojemność użytkową i pojemność martwą.

Rezerwa powodziowa składa się z rezerwy: stałej, przypadkowej, wymuszonej i forsowanej. Rezerwa powodziowa stała musi być stale przygotowana na przyjęcie fali, natomiast rezerwa forsowana powstaje wtedy, gdy celowo zezwala się na krótkotrwałe przepełnienie zbiornika¹⁹⁰. W tabeli 4.1. (załącznik 1) przedstawiono główne zbiorniki wodne wraz z ich pojemnością całkowitą i rezerwą powodziową.

¹⁸⁴ V. Yevjevich, *Technology for coping...*, s. 42.

¹⁸⁵ A. Ciepeliowski, *Zbiorniki wodne i ich rola w ochronie przeciwpowodziowej*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992, s. 173.

¹⁸⁶ V. Yevjevich, *Technology for coping...*, s. 38, 43.

¹⁸⁷ A. Żbikowski, *Ogólne informacje o środkach...*, s. 88.

¹⁸⁸ W. Jankowski, *Czy można pogodzić...*

¹⁸⁹ J. Głodek, *Jeziora zaporowe świata*, PWN, Warszawa 1985, s. 21.

¹⁹⁰ *Powódź w roku 1960...*, s. 155–156.

Do ochrony przeciwpowodziowej służą także wały przeciwpowodziowe, mające zarówno wielu zwolenników, jak i przeciwników. Ich główną zaletą jest ochrona skupisk ludzkich przed powodzią. Budowa obwałowań pociąga jednak za sobą wiele skutków ubocznych. Przede wszystkim wały powodują zmniejszenie retencji dolinowej oraz zmianę zdolności przepustowej obwałowanego koryta rzeki¹⁹¹. Wywołują one również wzrost kulminacji fali wezbraniowej oraz prędkości jej przemieszczania. Sprzyjają zwiększeniu odkładania się unosin i wleczyn na terenie zalewowym. W korycie obwałowanym wzrasta ruch rumowiska¹⁹².

W ramach napraw i modernizacji wałów przeciwpowodziowych w ciągu ostatnich lat zaczęto stosować pionowe przesłony przeciwfiltracyjne. Mają one za zadanie zatrzymać filtrację wody przez korpus budowli ziemnej oraz w jej podłożu, co wpływa pozytywnie na stateczność i bezpieczeństwo wałów przeciwpowodziowych, a zarazem ochronę terenów zawala. Jednocześnie stosowanie ścianek szczelnych (szczelinowych), których wartości współczynnika filtracji są niskie, rzędu 10^{-8} – 10^{-10} m/s¹⁹³, powoduje odcinanie koryta wielkich wód od przyległych złóż aluwii, redukując retencję gruntową praktycznie do zera.

Według innych naukowców retencja gruntowa wywołuje niewielkie efekty, stąd zagadnienie to jest rzadko podejmowane w literaturze i badaniach¹⁹⁴. Wydaje się to jednak błędne, ponieważ sam problem retencji gruntowej jest niezmiernie istotny. Zjawisko to ma wpływ na wody powierzchniowe, co jest szczególnie istotne w okresie stanów wysokich. Jest pozytywnym czynnikiem w procesie transformacji fali wezbraniowej i występuje mimo obwałowania, które odcina rzekę od terenów zalewowych. Kontakt jest zapewniony przez osady

¹⁹¹ J. Grochulski, *Ochrona przed powodzią w programie kompleksowego wykorzystywania zasobów wodnych dorzeczy Wisły, Odry i innych rzek*, „Gospodarka Wodna”, 10–11, 1979, s. 313–314. Pod pojęciem **retencji dolinowej** rozumiana jest przestrzeń wypełniona wodą od powierzchni wody brzegowej do poziomu powierzchni wody maksymalnej o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia. Za: A. Ciepiewski, *Charakterystyka zjawisk powodziowych...*, s. 46; E. Drożdżal, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 121. Więcej o retencji w rozdziale 7.

¹⁹² A. Ciepiewski, *Charakterystyka zjawisk powodziowych...*, s. 47.

¹⁹³ P. Falaciński, K. Garbulewski, Z. Kledyński, Z. Skutnik, K. Ziarkowska, *Realizacja i badania kontrolne przesłony przeciwfiltracyjnej z zawiesziny twardniejącej z dodatkiem popiołów fluidalnych*, „Gospodarka Wodna”, 4, 2005, s. 162.

¹⁹⁴ K. Mosiej, H. Pawłat, Z. Popek, J. Sokołowski, A. Żbikowski, J. Żelazo, *Regulacja rzek i obwałowania...*, s. 101.

aluwialne, wypełniające dolinę rzeczną. Dlatego też budowanie ścianek szczelinowych, wydłużających drogę filtracji, wydaje się być niekorzystne ze względu na retencję gruntową.

4.3.4. Parametry powodzi lat ubiegłych

W celu lepszej orientacji, przy analizowaniu podanych w niniejszym podrozdziale danych dotyczących powodzi lat ubiegłych, w tabeli 4.2. zamieszczono parametry wymienianych wodowskazów.

Tabela 4.2.

Posterunki wodowskazowe Wisły na odcinku Puławy–Warszawa¹⁹⁵

Posterunek wodowskazowy	Km biegu rzeki	Powierzchnia zlewni [km ²]	Zero wodowskazu [m n.p.m.]	Rok założenia	Stany wody [cm]			Uwagi
					WWW	alarm.	NNW	
Puławy	372,5	57 263,6	113,920	1876	720	550	128	
Dęblin	393,7	68 234,3	109,150	1919	730	500	66	
Wilczkowice	427,7	bd.	100,611 ¹	~1992 ¹	500 ¹	420 ¹	65 ¹	Wodowskaz RZGW
Kłoda	432,3	71 095,0	99,830	1925	bd.	bd.	bd.	Nie istnieje
Mniszew	455,0	72 282,0	94,610	1876	bd.	bd.	bd.	Nie istnieje
Gusin	461,5	81 785,5	91,740	1974	503	420	30	
Królewski Las	466,1	81 827,0	90,510	1925	bd.	bd.	bd.	Nie istnieje
Nadwilanówka	503,5	84 539,5	78,790	1967	717	800	50	
Warszawa	513,3	84 857,2	76,080	1789	787	650	106	

¹ Informacje uzyskane od Arkadiusza Tylusa, kierownika Nadzoru Wodnego RZGW w Wilczkowicach.

4.3.4.1. Rok 1960

Deszcze, które spowodowały powódź w III dekadzie lipca 1960 roku, wystąpiły w czterech odrębnych okresach opadowych. Pierwszy okres rozpoczął się 20 lipca i trwał od siedmiu do piętnastu godzin. Drugi okres opadowy miał miejsce 23 i 24 lipca 1960 roku, a kolejne 25 i 26 lipca. Bezpośrednią przyczyną powodzi były opady z 23–27 lipca 1960 roku. Dodatkowo wpłynęły na to opady z czerwca i pierwszej połowy lipca, które spowodowały okresowe podniesienie się stanów wody w rzekach i znaczne nasycenie podłoża wodą¹⁹⁶.

¹⁹⁵ Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska. Posterunki wodowskazowe IMGW wg stanu na 1 stycznia 1996 r., Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa–Katowice 1995–1996; *Wodowskazy na rzekach Polski...*, s. 55–59.

¹⁹⁶ *Powódź w roku 1960...*, s. 13–14, 33.

Największe opady powodziowe wystąpiły w Beskidzie Zachodnim, a ich suma wyniosła ponad 350 mm. Bardzo wysokie sumy opadów, powyżej 300 mm, zanotowano także w Tatrach. Opad, który pojawił się na prawie $\frac{2}{3}$ obszaru zlewni górnej Wisły, stanowił 200–300% średniej wieloletniej. Na obszarze Doliny Środkowej Wisły sumy wahały się w granicach 50–100 mm¹⁹⁷.

Wartości sum opadów z okresu 28 czerwca – 19 lipca 1960 roku, tj. okresu poprzedzającego wezbranie, w niewielu przypadkach osiągnęły lub przekroczyły wartość 100% opadu normalnego lipca, natomiast w okresie 20–28 lipca sytuacja wyglądała odwrotnie – wyjątek stanowiły sumy opadów, które nie osiągnęły wartości 100%. Opadów tych nie zalicza się do katastrofalnych, tylko do opadów dość znacznych, określonych ze względu na długotrwałość i wielkość obszaru jako rozlewne¹⁹⁸.

Na obszarze dorzecza środkowej i dolnej Wisły w lipcu 1960 roku prawie nieprzerwanie występowały ulewne deszcze, które spowodowały znaczne podniesienie się poziomu wody w korytach oraz stanu wód gruntowych, co spowodowało zdolność retencyjną terenu do minimum i stworzyło znakomite warunki do uformowania się katastrofalnej fali powodziowej¹⁹⁹.

Zanotowano tam dużą zmienność wód gruntowych. Na odcinku Puławy–Warszawa izolynie stanów wód gruntowych z 10 lipca 1960 roku, odniesione do średniej wieloletniej miesiąca lipca, wynosiły -50–0 cm. Natomiast izolynie różnic stanów wód gruntowych z 10 i 31 lipca 1960 roku na tym odcinku wyniosły powyżej 50 cm do nieco poniżej ujścia Pilicy oraz poniżej 50 cm w dalszej części odcinku do Warszawy²⁰⁰.

Stany wody w Puławach w czerwcu 1960 roku nie wykazywały większych zmian. Wzrost stanów wody rozpoczął się dopiero w lipcu, osiągając pierwszą kulminację (18.07.), równą 502 cm, nie przekraczającą stanu alarmowego. Następnie po obniżeniu się stanu wody do 395 cm, jej poziom powtórnie wzrósł do maksymalnej wartości, równej 650 cm (30.07.), większej o 100 cm od stanu alarmowego. Maksymalny przepływ dla tego stanu o prawdopodobieństwie

¹⁹⁷ *Ibidem*, s. 29, 31, 42.

¹⁹⁸ *Ibidem*, s. 102–103, 105. **Deszcze rozlewne** są najgroźniejsze w skutkach. Trwają przez kilka dni z rzędu. Obejmują one duże obszary i są najczęstszą przyczyną powodzi. Okres największego nasilenia tego typu deszczów to miesiące lipiec i sierpień. W czasie wezbrań spowodowanych deszczami rozlewnymi obserwuje się wysokie kulminacje fal powodziowych, przemieszczające się ze znacznymi prędkościami. Za: E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 121.

¹⁹⁹ *Powódź w roku 1960...*, s. 95.

²⁰⁰ *Ibidem*, s. 112–113, 115.

8,6% wyniósł 4860 m³/s. Dopiero w pierwszych dniach sierpnia poziom wody w Puławach ustabilizował się poniżej stanu alarmowego²⁰¹.

Stan wyjściowy podstawy fali w przekroju Dęblin wynosił 236 cm, pierwsza kulminacja przy stanie 444 cm wystąpiła osiem dni później, tak samo jak w Puławach – nieprzekraczająca stanu alarmowego. Po spadku wody do stanu 329 cm nastąpił powtórny wzrost aż do wartości kulminacyjnej, równej 578 cm (30.07.). Przekroczyła ona stan alarmowy o 78 cm. Maksymalny przepływ dla tego stanu o prawdopodobieństwie 11% wyniósł 4780 m³/s. Po przejściu kulminacji woda opadała szybko i dwa tygodnie później stan wody osiągnął wartość wyjściową, równą 236 cm²⁰².

Najwyższy stan pierwszej fali w Królewskim Lesie wyniósł 330 cm. Następnie po spadku o 110 cm rozpoczął się powtórny wzrost stanu wody aż do maksymalnego, równego 552 cm. Maksymalny przepływ dla tego stanu wyniósł 7350 m³/s²⁰³.

Pierwsza fala w Warszawie o kulminacji równej 525 cm nie przekroczyła stanu alarmowego. Po przejściu fali woda opadła do stanu 385 cm, aby po kilku dniach ponownie wzrosnąć do stanu 787 cm. Stan ten był większy o 137 cm od stanu alarmowego. Maksymalny przepływ dla tego stanu o prawdopodobieństwie 5,7% wyniósł 5650 m³/s. Wezbranie zakończyło się 1 września 1960 roku przy stanie 279 cm²⁰⁴.

Z tej charakterystyki wynika, że charakter fali w głównym korycie Wisły Środkowej został zachowany na całym badanym odcinku. Na wszystkich wymienionych wodowskazach zanotowano dwie fale: pierwszą niższą i drugą wyższą, przesuwające się mniej więcej w równej odległości jedna za drugą. Świadczy to o stosunkowo niewielkim oddziaływaniu, w czasie tej powodzi, dopływów zasilających Wisłę na tym odcinku.

Wahania stanów wody na dopływach podczas wezbrania w 1960 roku miały łagodniejszy przebieg niż na Wiśle. Wahania poziomu wody w dorzeczu Wieprza były bardzo małe. Wzrost stanów wody wyniósł 50 cm, 20 cm poniżej poziomu średniej wody rocznej, a średnią wodę lipca przekraczając o 54 cm. W górnym biegu Pilicy wystąpiły dwa niewielkie wezbrania rzędu 90 cm, po których stan wody opadł do stanu wyjściowego²⁰⁵.

²⁰¹ *Ibidem*, s. 108–109, 111.

²⁰² *Ibidem*, s. 109, 111.

²⁰³ *Ibidem*.

²⁰⁴ *Ibidem*.

²⁰⁵ *Ibidem*, s. 107.

Dane statystyczne wskazują, że powódź lipcowa w 1960 roku pomimo swych olbrzymich rozmiarów charakteryzowała się stanami kulminacyjnymi nieprzekraczającymi wartości stanów absolutnego maksimum²⁰⁶.

4.3.4.2. Rok 1970

Deszcze, które spowodowały powódź w drugiej połowie lipca 1970 roku, wystąpiły w trzech okresach opadowych. Pierwszy rozpoczął się 15 lipca i trwał w całym kraju jedną dobę. Drugi okres opadowy miał miejsce 17–19 lipca 1970 roku. Po ulewnych deszczach nastąpiła pięciodniowa przerwa, po której nastąpił trzeci okres opadowy, ze znacznie mniejszymi opadami w porównaniu do opadów drugiego okresu. Trzeci okres opadowy trwał tylko dobę, jednakże spowodował on groźny przybór wody w korycie Wisły, ponieważ nadal utrzymywał się na niej wysoki stan wody po poprzedniej ulewie²⁰⁷.

15 lipca 1970 roku w północnej i środkowej Polsce opady były niewielkie, rzędu kilku milimetrów. Miejscami dochodziły one do 20 mm, natomiast na południu opady były większe. Największe wartości dobowe, rzędu 40–50 mm, wystąpiły m.in. w południowo-wschodniej części dorzecza górnej Wisły. Skumulowane wartości opadów z 15–19 lipca wykazały, że w całej zlewni górnej Wisły i na Wyżynie Małopolskiej deszcze przekroczyły 100 mm. W zlewniach Małej Wisły, Soły, Skawy, Raby i Dunajca sumy opadów przewyższały 200 mm, dochodząc miejscami 300 lub 400 mm. Natomiast na obszarze Doliny Środkowej Wisły wartości opadów z 15–19 lipca 1970 roku wahały się w granicach 50–100 mm²⁰⁸.

Opady trzeciego okresu, 25 lipca 1970 roku, występowały głównie w górnym i środkowym dorzeczu Wisły. Na badanym odcinku Wisły od Puław do Magnuszewa wahały się one w granicach 25–50 mm²⁰⁹.

Na uformowanie się fali wezbraniowej z 18–24 lipca 1970 roku na środkowym i dolnym odcinku Wisły wpłynęły warunki opadu i odpływu w górnej zlewni Wisły powyżej Zawichostu. Prędkość przyboru stanów wody w Puławach wynosiła 6 cm/h, a w Warszawie – 5 cm/h. Maksymalna szybkość wzrostu stanów wyniosła około 16 cm/h. Opadanie przebiegało wolno, a jego czas trwania był prawie trzykrotnie dłuższy od czasu wznoszenia się fali; powrót do stanów

²⁰⁶ *Ibidem*, s. 111.

²⁰⁷ *Powódź w lipcu 1970 r. Monografia*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1972, s. 18.

²⁰⁸ *Ibidem*, s. 20, 32.

²⁰⁹ *Ibidem*, s. 38, 40.

sprzed wezbrania nastąpił na przełomie września i października. Przyczyną tego były wahania stanów wód spowodowane czterema kolejnymi przyborami, które miały miejsce w okresie od końca lipca do końca sierpnia²¹⁰.

W tabeli 4.3. zamieszczono parametry charakteryzujące kształt fal na wiślanym odcinku od wodowskazu w Puławach do wodowskazu w Warszawie podczas wezbrania w lipcu 1970 roku.

Tabela 4.3.
Parametry charakteryzujące kształt fal na Wiśle w okresie wezbrania 1970 roku²¹¹

Wodowskaz	Wysokość podstawy H_p [cm]	Wysokość kulminacji H_k [cm]	Wysokość fali	Długość fali w dobach			Stosunek czasu wznoszenia się do całkowitej długości podstawy fali
				całkowita	w fazie wznoszenia się	w fazie opadania	
Puławy	192	675	483	20	4	16	0,20
Dęblin	192	597	405	–	5	–	–
Królewski Las	114	534	420	–	3	–	–
Warszawa	226	752	526	18	5	13	0,28

Z porównania stanów alarmowych dla danego wodowskazu wynika, że stan kulminacyjny w Puławach był większy o 125 cm, w Dęblinie – o 97 cm, a w Warszawie – o 102 cm.

Wahania stanów wody na dopływach podczas wezbrania w 1970 roku miały łagodniejszy przebieg niż na Wiśle. Wzrost stanów wody na Wieprzu wyniósł 38 cm, a kulminacja dotarła do Wisły po przejściu kulminacji fali na Wiśle w rejonie ujścia Wieprza. Na Wildze zaobserwowano falę o trzech kulminacjach, a wezbranie na Pilicy przekroczyło stan alarmowy o 71 cm i zasiliło falę wezbrania na Wiśle w fazie opadania wód. Jedynie wezbranie na ujściowym odcinku Jeziornej miało charakter gwałtowny. Wszystkie te wezbrania spowodowały zahamowanie stanów wód na Wiśle oraz ich nieznaczny przyrost przed nadejściem głównej fali powodziowej z górnej części dorzecza²¹².

Objętość fali wezbrania z 1970 roku wyniosła w Puławach 2665,1 mln m³, a w Warszawie 2065,6 mln m³. Udział dopływów Wisły w kształtowaniu się fali był znikomy – na Wildze odpływ wynosił 8,3 mln m³, a na Pilicy –

²¹⁰ Stany wód na Wiśle na odcinku Zawichost – ujście Narwi w lipcu 1970 roku przed samym wezbraniem były niższe niż w 1960 roku, dzięki temu była możliwość retencjonowania dużej ilości wody. *Ibidem*, s. 83–85, 98.

²¹¹ *Ibidem*, s. 84–86.

²¹² *Ibidem*, s. 88–89.

125,8 mln m³ ²¹³. Można zatem przypuszczać, że strata objętości ok. 600 mln m³ w procesie transformacji fali wezbraniowej na 150-kilometrowym odcinku Wisły od Puław do Warszawy spowodowana była wpływem retencji aluwii.

4.3.4.3. Rok 1997

Opady, które spowodowały katastrofalną powódź w lipcu 1997 roku, były wywołane przez niemal stacjonarny niż, utrzymujący się nad Polską południowo-wschodnią przez kilka dni. Wysokie sumy opadów wywołujące powódź kończyły się we wschodniej części Karpat na dorzeczu Dunajca. Ten źródłowy obszar powodzi charakteryzuje się izohietą maksymalnych opadów dobowych większą niż 50 mm. Opady dobowe tej wielkości zdarzały wyspowo także w pozostałych częściach dorzecza Wisły. Były to przeważnie opady pochodzenia burzowego, które występowały w różnych dniach²¹⁴.

W przebiegu opadów wyróżnia się trzy okresy opadowe: 4–9 lipca – opady, które wywołały powódź katastrofalną; 18–20 lipca – opady, tworzące drugą falę wezbrania; 25–26 lipca – opady, które miały niewielki wpływ na Dolinę Środkowej Wisły²¹⁵.

Największe opady, około 400 mm, w ciągu pierwszego okresu opadowego – 4–9 lipca, wystąpiły w dorzeczu górnej Wisły w Beskidzie Sądeckim. Drugim obszarem o największych opadach były Tatry – na Hali Gąsienicowej spadło 360 mm, natomiast trzecim obszarem – Beskid Wyspowy, z ilością około 240 mm. Porównywalna ilość spadła w źródłowej części dorzecza Pilicy. Na obszarze Doliny Środkowej Wisły wystąpiło 75–150 mm w ciągu sześciu dni, z wyjątkiem Doliny Maciejowickiej, na którą spadło około 200 mm²¹⁶.

²¹³ *Ibidem*, s. 97–98.

²¹⁴ *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi. Lipiec 1997*, pod red. J. Greli, H. Słoty, J. Zielińskiego, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1999, s. 23, 35–36, 38. **Izohieta** to izolinia łącząca punkty na mapie klimatycznej o takich samych wartościach sum opadów atmosferycznych (np. miesięcznych albo rocznych). Za: <http://pl.wikipedia.org/wiki/Izohieta> z 25.10.2006. **Opady nawalne**, tj. burzowe lub ulewne, trwają od kilku minut do kilku godzin. Są one krótkotrwałe, o dużej intensywności i mają zasięg lokalny. Wezbrania spowodowane deszczami nawalnymi są przyczyną powodzi, odznaczających się krótkim czasem trwania, ale bardzo gwałtownym ich przebiegiem. Podczas ulewy woda deszczowa tylko w minimalny sposób wsiąka w grunt, większość formuje spływ powierzchniowy i wyrządza szkody nie mniejsze niż powódź o dużym zasięgu. Za: E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 121, 126.

²¹⁵ *Dorzecze Wisły...*, s. 23.

²¹⁶ *Ibidem*, s. 27.

W okresie 18–20 lipca 1997 roku najobfitsze opady wystąpiły 19 lipca. W dorzeczu górnej Wisły w jedenastu stacjach pomiarowych opad trzydniowy przekroczył 100 mm. Na obszarze Doliny Środkowej Wisły spadło 30–60 mm²¹⁷.

Dla okresu 25–26 lipca 1997 roku zanotowano na badanym odcinku Wisły niewielką ilość opadów, których suma wyniosła 0–30 mm, z wyjątkiem dolnego odcinka Pilicy, na który spadło do 70 mm opadów²¹⁸.

Suma opadów lipca 1997 roku w Lublinie wyniosła 168 mm i stanowiła 221% normy wieloletniej, w Sandomierzu – 149 mm (173%), w Warszawie–Obserwatorium – 263 mm (365%), a w Warszawie–Okęciu – 214 mm (310%)²¹⁹.

Przed powodzią 1997 roku na obszarze 70% powierzchni kraju zanotowano wyższe poziomy zwierciadła wód gruntowych niż średnie z wielolecia. Na podstawie tej informacji można wysnuć wniosek, że przed główną falą opadów większa część dorzecza Wisły była w stanie nasycenia wodami gruntowymi²²⁰.

Poziom wody na środkowej i dolnej Wiśle (od wodowskazu Zawichost) oraz jej dopływach przez powodzią układał się w strefach stanów średnich i niskich. Występujące w lipcu opady spowodowały wzrost stanów wody do strefy średniej, ale nie miały większego wpływu na zmianę wysokości kulminacji Wisły. Jedynie na Kamiennej i Pilicy zostały przekroczone stany alarmowe, jednakże w wyniku działania zbiornika Sulejów kulminacja z Pilicy nie nałożyła się na kulminację Wisły.

Udział dopływów w formowaniu fali wezbraniowej odcinka Wisły Środkowej był niewielki. Sumaryczna objętość wody wyniosła około 2 km³, co stanowi około ¼ odpływu Wisły w Kępie Polskiej, podczas gdy odwadniana przez nie powierzchnia jest przeszło dwukrotnie większa niż powierzchnia zlewni Wisły do Annopola²²¹.

Zbiorniki na lewobrzeżnych dopływach znacznie spłaszczyły kulminacje fali na tych rzekach (Kamienna i Pilica), a brak istotnego zasilania z prawobrzeżnych dopływów spowodował, że przekroczenia stanów alarmowych na środkowej i dolnej Wiśle ulegały systematycznemu zmniejszaniu, od 210 cm powyżej w Annopolu do 4 cm w Warszawie. Druga fala na odcinku Puławy–Warszawa znajdowała się poniżej stanów alarmowych, natomiast trzecia fala była nieco

²¹⁷ *Ibidem*, s. 32.

²¹⁸ *Ibidem*, s. 34.

²¹⁹ *Ibidem*, s. 40.

²²⁰ *Ibidem*, s. 45.

²²¹ *Ibidem*, s. 49.

większa od drugiej. Wezbranie na odcinku poniżej Puław zakwalifikowano jako wezbranie średnio wielkie, czyli takie, w którym $Q_{kul} \in (Q_{20\%}, Q_{50\%})$ ²²².

Przepływ kulminacyjny w Puławach 12 lipca 1997 roku wyniósł 6730 m³/s i był większy od maksymalnego zaobserwowanego w 1980 roku o 150 m³/s i należał do przepływów charakterystycznych o prawdopodobieństwie wystąpienia równym 2%. W Warszawie przepływ kulminacyjny był o 500 m³/s mniejszy od zaobserwowanego w 1960 roku $Q_{max} = 5650$ m³/s i należał do przepływów o 8% prawdopodobieństwie wystąpienia²²³.

W tabeli 4.4. zamieszczono bilans odpływu wezbraniowego środkowej Wisły w lipcu i sierpniu 1997 roku, który ujawnił deficyt odpływu Wisły na odcinku Puławy–Dęblin i Dęblin–Gusin, spowodowany wylewami wód na tych odcinkach. Początek wezbrania wystąpił 7 lipca, a koniec – 22 sierpnia²²⁴.

Tabela 4.4.

Bilans odpływu wezbraniowego środkowej Wisły w lipcu i sierpniu 1997 roku

Rzeka	Wodowskaz	Q na początku wezbrania [m ³ /s]	Kulminacja wezbrania			Q na końcu wezbrania [m ³ /s]	Objętość odpływu [mln m ³]	Warstwa odpływu [mm]
			Data	Q [m ³ /s]	Prawdopodobieństwo [%]			
Wisła	Puławy	364,00	12.07.	6270,0	3,5	360,00	6155,1	107,5
Wieprz	Kośmin	17,30	10–11.08.	63,1	82,0	39,50	182,3	17,8
Wisła	Dęblin	429,00	12.07.	5800,0	5,7	453,00	6178,1	90,5
Radomka	Rogózek	5,86	25.07.	56,8	41,0	4,42	100,5	48,8
Pilica	Białobrzegi	30,90	1.08.	210,0	43,0	41,10	437,2	50,5
Wisła	Gusin	480,00	13.07.	4730,0	–	515,00	6607,8	80,8
Wisła	Nadwilańówka	480,00	14.07.	4730,0	11,5	554,00	6713,2	79,4

Z powyższych opisów wybranych fal powodziowych (roku 1960, 1970 i 1997) wynika, że na odcinku Wisły Środkowej od Puław do Warszawy dopływy miały znikomy udział w kształtowaniu się fali. Największy wpływ miały opady

²²² *Ibidem*, s. 50–51, 63.

²²³ *Ibidem*, s. 54. Podane w monografii dane są nieściśle. Na s. 54 dla wodowskazu Puławy przepływ maksymalny wyniósł 6730 m³/s, a na s. 60 i 64 wartość jest już mniejsza i wynosi 6270 m³/s. Pozostałe informacje dla kolejnych wodowskazów również zawierają nieściśności. Wyjaśnienie można znaleźć w artykule Piotra Kuźniara, *Hydrauliczna charakterystyka koryta...*, s. 25. Podane dane nie zostaną skorygowane ze względu na brak jakiegokolwiek wpływu na niniejszą pracę. Mają one jedynie na celu uzmysłowienie rzędu wielkości fali powodziowej 1997 roku.

²²⁴ *Dorzecze Wisły...*, s. 60.

atmosferyczne i wartości odpływu w górnej zlewni Wisły. Kilkakrotnie zdarzyło się wystąpienie gwałtownych ulew na obszarze Doliny Środkowej Wisły. Parametry powodzi ubiegłego stulecia na odcinku Puławy–Warszawa wykazują, że nie miały one aż tak wielkiego znaczenia. Opady te mogły jedynie wpłynąć na nasycenie gruntu w taki sposób, że wody gruntowe nie były w stanie odebrać już żadnej ilości wód powodziowych. Taka sytuacja może wystąpić, ponieważ magazynowanie wody zaczyna się przy małych przepływach, dlatego też w chwili nadejścia szczytu fali pozostała jeszcze objętość retencyjna jest zbyt mała na pomieszczenie kulminacji fali²²⁵.

4.4. Anomalie przepływów

Anomaliami przepływów rzecznych nazywa się takie przepływy, których wielkości nie są proporcjonalne do przyrostu powierzchni zlewni, lecz wytłumaczyć je można zmianami warunków podziemnego zasilania rzeki²²⁶. Anomalie można także zinterpretować jako skutek odbiegających od przeciętnych hydrogeologicznych warunków doliny rzecznej, spowodowanych np. znaczną pojemnością wodną aluwii, spękaniami i krasowością przełomów w starszych utworach geologicznych, oddziaływaniem pradolin oraz zahamowaniem przepływu w ujściach dopływów²²⁷.

Uważa się, że najbardziej wydatne są zmiany przepływu rzek wywołane pochłanianiem wody przez szerokie doliny aluwialne, a następnie powrotem tych wód do rzeki, gdy – przesączając się równolegle do nurtu – natrafiają w przewężeniu doliny na zapórę w postaci spiętrzonych utworów nieprzepuszczalnych²²⁸. Podobna sytuacja występuje w przypadku spękanych litych skał

²²⁵ J. Żelazo, Z. Popek, *Podstawy renaturyzacji rzek...*, s. 189.

²²⁶ J. Orsztynowicz, E. Kijkowska, B. Wierzbička, A. Wita, J. Izdebska, *Odływ wód z koryta Odry Środkowej i Granicznej do warstw wodonośnych i ocena ewentualnego wzrostu tego odpływu w wyniku skaskadowania rzeki*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1981, s. 1.

²²⁷ L. Skibniewski, *Anomalie przepływu Wisły...*, s. 150.

²²⁸ Przykładem takiego odcinka jest Wisła poniżej Wyszogrodu, gdzie od km 621 w górę rzeki zwierciadło wody podziemnej układa się około 40 cm poniżej niskich stanów wody w Wiśle, co powoduje infiltrację wód do luźnych aluwialnych utworów doliny. Przesączające się w kierunku północnym wody natrafiają w km 623 na przecinającą ich bieg warstwę iłu, która jako przeszkoda kieruje wody gruntowe z powrotem do rzeki. Za: *ibidem*, s. 150, 152.

okresu ery mezozoicznej²²⁹. Innym czynnikiem wpływającym na powstawanie anomalii w przepływie rzeczonym są pradoliny.

Określa się je jako szerokie i płaskie doliny, wyżłobione w okresach postojów recesyjnych lodowców przez prarzeki, które powstały z połączenia potoków lodowcowych z ciekami powierzchniowymi płynącymi z obszarów niezlodowaconych. Wody były odprowadzane w kierunku zachodnim w stronę Morza Północnego.

Pradoliny są z reguły wcięte w utwory trzeciorzędowe, przeważnie ilaste oraz wypełnione żwirami i piaskami pochodzenia dyluwialnego, a następnie aluwiami. Materiał fluwioglacjalny osiąga nieraz znaczne miąższości, tj. dla utworów wodonośnych miąższości wynoszą 15–30 m, czasem sięgając 60–70 m. Do utworów powierzchniowych w pradolinach należą: ropy zastoiskowe, piaski holoceniowe, gliny, namuły, torfy i kreda łukowa. Pradoliny są zasilane przez stożki napływowe, deluwia, okna hydrogeologiczne lub przez dopływ z warstw wodonośnych podłoża²³⁰.

Większość badaczy, w tym m.in. Edmund Falkowski, sceptycznie odnosi się do teorii wpływu pradolin, szczególnie tych, których dno jest pokryte misami powytopiskowymi po bryłach martwych lodów. Argumentem są „wyleżyny” po martwych lodach, przez które przebiegał dział wodny podczas ostatniej fazy deglacjacji²³¹. Podobnie sądzą Laura Radczuk i Olga Szarska, które, porównując spływy jednostkowe i przepływy wynikające z rocznych i wieloletnich krzywych opadania w poszczególnych profilach wodowskazowych na rzece Odrze, stwierdziły, że przyjęta hipoteza o „ucieczce” wód nie znajduje potwierdzenia²³². Natomiast Zbigniew Paślawski i Konrad Olejnik stwierdzili, że straty wód wezbraniowych na odcinku Warty na zasilanie poziomu wód gruntowych w wymienionych pradolinach i przełomowej dolinie są bardzo duże

²²⁹ Przykładem jest odcinek między ujściem Sanu a Zawichostem, gdzie w okresie niskich stanów obserwuje się znaczne straty przepływu. Woda, po przesączeniu się do szczelin krasowych, płynie dalej wzdłuż rzeki, a następnie kilka kilometrów poniżej wraca do koryta w postaci źródeł wraz z częścią wód Sanu. Przy wysokich stanach zjawisko to nie występuje, ponieważ uniemożliwiają one spływ wód gruntowych, hamują przepływ podziemny i przeciwdziałają powstawaniu strat. Za: *ibidem*, s. 151; Skibniewski L., *Anomalie przepływu rzek polskich*, „Przegląd Geofizyczny”, R. VI, 1961, z. 3, s. 107.

²³⁰ Z. Paślawski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację...*, s. 89; J. Orsztynowicz, E. Kijkowska, B. Wierzbička, A. Wita, J. Izdebska, *Odpyw wód z koryta...*, s. 30–31.

²³¹ E. Falkowski, *Inżyniersko-geologiczne aspekty...*, s. 104.

²³² L. Radczuk, O. Szarska, *Ocena warunków zasilania Odry Środkowej wodami gruntowymi*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXXI, 1986, z. 2, s. 183.

i odpowiadają od dwu- do blisko czterokrotnej objętości fal rzeki przy ujściu do Odry. Najmniejsze straty zaobserwowali oni w przełomowej dolinie rzeki pod Poznaniem, a największe – na odcinku pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, tam gdzie występuje zwiększenie miąższości utworów wyścielających pradolinę oraz znaczne jej rozszerzenie²³³.

Edmund Falkowski najbardziej krytycznie podszedł do przypadku wystąpienia pradoliny na południe od Warszawy. Uważa on, że taka pradolina na tym obszarze nie istnieje. Na rys. 4.4. widoczne są zasięgi zlodowaceń na terenie Polski oraz ważniejsze przepływy pradolinne. Na badanym odcinku Wisły na lewym brzegu takie przepływy nie występują, natomiast na prawym – przepływy pradolinne również nie występują, ale na wysokości dzisiejszego ujścia Wieprza jest oznaczenie dawnego kierunku odpływu, zorientowanego na wschód²³⁴. W literaturze można spotkać określenie „pradoliny Wisły” w stosunku do odcinka wiślanego od Puław do ujścia Pilicy²³⁵. Wydaje się to jednak być raczej nazwą zwyczajową w celu odróżnienia przeszłej doliny Wisły od dzisiejszej przeobrażonej, niż w nawiązaniu do rzeczywistego istnienia pradoliny na analizowanym odcinku.

Jako przyczynę wystąpienia anomalii wymienia się także zahamowanie przepływu w ujściach dopływów. Uważa się, że taka sytuacja może mieć znaczenie w badaniach przebiegu i bilansowaniu masy wybranych powodzi „rzeczywistych”²³⁶.

Oprócz wymienionych czynników, tj. znacznej pojemności utworów aluwialnych, krasowości oraz występowania pradolin, z anomaliami przepływu można się liczyć w miejscach przewężeń doliny lub też w ostrych zakolach na rzece²³⁷. Według Leonarda Skibniewskiego nie powinno zaliczać się do anomalii redukcji przepływu wielkich wód spowodowanej przez retencję dolinową, zarówno powierzchniową, jak i wgłębną. Analizę anomalii przeprowadza się tylko dla wód niskich i średnich, ze względu na wspomnianą retencję oraz rozpląszczanie się fali wezbraniowej, ponieważ w innym przypadku wyniki mogłyby być nieprawidłowe. Anomalie związane z dopływem wód podziemnych

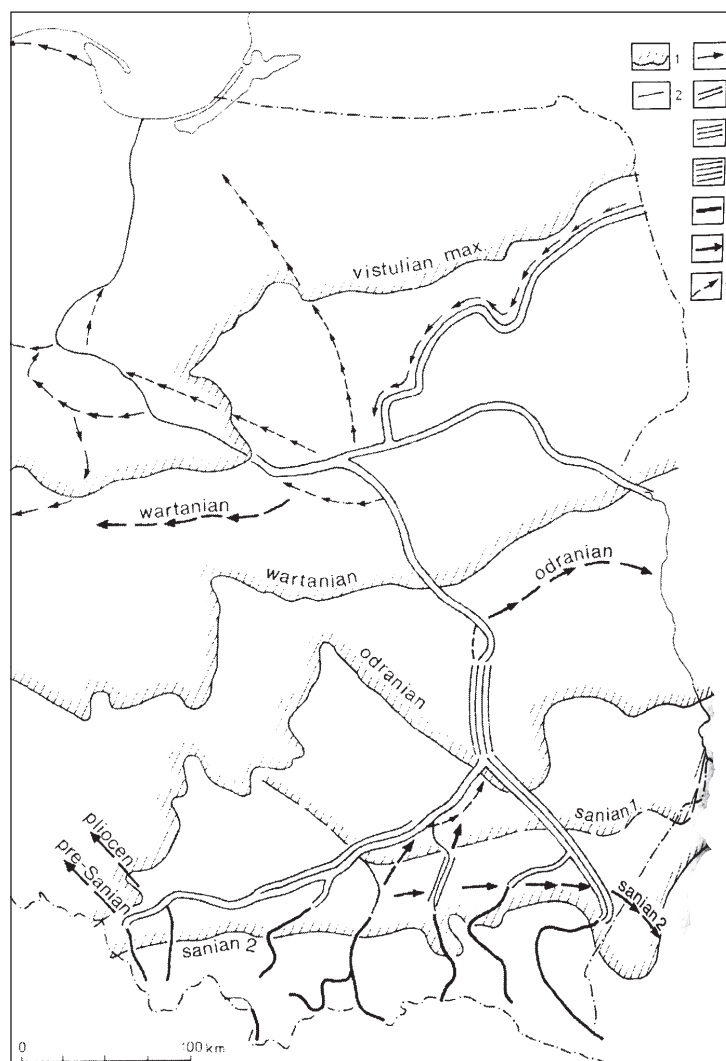
²³³ Z. Paślowski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację...*, s. 92.

²³⁴ L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 142.

²³⁵ L. Skibniewski, *Anomalie przepływu rzek polskich...*, s. 108.

²³⁶ M. Ćwiklińska, P. Kuźniar, *Związek anomalii przepływów wielkich z budową geologiczną podłoża koryta rzeki na przykładzie Doliny Środkowej Wisły*, Symposium Ogólnokrajowe HYDROTECHNIKA VIII, Katowice 2006, s. 345.

²³⁷ L. Skibniewski, *Anomalie przepływu Wisły...*, s. 152.



Rys. 4.4. Wiek różnych odcinków doliny Wisły i dawne przepływy na tle zasięgu zlodowaceń skandynawskich: 1 – maksymalne zasięgi zlodowaceń; 2 – bieg dolnej Wisły; 3 – ważniejsze przepływy pradolinne; 4, 5, 6, 7 – doliny rzeczne z różnych okresów; 8 – dawne kierunki odpływu, 9 – rynny kopalne (wg L. Starkela, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Warszawa 2001)

w okresie stanów niskich i stratami podczas wezbrań określa się anomaliami pozornymi²³⁸.

Oprócz pojęcia anomalii pozornych wymienia się anomalię dodatnią i ujemną. Anomalia dodatnia występuje, gdy przepływ jest zwiększony przez dopływ wód podziemnych, natomiast rozchodzenie się wód rzecznych w aluwkach doliny określane jest jako anomalia ujemna²³⁹.

Problem anomalii jest dość istotną kwestią, szczególnie jeśli mówi się o anomaliiach ujemnych. Odcinki rzek, na których to zjawisko występuje, są punktami newralgicznymi – nie jest tam możliwa budowa dolinnych zbiorników wodnych. Spowodowane jest to tym, że straty są funkcją spiętrzenia wody, czyli w razie spiętrzeń zwiększa się ucieczka wody w głąb²⁴⁰.

²³⁸ *Ibidem*, s. 150; idem, *Anomalie przepływu rzek polskich...*, s. 108.

²³⁹ Idem, *Anomalie przepływu Wisły...*, s. 151.

²⁴⁰ Idem, *Anomalie przepływu rzek polskich...*, s. 118.

Anomalie przepływu można policzyć wg wzoru 4.2.:

$$q = Q_n - (Q_{n-1} + \sum q_n) \quad (4.2.)$$

gdzie: q – anomalia przepływu na badanym odcinku [m^3/s];

Q – przepływ pomierzony w danym profilu przy wyrównanym stanie wody [m^3/s];

Σq_n – sumaryczny przepływ dopływów na analizowanym odcinku [m^3/s].

Inną metodą obliczania anomalii jest wykorzystanie współczynników spływu, który prawdopodobnie jest starą nazwą używanego dzisiaj określenia jednostkowych odpływów podziemnych lub wskaźników odpływu²⁴¹.

Jako pierwszy problem strat w dorzeczu Wisły Środkowej poruszył Kazimierz Cisło. Na podstawie zebranych wyników pomiarów hydrometrycznych wykonanych jesienią podczas stanów niżówkowych wyznaczył wartości współczynnika spływu²⁴²:

- Puławy 2,00 l/s/km²;
- Dęblin 1,74 l/s/km²;
- Mniszew 1,54 l/s/km²;
- Warszawa 1,77 l/s/km².

Wartości te różnią się od tych, które otrzymano by, gdyby straty wody nie występowały. Kolejnym krokiem Kazimierza Cisło było określenie wielkości tych strat poprzez obliczenie różnicy pomiędzy sumaryczną wielkością przepływu (wraz z dopływami) a wielkością pomiaru w danym profilu. Obliczona wartość dla odcinka Popów–Warszawa wyniosła 67 m^3/s , co w ciągu jednego miesiąca (tu: sierpień) określa objętość równą 173 mln m^3 ²⁴³.

Obliczenia wartości strat, przeprowadzone przez Kazimierza Cisło, zamieszczono w tabeli 4.5. Widoczne jest, że największe straty na rzecz wód wglębnych, w postaci 25,5% przepływu, wystąpiły na odcinku Dęblin–ujście Pilicy. Na odcinku Puławy–Dęblin wyniosły one 13,4%, a od ujścia Pilicy do Warszawy – 11,5%²⁴⁴.

²⁴¹ K. Cisło, *Straty wody w dorzeczu Wisły środkowej w okresie jesiennych niskich stanów wód gruntowych*, „Gospodarka Wodna”, 1, 1947, s. 18; J. Orszynowicz, E. Kijkowska, B. Wierzbicka, A. Wita, J. Izdebska, *Odpływ wód z koryta...*, s. 22.

²⁴² K. Cisło, *Straty wody w dorzeczu...*, s. 18. W dalszej części analizy tego artykułu nomenklatura „współczynnik spływu” pozostanie niezmienną.

²⁴³ *Ibidem*.

²⁴⁴ *Ibidem*, s. 18–20.

Tabela 4.5.

Straty wód wiślanych na odcinku Puławy–Warszawa na podstawie wykonanych pomiarów hydrometrycznych w okresie 15.09.–15.10.1946

Rzeka	Wodowskaz	Stan wody	Wisła			Dopływy			Przepływ sumaryczny	Współczynnik spływu dla przepływu sumarycznego	Straty	
			zlewnia	Q	Spływ	zlewnia	Q	Spływ			Różnica	[%]
		[cm]	[km ²]	[m ³ /s]	[l/s/km ²]	[km ²]	[m ³ /s]	[l/s/km ²]	[m ³ /s]	[l/s/km ²]	[m ³ /s]	[%]
Wisła	Puławy	162	57 303	114,75	2,00	–	–	–	19,254	2,08	–	–
Kurówka							0,761					
Wieprz*		193					17,200	1,75				
Wisła	Dęblin	136	68 447	121,00	1,74	–			137,215	2,01	16,215	13,4
Zagożdżonka							0,845					
Okrzejka							0,897					
Pytlocha												
Radomka*						2106,0	1,670	0,83				
Pronnik												
Wisła	Dęblin	136	72 386	112,00	1,54				140,627	1,97	28,627	25,5
Pilica*	Warka	211				8987,4	22,545	2,50				
Wilga	Celejów	132				680,8	0,615	0,91				
Czarna												
Jeziorna	Piaseczno	144				754,8	2,301	2,75				
Świder	Świder	66				1234,2	2,289	1,85				
Wisła	Warszawa	38	85 176	150,975	1,77				168,377	1,98	17,402	11,5

* Pilica mieści się w swoim dolnym biegu w rynnicy czołowej oraz ma głęboko wcięte koryto. Jest to rzeka, w której nie wykryto w ówczesnym czasie żadnych anomalii, stąd też odpowiednia wartość współczynnika. Wieprz, mimo większej powierzchni zlewni, ma współczynnik mniejszy ze względu na koryto dolnego biegu położone w żwirach oligoceńskich, na których rzecz traci dużo swoich wód. Podobną cechą charakteryzuje się rzeka Radomka. Za: K. Cisło, *Straty wody w dorzeczu...*, s. 17.

Kazimierz Cisko użył wyrażenia „straty na rzecz wód wglębnych”. Ze względu na stosowanie przez niego starej nomenklatury, zastanawiające jest, czy chodzi tu tylko o wody wglębne, czy jest to raczej określenie ucieczki wód powierzchniowych do kilku poziomów wodonośnych. Prawdopodobna wydaje się pierwsza odpowiedź, ponieważ Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska stwierdziła, że o wielkości anomalii przepływu decyduje stopień zasilania rzeki wodami wglębnymi. Wywołują je zmienne warunki zasilania podziemnego²⁴⁵.

Spadek zasilania retencyjnego na odcinku Wisły od Zawichostu do Warszawy zauważył również Romuald Rosłoński. Według niego pierwsze gwałtowne zmniejszenie się wartości następuje z 82,42 m³/d km² w Zawichoście do 55,28 m³/d km² w Dęblinie. Uważa on, że przyczyną jest ubytek retencji w dorzeczu Wieprza, gdzie nagromadzona w warstwie oligoceńskiej retencja i odpływ powierzchniowy dostają się pod poziom łąk mioceńskich i wody nie dochodzą do Wisły, obniżając przepływ Wisły w przedziale z 11 056 000 m³/d na 7 735 000 m³/d. Na dalszym odcinku Dęblin–Warszawa główny dopływ, czyli rzeka Pilica, nie poprawia zasilania gruntowego, które utrzymuje się na tym samym poziomie co na poprzednim odcinku rzeki, a odpływ maleje do około 500 000 m³/d²⁴⁶.

Leonard Skibniewski, wykorzystując wzór 4.2., obliczył, że straty przepływu na odcinku Puławy–Dęblin wyniosły średnio 1147 mln m³ w półroczu letnim²⁴⁷. Określił on również, że na odcinku Dęblin–Królewski Las występuje anomalia dodatnia, lecz powyżej Królewskiego Lasu są już wyraźne straty przepływu i występuje anomalia ujemna²⁴⁸, co jest niejako zaprzeczeniem postawionej tezy o ucieczce wód Wisły do wód podziemnych doliny rzecznej na odcinku od Puław do Magnuszewa (miejscowość Królewski Las znajduje się kilkanaście kilometrów poniżej Magnuszewa). Taka sytuacja prawdopodobnie wynika z powodu analizowania anomalii tylko podczas stanów niżówkowych i średnich.

Leonard Skibniewski stwierdził, że pomiary przy niskich stanach wodowskazowych wykazują nieznaczne nadwyżki przepływu, natomiast straty powstają dopiero w miarę przyboru wody. Anomalie w postaci nadwyżki przepływu interpretuje jako zjawisko spowodowane przyrostem zlewni między dwoma profilami pomiarowymi²⁴⁹.

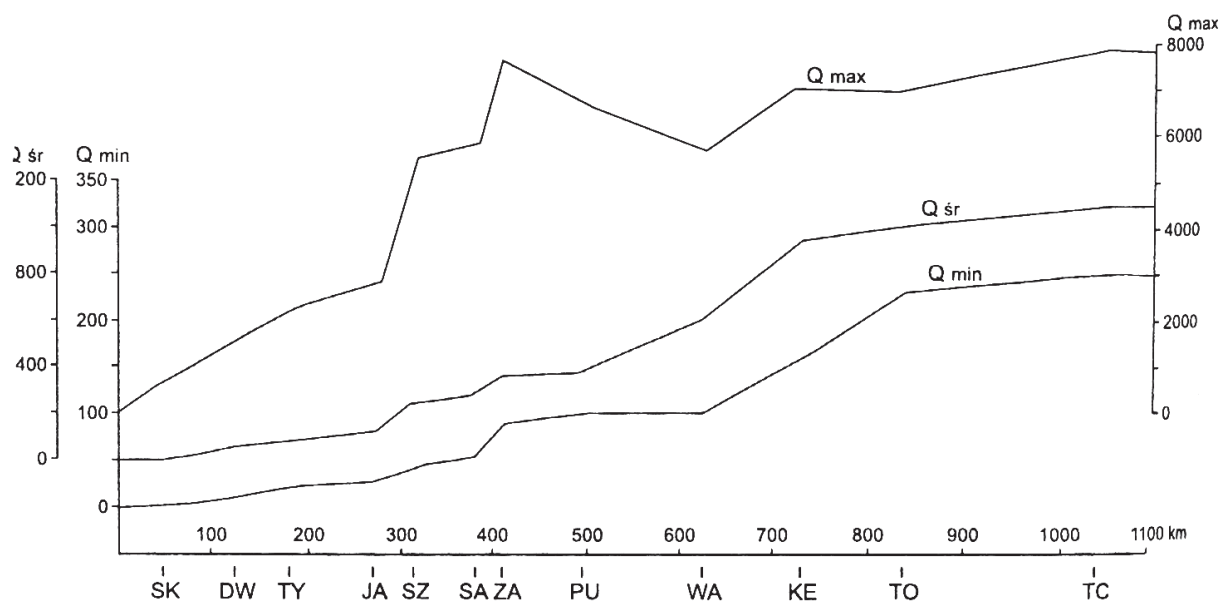
²⁴⁵ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Udział wód wglębnych...*, s. 74–77.

²⁴⁶ R. Rosłoński, *Wiadomości o wodach podziemnych w Polsce*, „Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej”, t. II, 1959, s. 356–357.

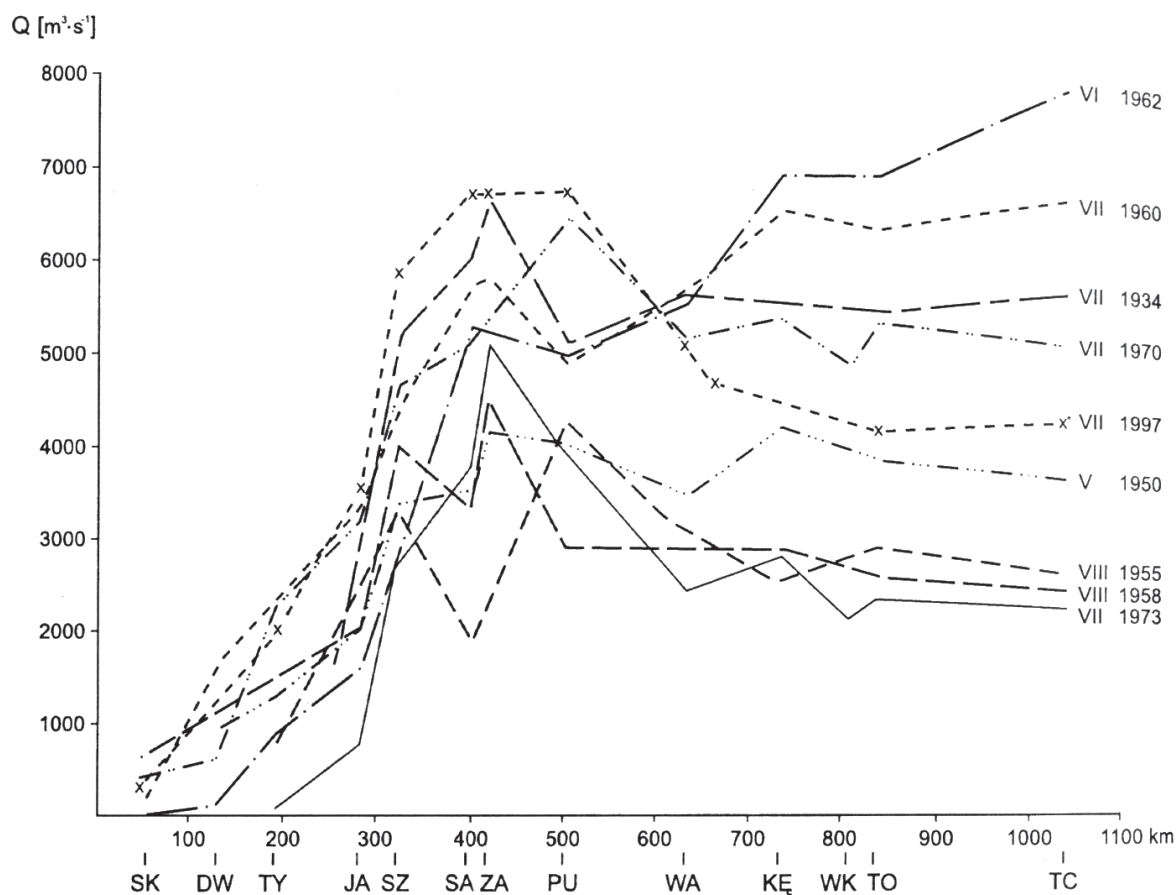
²⁴⁷ L. Skibniewski, *Anomalie przepływu rzek polskich...*, s. 109.

²⁴⁸ Idem, *Anomalie przepływu Wisły...*, s. 151.

²⁴⁹ *Ibidem*.



Rys. 4.5. Przepływy maksymalne, średnie i minimalne wzdłuż biegu rzeki; PU – Puławy, WA – Warszawa (wg L. Starkela, *Historia doliny Wisły...*)



Rys. 4.6. Maksymalne przepływy w profilu Wisły w czasie wybranych powodzi letnich; PU – Puławy, WA – Warszawa (wg L. Starkela, *Historia doliny Wisły...*)

Z przytoczonych danych wynika, że podczas stanów niżówkowych i średnich na Wiśle można zaobserwować dodatnie i ujemne anomalie na odcinku Puławy–Warszawa. Na rys. 4.5. i 4.6. widoczne jest, że podczas stanów wezbrańowych również występuje zjawisko anomalii przepływu.

Leszek Starkel zinterpretował wzrost przepływów maksymalnych od 648 do 7500 w Zawichoście i 7849 m³/s w Tczewie jako anomalię na rzecz pochłaniania wód przez bardzo dobrze przepuszczalne osady aluwialne²⁵⁰. Na obydwu wykresach widoczny jest gwałtowny skok wartości na odcinku Wisły od Puław do Warszawy. Jest to odcinek, który charakteryzuje się 50-procentowym przyrostem zlewni oraz dużą miąższością i przepuszczalnością osadów budujących dolinę rzeczną (Rozdział 3). W tabeli 4.6. zamieszczono podstawowe parametry dotyczące zlewni Wisły na tym odcinku²⁵¹.

Tabela 4.6.

Podstawowe parametry zlewni rz. Wisły na odcinku Puławy–Warszawa

wodowskaz	km Wisły	odległość od Puław	zlewnia	przyrost pow. zlewni od wodowskazu Puławy
		[km]	[km ²]	[%]
Puławy	372,5	0,0	57 264	0
Dęblin	393,7	21,2	68 234	19
Gusin	461,5	89,0	81 786	43
Warszawa	513,3	140,8	84 857	48

Przepływy maksymalne są wartościami określanymi przy projektowaniu budowli wodnych. Przepływy dzieli się na przepływy główne drugiego stopnia (np. WWQ, SWQ) oraz przepływy okresowe drugiego stopnia. Podział ten dotyczy również przepływów charakterystycznych²⁵². W tabeli 4.7. i 4.8. zestawiono dane Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, dotyczące przepływów charakterystycznych maksymalnych i minimalnych o danym prawdopodobieństwie, obliczone dla wodowskazów Puławy i Warszawa²⁵³.

²⁵⁰ L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21.

²⁵¹ M. Ćwiklińska, P. Kuźniar, *Związek anomalii przepływów...*, s. 345.

²⁵² A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 203.

²⁵³ Przepływy maksymalne i minimalne o pewnym prawdopodobieństwie wystąpienia wyznaczono według rozkładu Pearsona III, estymowano metodą decyli. Za: *Informator o przepływach charakterystycznych rzek polskich oraz o systemie bazy danych hydrologicznych*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1990; M. Ćwiklińska, P. Kuźniar, *Związek anomalii przepływów...*, s. 345.

Tabela 4.7.

Przepływy maksymalne o prawdopodobieństwie p% (1921–1980)

wodowskaz	$Q_{p=1\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy	$Q_{p=5\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy	$Q_{p=10\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy
	[m ³ /s]	[%]	[m ³ /s]	[%]	[m ³ /s]	[%]
Puławy	7520	0	5790	0	5000	0
Warszawa	7440	-1	5810	0	5050	+1

Tabela 4.8.

Przepływy minimalne o prawdopodobieństwie p% (1921–1980)

wodowskaz	$Q_{p=1\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy	$Q_{p=5\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy	$Q_{p=10\%}$	przyrost wzgl. wod. Puławy
	[m ³ /s]	[%]	[m ³ /s]	[%]	[m ³ /s]	[%]
Puławy	93,9	0	102	0	108	0
Warszawa	99,3	+6	118	+16	131	+21

Z analizy zestawionych danych wynika, że zarówno przepływy maksymalne, jak i minimalne na odcinku Wisły o długości około 150 km, dla którego powierzchnia zlewni wzrasta o prawie 50%, są prawie stałe. Powstałe anomalie przepływu wynikają z wpływu warunków geologicznych badanej doliny rzecznej.

Powyżej wykazano, że pradolina na odcinku Wisły od Puław do Warszawy nie występują. W rozdziale dotyczącym warunków geologicznych analizowanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wykluczono zjawisko krasu, uznając, że jedynie w niewielkiej części obszaru na zakończeniu Małopolskiego Przełomu Wisły (okolice Puław) może występować ucieczka wód do płytko położonych utworów kredowych. Inną przyczyną powstawania anomalii mogłoby być zahamowanie przepływu w ujściach dopływów. Wydaje się to być niezmiernie rzadkim zjawiskiem na badanym odcinku Wisły. Dlatego też jako główną przyczynę występowania anomalii w przepływach wiślanych uznano dobrze przepuszczalne osady wypełniające dno doliny Wisły, które przejmują dużą część jej wód.

Potwierdzeniem tego faktu są nie tylko informacje literaturowe, w postaci obliczonych wartości za pomocą współczynników spływu i wzoru Leonarda Skibniewskiego (wzór 4.2.), ale również dane zebrane z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, przedstawione w postaci graficznej przez Leszka Starkela z wykorzystaniem rzeczywistych przepływów maksymalnych, średnich i minimalnych oraz w postaci tabelarycznej, z wykorzystaniem przepływów charakterystycznych, stanowiących pewien rodzaj „uśrednienia” zbioru informacji o wielu powodziach²⁵⁴.

²⁵⁴ Wyniki obliczeń przepływów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie występowania podlegają weryfikacji w profilach podłużnych rzek i w węzłach wo-

4.5. Podsumowanie i wnioski

Rozdział dotyczący hydrologii jest głównie teoretyczny. Zawarto w nim wszystkie definicje, niezbędne do omówienia wyników badań terenowych, które przedstawiono w dalszej części pracy. Skoncentrowano się przede wszystkim na dwóch zagadnieniach: technicznych, a zarazem nieekologicznych środkach ochrony przeciwpowodziowej, a także na występowaniu anomalii przepływu. Obie kwestie pozwalają uwypuklić znaczenie retencji gruntowej, zarówno pod względem jej wpływu na transformację fali wezbraniowej, jak i jako swoistego środka ochrony przed powodzią.

Na podstawie opracowanych danych literaturowych o dużych powodziach ubiegłego stulecia oraz analizy przepływów pod kątem wystąpienia anomalii można wysnuć kilka interesujących wniosków.

1. Na odcinku Wisły Środkowej od Puław do Warszawy podczas powodzi lat 1960, 1970 i 1997 dopływy miały znikomy udział w kształtowaniu się fali. Największy wpływ miały opady atmosferyczne i wartości odpływu w górnej zlewni Wisły.

2. Kilkakrotne wystąpienie gwałtownych ulew podczas tych powodzi nie miało wielkiego znaczenia dla procesu transformacji fali wezbraniowej na badanym odcinku Doliny Środkowej Wisły. Mogły one jedynie wpłynąć na nasycenie gruntu, w taki sposób, że wody gruntowe nie były w stanie odebrać już żadnej ilości rzecznych wód powodziowych.

3. Przepływy maksymalne i minimalne o danym prawdopodobieństwie wystąpienia na odcinku Wisły od Puław do Warszawy o długości około 150 km, dla którego powierzchnia zlewni wzrasta o prawie 50%, są prawie stałe.

4. Anomalie przepływu na tym odcinku są spowodowane budową geologiczną doliny rzecznej. Dolina wypełniona jest bardzo dobrze przepuszczalnymi aluwiami o znacznej miąższości, które mimo obwałowania stanowią przyczynę stałego kontaktu wód powierzchniowych z podziemnymi.

dowskazowych (ujściach ważniejszych dopływów) z wykorzystaniem metody stosowanej do konstrukcji profili hydrologicznych. Weryfikacja wielokrotnie umożliwiła w niektórych przypadkach korektę obliczeń $Q_{\max p}$ doprowadzając do zgodności przepływów w profilu podłużnym rzeki. Za: *Przepływy maksymalne roczne o określonym prawdopodobieństwie występowania rzek polskich (obliczone na podstawie danych z okresu 1921–1985)*, pod kier. B. Fał, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1989, s. 7–11.

Rozdział 5

Hydrogeologia

5.1. Wstęp

Poniższy rozdział stanowią głównie rozważania teoretyczne. Umożliwia to wyjaśnienie podstawowych pojęć i zasad związanych z przepływem wód podziemnych, a zarazem separuje od interpretacji wykonanych badań terenowych, przedstawionej w kolejnych rozdziałach.

W rozdziale tym omówiono rodzaje i poziomy występowania wód podziemnych doliny rzecznej, koncentrując się głównie na związkach hydraulicznych wód pierwszego poziomu wodonośnego z wodami powierzchniowymi.

Najważniejszą część rozdziału stanowią przykłady oddziaływania wód wezbraniowych na wody podziemne. Przedstawiono tu zaczerpnięte z literatury obliczenia hydrogeologiczne, wykonane dla każdego rodzaju rzeki, zarówno górskiej, wyżynnej, jak i nizinnej.

5.2. Rodzaje i poziomy występowania wód podziemnych doliny rzecznej

Rzeki, oprócz wód pochodzących ze spływu powierzchniowego, z topnienia pokrywy śnieżnej i lodowców, są zasilane także poprzez dopływ wód podziemnych²⁵⁵. Zjawisko odwrotne do dopływu wód podziemnych do rzeki nazywane jest zasilaniem. Zasilaniem nazywamy również proces, w którym wody filtrują do strefy saturacji na drodze infiltracji efektywnej, dopływu lateralnego i przesiąkania z innych poziomów wodonośnych lub z sąsiednich zbiorników, a także w wyniku sztucznego doprowadzania wody z powierzchni terenu.

Zasilanie wód podziemnych podzielić można na:

- rzeczywiste, które może być szacowane z badań hydrogeologicznych, odnoszące się do wody dopływającej do warstwy wodonośnej;

²⁵⁵ I. Dynowska, A. Tłałka, *Hydrografia...*, s. 45.

– potencjalne, określane z obserwacji wód powierzchniowych i strefy aeracji, dotyczące wody, która infiltruje i może, ale nie musi, dotrzeć do warstwy wodonośnej dzięki wielu procesom zachodzącym w strefie aeracji lub zdolności i możliwości strefy saturacji do przyjęcia wody.

Zasilanie występuje w trzech formach: bezpośredniej (tzw. rozproszone, czyli zasilanie infiltracyjne), zlokalizowanej (tj. zasilanie wodami powierzchniowymi) oraz w strefach uprzywilejowanych.

W hydrogeologicznych jednostkach dolinnych zasilanie wód podziemnych odbywa się głównie poprzez zasilanie infiltracyjne, mniejsze znaczenie ma natomiast dopływ z innych jednostek hydrogeologicznych.

Głównymi elementami wpływającymi na wielkość zasilania są: klimat, topografia i budowa geologiczna. Stanowią one tzw. hydrogeologiczne środowisko warunkujące systemy krążenia wód. Najważniejsze czynniki decydujące o wielkości zasilania w warstwie porowej to:

- opad atmosferyczny;
- pionowa wartość współczynnika filtracji osadów przypowierzchniowych i strefy kontaktu z wodami powierzchniowymi;
- przewodność warstwy wodonośnej, różnice wysokości hydraulicznej decydujące o możliwości przepływu wody oraz kontakt hydrauliczny między wodami podziemnymi i powierzchniowymi;
- czynniki antropogeniczne, np. zasilanie irygacyjne, iniekcje wodne, systemy nawadniające, zagospodarowanie terenu itp.

Inne czynniki, takie jak: morfologia (nachylenie) terenu, roślinność, temperatura, niedosyt wilgotności oraz wysokość wzniosu kapilarnego, choć nie odgrywają pierwszorzędnej roli, w przypadku analizy wielkości zasilania w hydrogeologicznych jednostkach dolinnych są również uwzględniane, ale w sposób pośredni²⁵⁶.

²⁵⁶ E. Krogulec, *Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 2004, s. 49–51.

Infiltracja odnosi się do ruchu wody z powierzchni terenu do strefy saturacji lub wsiąkania wody z powierzchni gleby do gleby. Definiuje się ją również jako wsiąkanie wody pochodzącej z opadów atmosferycznych, z cieków, zbiorników powierzchniowych oraz z kondensacji pary wodnej z powierzchni terenu do strefy aeracji, a następnie przesączanie do strefy saturacji. Natomiast **infiltracja efektywna** to część opadów atmosferycznych, która po pomniejszeniu objętości o wielkość przypadającą na spływ powierzchniowy, ewapotranspirację i inne procesy zubażające ilość wody, a zachodzące w strefie aeracji, zasila wody podziemne.

Zasilanie wód podziemnych rozpoczyna się początkowo w strefie, w której warstwa aeracji jest mała w stosunku do przyległych terenów. Następnie proces przebiega stopniowo do obszarów o większej grubości warstwy nienasyconej. Jest to ważne, ponieważ strefa aeracji jest dość cienka w sąsiedztwie wody powierzchniowej oraz równa zero przy linii brzegowej²⁵⁷.

W dolinie rzecznej można wyróżnić następujące systemy krążenia:

– przypowierzchniowy (lokalny), związany z płytkim krążeniem wód, drenowany głównie przez mniejsze ciekły, ewapotranspirację oraz zasilany infiltracyjnie;

– pośredni, związany z zasilaniem infiltracyjnym na całym obszarze jednostki, dopływem lateralnym z jednostek otaczających oraz z drenażem warstwy wodonośnej przez rzekę;

– regionalny, dotyczący przepływu wód podziemnych w niecce²⁵⁸.

Poniżej części dolnej, tj. systemu regionalnego, znajdują się wody stagnujące, których nie uwzględnia się w układzie krążenia²⁵⁹.

Obszar o wyraźnie ukształtowanym terenie charakteryzuje się zazwyczaj lokalnym systemem zasilania jako systemem dominującym. Natomiast w wypadku płaskich obszarów dominuje system pośredni i regionalny (rys. 5.1.)²⁶⁰.

Często w publikacjach dotyczących wyłącznie strefy aeracji terminy takie, jak: infiltracja, infiltracja efektywna (lub skuteczna) czy przesączanie i przesiąkanie, są stosowane wyłącznie dla ruchu wody poniżej strefy korzeniowej i dlatego utożsamiane są bezpośrednio z zasilaniem wód podziemnych.

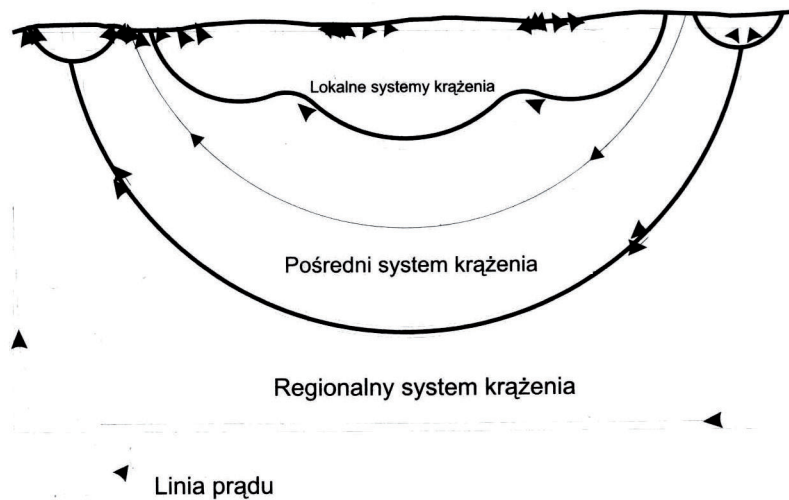
Przesączanie to pionowy ruch wody przez strefę aeracji. Termin przesączanie stosowany jest najczęściej do objętościowego określenia ilości przemieszczającej się wody na jednostkę powierzchni obszaru do określonej głębokości, bez wskazania, że chodzi wyłącznie o strefę aeracji. W strefie przypowierzchniowej jest synonimem infiltracji efektywnej, którą także można zdefiniować jako przesączanie, odbywającej się do głębokości, poniżej której część wody wykorzystana na procesy parowania staje się nieistotna, możliwa do pominięcia w obliczeniach. Ze wzrostem głębokości, poniżej strefy aeracji, znaczenie przesiąkania staje się inne, ponieważ woda jest redystrybuowana w zależności od hydrologicznych właściwości i cech strukturalnych warstwy wodonośnej. Przesączanie i przesiąkanie są definiowane jak każdy ruch wody podziemnej, mogą być przedstawione w postaci skalarnej wysokości hydraulicznej. Objasnienie za: *ibidem*.

²⁵⁷ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 58.

²⁵⁸ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 74.

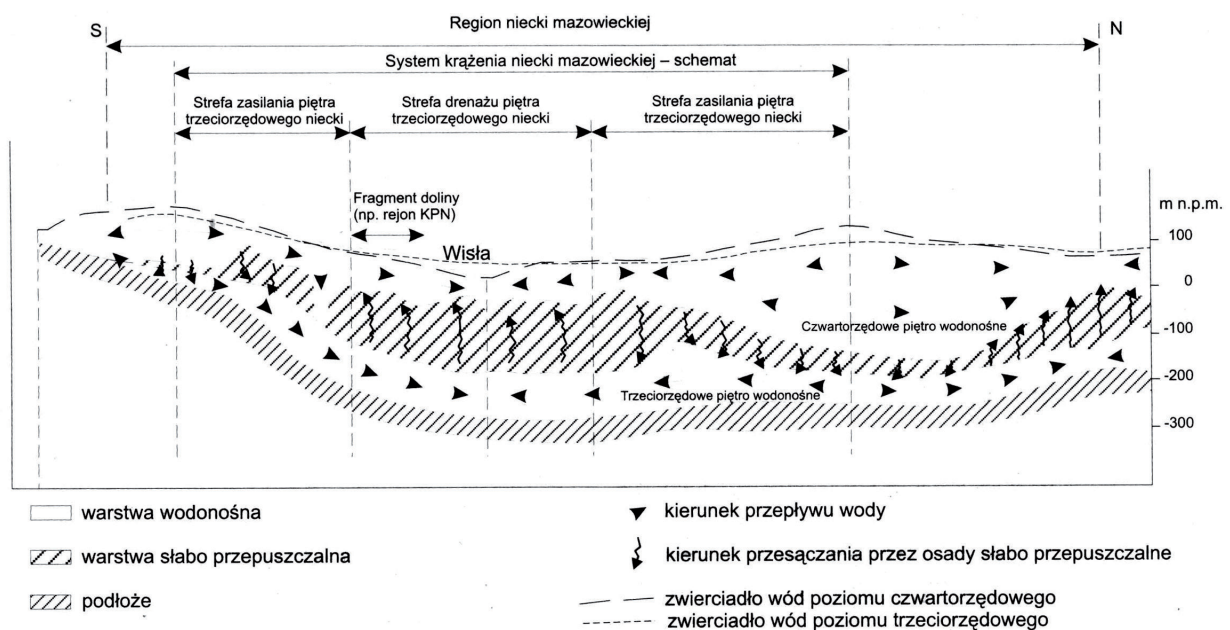
²⁵⁹ J. Szymanko, *Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980, s. 31.

²⁶⁰ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 53.



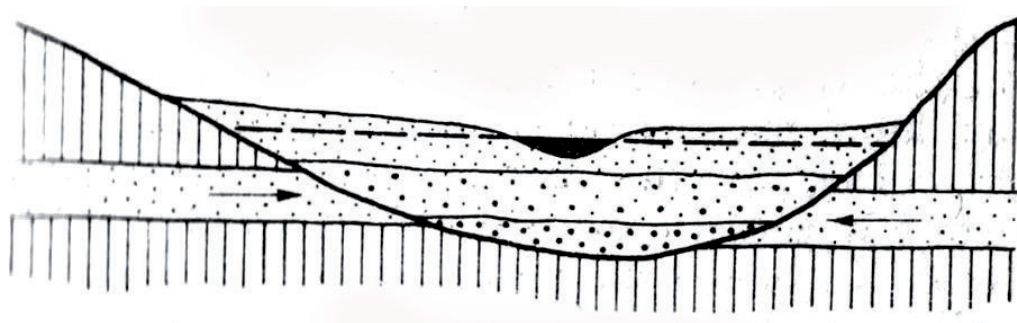
Rys. 5.1. Systemy krążenia wód w jednorodnym basenie hydrogeologicznym (wg E. Krogulec, *Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 2004)

Podstawową jednostką hydrogeologiczną, strukturą nadrzędną w stosunku do jednostki dolinnej, jest niecka. W niecce system krążenia jest formowany przez strefy zasilania i drenażu wyższego rzędu. System ten nie dotyczy jednorodnego basenu hydrogeologicznego. Na rys. 5.2. przedstawiono schematyczny przekrój przez Nieckę Mazowiecką.



Rys. 5.2. Schematyczny przekrój przez Nieckę Mazowiecką; KPN – Kampinoski Park Narodowy (wg T. Macioszczyka, za: E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*)

W regionalnym systemie krążenia, do którego należy niecka, dużą rolę ogrywają systemy pośrednie. Tego rodzaju system krążenia, jak już wspomniano, związany jest z zasilaniem infiltracyjnym, dopływem lateralnym (rys. 5.3.) oraz drenowaniem warstwy wodonośnej przez rzekę²⁶¹. Udział zasilania infiltracyjnego największy jest w przypowierzchniowych partiach tarasów. Na wyższych tarasach, plejstocenijskich, większe znaczenie ma zasilanie lateralne z wysoczyzn lub dolinami mniejszych rzek²⁶².



Rys. 5.3. Lateralne zasilanie wód aluwialnych z warstw wodonośnych podłoża (wg Z. Pazdry, *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1977)

W ujęciu systemu krążenia o zasięgu regionalnym badany obszar Doliny Środkowej Wisły położony jest na granicy trzech dużych zbiorników wody podziemnej pochodzenia kredowego: Niecki Mazowieckiej, Niecki Radomskiej i Niecki Lubelskiej (rys. 5.4.). Obszar ten obejmuje również osiem jednostek hydrogeologicznych, wyodrębnionych dla użytkowej warstwy wodonośnej. Ich lokalizację oraz główne parametry przedstawiono w tabeli 5.1., załącznik 1.

Dolina i koryto Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew drenują warstwy wodonośne wykształcone w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych, a nawet kredowych. Wyróżniane są trzy piętra wodonośne: kredy górnej – paleogenu, oligocenu–miocenu i czwartorzędowe oraz dwa piętra izolujące: górnokredowe i górnomiocenijskie–pliocenijskie²⁶³.

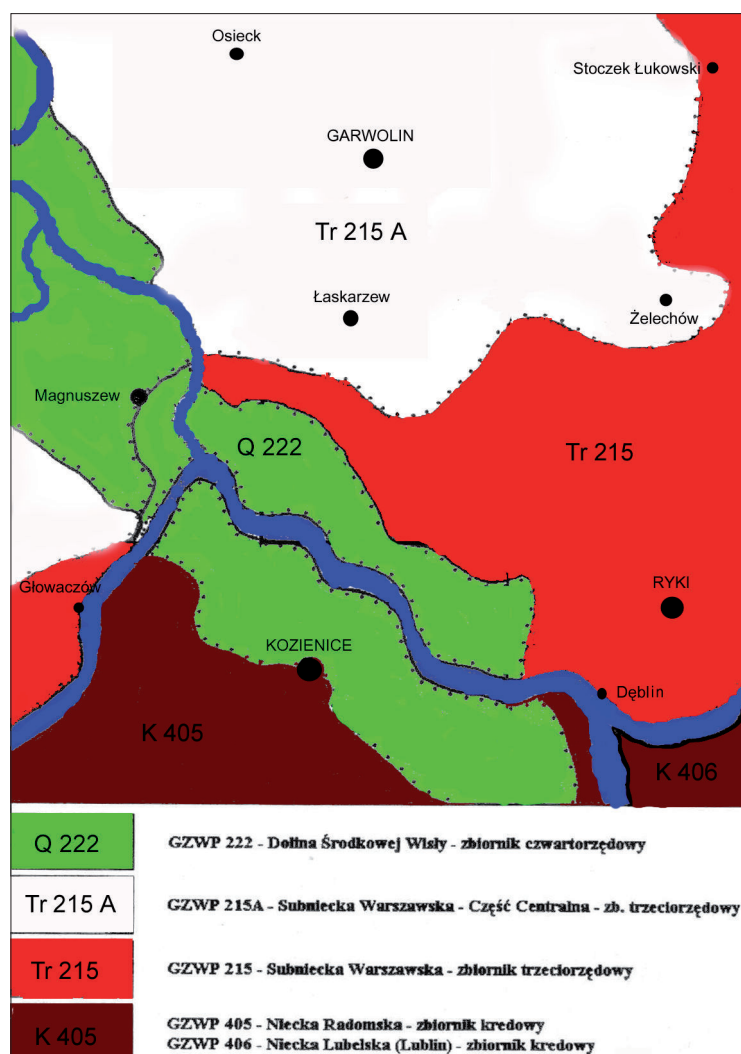
Piętro wodonośne górnej kredy wykształciło się w spękanych wapieniach, marglach, opokach, gezach oraz wapieniach piaszczystych, tworząc jeden poziom wodonośny. Miąższość utworów kredowych analizowanego fragmentu

²⁶¹ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 74, 78.

²⁶² E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Obieg wody i materii stałej...*, s. 14–15.

²⁶³ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych wód podziemnych z wezbrzeniami Wisły*, „Przegląd Geograficzny”, t. 73, 2001, z. 3, s. 332.

Rys. 5.4. Zbiorniki wód podziemnych (wg J. Czerwińskiej-Tomczyk, A. Sadurskiego, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Łaskarzew (636), maszynopis, Warszawa 2002)



Doliny Środkowej Wisły wynosi około 100 m. Wodę poziomu kredowo-paleoceńskiego nawierca się tuż pod strefą zwietrzelinową, której miąższość waha się od 2 do 6 m. Zwierciadło tego poziomu ma charakter napięty i stabilizuje się na różnych głębokościach od powierzchni terenu, w granicach rzędnej 117 m n.p.m. w Górze Puławskiej i Gniewoszowie, 113–115 m n.p.m. w okolicach Dęblina, 109–111 m n.p.m. w Zajezierzu. W Kozienicach zwierciadło kredowe ustala się na wysokościach zależnych od rodzaju tarasu. Na tarasie nadzalewowym na 110,6–115 m n.p.m., natomiast na tarasie zalewowym na wysokości 102,7–104,7 m n.p.m. Wartość 104,6 m n.p.m. wyznacza położenie zwierciadła kredowego w okolicach Świeży Górnych²⁶⁴.

²⁶⁴ Z. Mianowski Z., Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 7; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Dęblin*, s. 55; patrz także tabela 5.2. (załącznik 1): poziomy wodonośne na podstawie odwiertów z Państwowego Instytutu Geologicznego.

Zwierciadło kredowe jest lokalnie połączone ze zwierciadłem trzeciorzędowym i/lub czwartorzędowym, co widoczne jest również na rys. 3.3.–3.5.

Przewodność kredowej warstwy wodonośnej określa się na 200–1000 m²/d, natomiast wydajność potencjalną na 50–70 m³/h, lokalnie na większą od 120 m³/h. Jakość wód kredowych jest określana na dobrą lub bardzo dobrą, a stopień zagrożenia zanieczyszczeniem – niski, który wynika z dobrej izolacji powierzchniowej²⁶⁵.

Piętro wodonośne trzeciorzędu składa się tylko z dwóch poziomów: oligoceńskiego i mioceńskiego. Wody w utworach plioceńskich występują głównie w soczewkach i przewarstwieniach piaszczystych wśród ilów pstrych. Wody plioceńskie kontaktują się z wodami utworów czwartorzędowych, nie mają jednak zastosowania do celów konsumpcyjnych i przemysłowych²⁶⁶.

Wody poziomu mioceńskiego są często zanieczyszczone kwasami humusowymi. Wody te charakteryzują się dużą mineralizacją i zawartością pyłu węglowego. Swobodne zwierciadło tego poziomu układa się przeważnie na wysokości pierwszego czwartorzędowego poziomu wodonośnego. Lokalnie wody z tego poziomu mogą być pod ciśnieniem. Poziom ten nie stanowi poziomu użytkowego, a wody eksploatowane są sporadycznie. Większe znaczenie praktyczne ma oligoceński poziom wodonośny. Pomiedzy tymi dwoma poziomami często występuje pośrednia lub bezpośrednia więź hydrauliczna, ponieważ warstwy słabo przepuszczalnych wkładek nie są ciągłe i dlatego też mogą być w takiej sytuacji traktowane jako łączne²⁶⁷.

W północnej części analizowanego obszaru Doliny Środkowej Wisły w okolicach Magnuszewa poziom mioceński ma bezpośredni kontakt z czwartorzędowymi utworami wodonośnymi, tworząc wspólny, czwartorzędowo-trzeciorzędowy, użytkowy poziom wodonośny²⁶⁸. Natomiast w dolinie Wisły i Wieprza z piaszczystymi osadami czwartorzędowymi mają kontakt wody poziomu oligoceńskiego. Wody tego poziomu występują zazwyczaj pod ciśnieniem, a ich zwierciadło statyczne układa się na głębokości występowania swobodnego zwierciadła wód czwartorzędowych. W okolicach Kozienic poziom

²⁶⁵ Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 7.

²⁶⁶ Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 39; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Dęblin*, s. 56.

²⁶⁷ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 332, 334; Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 6; Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 39; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Dęblin*, s. 56.

²⁶⁸ J. Czerwińska-Tomczyk, A. Sadurski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 13.

oligoceński pojawia się na głębokości 40–60 m, koło Pawłowic na głębokości 40 m, a w okolicach Holendrów Piotrkowskich – 50 m. Wydajność potencjalna tego poziomu wodonośnego wynosi 10–30 m³/h, dochodząc do 50 m³/h. Jakość wody oligoceńskiej jest zazwyczaj dobra lub bardzo dobra, a stopień zagrożenia zanieczyszczeniami – niski²⁶⁹.

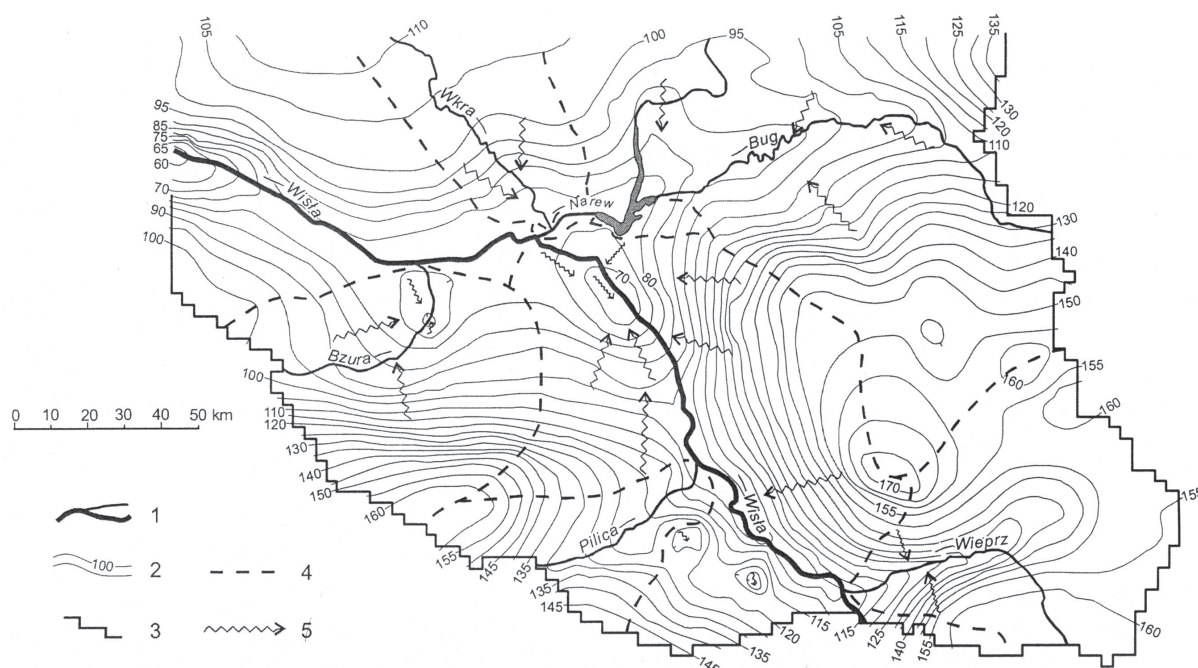
W czwartorzędowych poziomach wodonośnych najpłycej występuje zwierciadło wody w osadach piaszczysto-madowych tarasów zalewowych i nadzalewowych, głębiej w płatach piasków wodnolodowcowych (2–4 m). Na większej głębokości (2–20 m) wytworzyło się zwierciadło w piaskach wydmych. W strefie przykrawędziowej wysoczyzny poziom wodonośny utrzymuje się zazwyczaj niżej ze względu na bardzo silny, wymuszony drenaż, przejawiający się wysiękami, źródłami i wyciekami rozcinającymi skarpe, a zasilającymi aluwia dolinne.

Wody poziomu czwartorzędowego pozostają w kontakcie hydraulicznym z aluwiami Wisły i mają charakter zwierciadła swobodnego wskazującego na głęboki drenaż podziemny. Małgorzata Gutry-Korycka i Gabriela Gąsowska stwierdziły, że przypadek pojawienia się prawdziwego zwierciadła napiętego w obrębie mad należy do rzadkich lub przejściowych, związanych z nagłym zwiększeniem się ciśnienia w warstwie podesłania, za którym nie nadąża podsiąk kapilarny w madzie. Tego rodzaju zwierciadło występuje jedynie w przypadku ciśnienia artezyjskiego.

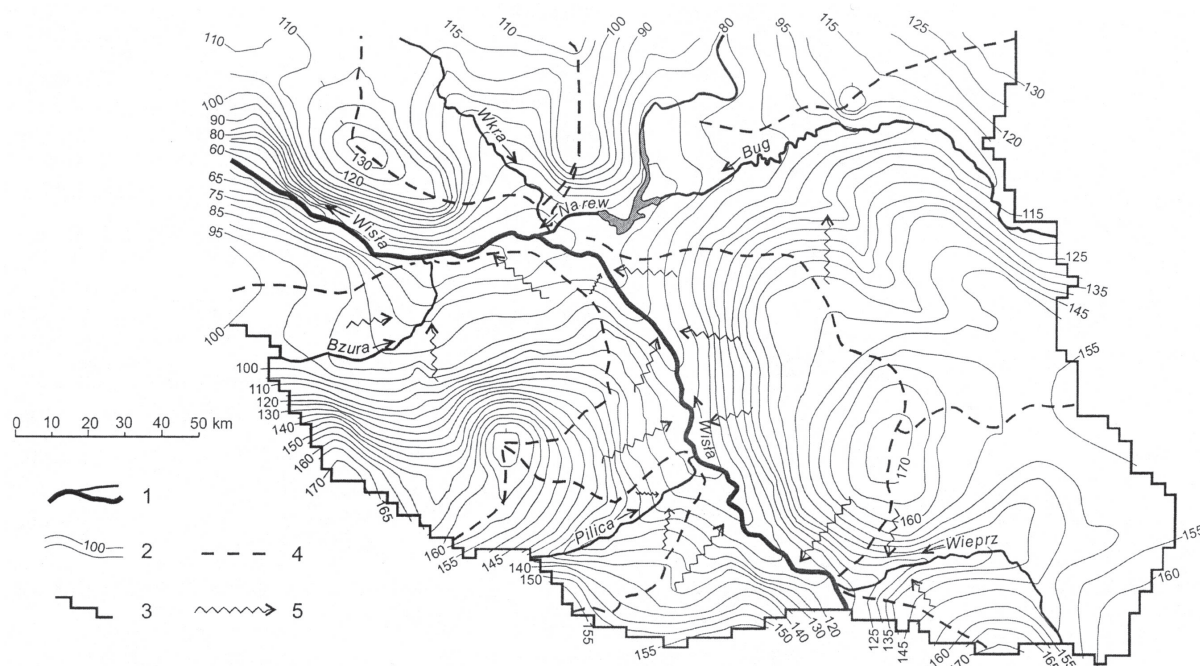
Wody czwartorzędowe mają styczność z poziomami trzeciorzędowymi, co wnioskuje się z analizy położenia zwierciadła wody obu poziomów. Zazwyczaj w strefie wysoczyzn zwierciadło wód czwartorzędowych leży ponad zwierciadłem poziomu trzeciorzędowego, natomiast odwrotnie jest w strefie dolin rzecznych. Taki układ hydrogeologiczny pozwala uznać, że w dolinie rzeki wody piętra trzeciorzędowego zasilają poziom czwartorzędowy, a horyzonty łączą się w nich i następuje uwalnianie (rozładowywanie) ciśnień piezometrycznych²⁷⁰.

²⁶⁹ M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Kozienice*, s. 35; idem, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Dęblin*, s. 55–56; Z. Mianowski, *Mapa hydrogeologiczna Polski...*, s. 6; patrz także tabela 5.1. (załącznik 1): poziomy wodonośne na podstawie odwiertów z Państwowego Instytutu Geologicznego.

²⁷⁰ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 334, 338, 340; M. Perek, *Kształtowanie się zwierciadła wód gruntowych na warszawskim odcinku Wisły*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 35, 1991, nr 3, s. 388; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Kozienice*, s. 34.



Rys. 5.5. Hydroizohipsy trzeciorzędowego poziomu wodonośnego Niecki Mazowieckiej w latach 1990–1992: 1 – rzeki; 2 – hydroizohipsy wód artezyjskich; 3 – granica zasięgu modelu hydrogeologicznego Macioszczyka; 4 – prawdopodobne zasięgi zlewni podziemnych; 5 – kierunek odpływu wód (wg T. Macioszczyka, za: M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych wód podziemnych z wezbrzeniami Wisły*, „Przegląd Geograficzny”, t. 73, 2001, z. 3)



Rys. 5.6. Hydroizohipsy czwartorzędowego poziomu wodonośnego Niecki Mazowieckiej w latach 1990–1992: 1 – rzeki; 2 – Hydroizohipsy wód artezyjskich; 3 – granica zasięgu modelu hydrogeologicznego Macioszczyka; 4 – prawdopodobne zasięgi zlewni podziemnych; 5 – kierunek odpływu wód (wg Macioszczyka, za: M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*)

Drenujący charakter dolin rzek, potwierdzający łączność z wodami podziemnymi wysoczyzn i wodami dalekiego krążenia (system pośredni i regionalny), widoczny jest na obrazie hydroizohips trzeciorzędowego piętra wodonośnego dla Niecki Mazowieckiej, której zasięg stanowi mniej więcej połowę badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły. Układ hydroizohips trzeciorzędowego piętra wodonośnego zbliżony jest do układu zwierciadła poziomego czwartorzędowego (rys. 5.5. i 5.6.)²⁷¹.

W obrębie doliny aluwialnej wyróżniane są dwa rodzaje wód podziemnych: wody denne – podkorytowe, związane ze współczesnymi aluwiami wyszczelniającymi dolinę, tarasy zalewowe i ewentualnie tarasy nadzalewowe, oraz wody tarasowe, związane z osadami wyższych tarasów akumulacyjnych²⁷².

Oprócz wód podziemnych podziałowi podlega również cały system wód gruntowych doliny aluwialnej. Podział ten wynika z położenia zwierciadła wody podziemnej w stosunku do powierzchni terenu. Można podzielić go na cztery strefy:

– obszar, gdzie wody gruntowe występują na takiej głębokości, że ich zwierciadło jest poza zasięgiem parowania z gruntu i wody te nie mają kontaktu z wodami przypowierzchniowymi; zwierciadło wód gruntowych i związaną z nim strefę wzniosu kapilarnego od strefy korzeniowej roślin oddziela wyraźna strefa wody wsiąkowej; przeważa tu pionowy transport materii stałej ku wodom podziemnym, który może zachodzić dzięki infiltracji wody opadowej;

– obszar, gdzie wody gruntowe występują płytko i mają bezpośredni kontakt ze strefą korzeniową roślin i z wodami glebowymi; wody opadowe stosunkowo szybko infiltrują do wód gruntowych, a w okresie braku opadów ruch wody odbywa się ku górze dzięki podsiąkowi kapilarnemu i parowaniu z gleby;

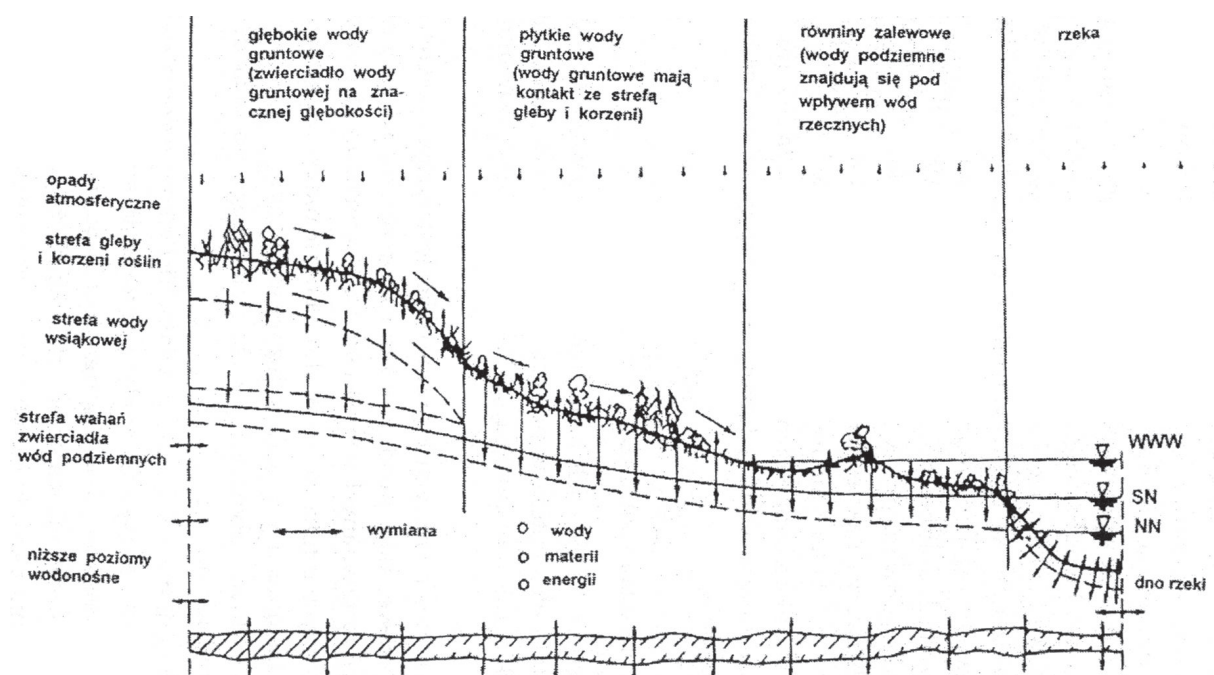
– obszar, obejmujący równiny zalewowe, gdzie wody podziemne i powierzchniowe pozostają w bezpośrednim związku hydraulicznym; w tej strefie położenie zwierciadła wód gruntowych kształtuje infiltracja wód rzecznych i boczny dopływ wód gruntowych; równina zalewowa jest stale zasilana wodą podziemną pochodzącą z wyższych poziomów;

– strefa czwarta to koryto rzeczne (rys. 5.7.)²⁷³.

²⁷¹ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 338.

²⁷² *Ibidem*, s. 332; Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 266.

²⁷³ E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Obieg wody i materii stałej...*, s. 21–25.



Rys. 5.7. Schemat drenażu i alimentacji wód podziemnych w dolinie (wg Hermanna, za: E. Bajkiewicz-Grabowska, Z. Mikulski, *Obieg wody i materii stałej w aluwialnej dolinie rzecznej*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996)

Jak już wspomniano zwierciadło wód czwartorzędowych układa się na różnych głębokościach i jest to zależne od odległości od koryta rzeki, ale również od formy geomorfologicznej. Głębokość położenia zwierciadła wody podziemnej jest jednym z najważniejszych elementów podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w jednostce dolinnej²⁷⁴.

Pierwsze zwierciadło wody na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły występujące na głębokości:

- 0–2 m, można zaobserwować na większej powierzchni tarasu zalewowego Wisły i Wieprza, np. w okolicach Regowa, Zajezerza i Magnuszewa, także w dnach dolin mniejszych cieków Doliny Środkowej Wisły; wody te są często zanieczyszczone substancjami organicznymi i nie nadają się bezpośrednio do spożycia; poziom ten cechuje się dużymi wahaniami dochodzącymi do 2 m;
- 2–5 m, stwierdzono na tarasach Wisły i Wieprza, fragmentarycznie na tarasie zalewowym Wisły; wody tego poziomu są w przeważającej ilości w Dolinie Środkowej Wisły;

²⁷⁴ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 33.

– 5–10 m, można zaobserwować na obszarach wydmowych tarasów nadzalewowych; poziomem wodonośnym są piaski rzeczne zlodowacenia północnopolskiego i interglacjału eemskiego; nadają się do spożycia; wody tego poziomu stwierdzono w okolicach Dębłina, przy ujściu Wieprza²⁷⁵.

Wartości te zmieniają się. Zmiany są głównie spowodowane zasilaniem infiltracyjnym, wywołanym obfitymi opadami, oraz piętrzeniem z koryta rzeki.

5.3. Wpływ wód powierzchniowych na wody podziemne doliny aluwialnej

System rzeka–wody podziemne można podzielić na taki, w którym dominującą rolę odgrywa:

- strumień wód podziemnych płynący równolegle do cieką i w tym samym kierunku;
- strumień wód podziemnych poruszający się prostopadle do cieką, skierowany w zależności od tego, czy rzeka jest zasilająca lub zasilana;
- forma pośrednia²⁷⁶.

Pierwszy rodzaj charakteryzuje system z dużymi spadkami kanału, małą krętością koryta, dużym wskaźnikiem szerokości w stosunku do głębokości oraz niskim stopniem penetracji przez ciek. Drugi rodzaj występuje w sytuacji odwrotnej, natomiast trzecią kategorię przypisuje się systemowi o takim samym spadku podłużnym doliny i koryta oraz nieistotnie małym spadku poprzecznym doliny²⁷⁷. Do takiego systemu należy dolina aluwialna, której pokrywa w większości pochylona jest zgodnie z podłużnym spadkiem doliny. W związku z tym wody denne tworzą strumień gruntowy, który płynie mniej więcej równolegle do biegu rzeki. Lokalnie strumień może zmieniać kierunek zarówno w pionie, jak i poziomie²⁷⁸.

Przepływ równoległy do koryta powstaje w trakcie równości stanów wody powierzchniowej i podziemnej. Taka sytuacja występuje w szerokich i płaskich dolinach, gdzie zwierciadło wód podziemnych utrzymuje się na ogół na wy-

²⁷⁵ Z. Sarnacka, *Objaśnienia do szczegółowej mapy...*, s. 37; M. Żarski, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Kozienice*, s. 33–34; idem, *Objaśnienia do szczegółowej mapy... Arkusz Dęblin*, s. 53–54.

²⁷⁶ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 54.

²⁷⁷ *Ibidem*.

²⁷⁸ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 266.

sokości wody w rzece. Przebieg hydroizohips jest prostopadły do rzeki. Obniżenie się wody w rzece w okresie letnim powoduje spływ wody podziemnej do rzeki. Hydroizohipsy zakrzywiają się w kierunku przeciwnym do odpływu wody w rzece. Sytuację taką określa się drenowaniem warstwy wodonośnej przez rzekę, stąd nazwa rzeka drenująca²⁷⁹. Drenaż wód podziemnych przebiega zazwyczaj w strefie stanów niżówkowych i średnich oraz odbywa się on dzięki spadkowi hydraulicznemu, czyli nachyleniu zwierciadła wody ku bazie erozyjnej, jaką stanowi koryto Wisły. Drenaż zależy od zróżnicowania filtracji pionowej i poziomej warstw nadległych i wodonośnych²⁸⁰.

Odwrotna sytuacja występuje w przypadku, gdy poziom wody w rzece podniesie się powyżej stanu zwierciadła wód podziemnych. Zjawisko to charakteryzuje się mniejszą prędkością niż podczas filtracji w stronę rzeki. Hydroizohipsy zakrzywiają się w kierunku spadku rzeki, a woda powierzchniowa zasila wody podziemne. Takie rzeki nazywa się infiltrującymi. Na rys. 5.8. przedstawiono związek pomiędzy wodą powierzchniową i podziemną wraz z układem hydroizohips²⁸¹.

Na rys. 5.8. (d) widoczna jest forma pośrednia, tzn. sytuacja, kiedy stan w korycie jest mniejszy niż głębokość wody podziemnej na jednym brzegu, a zarazem większy niż głębokość wody podziemnej na brzegu przeciwległym. Bardzo często taka sytuacja występuje, kiedy woda w korycie płynie prostopadle do strumienia wody podziemnej²⁸². Utwory aluwialne są wtedy ułożone pod pewnym kątem w stosunku do osi doliny i wówczas z jednej strony doliny obserwuje się zasilanie wód powierzchniowych przez wody podziemne, a z drugiej strony sytuację odwrotną – zasilanie wód podziemnych przez wody powierzchniowe²⁸³.

Układ hydroizohips może być także odmienny w zależności od położenia koryta rzeczno. W przypadku kiedy koryto rzeczne jest wcięte aż do nieprzepuszczalnego podłoża, rzeka rozdziela strumienie wód podziemnych formujące się po obu stronach koryta i zmiany stanu wód w jednym ze strumieni nigdy nie mogą być przenoszone na drugi. Przy niepełnym wcięciu koryta w wodonośne

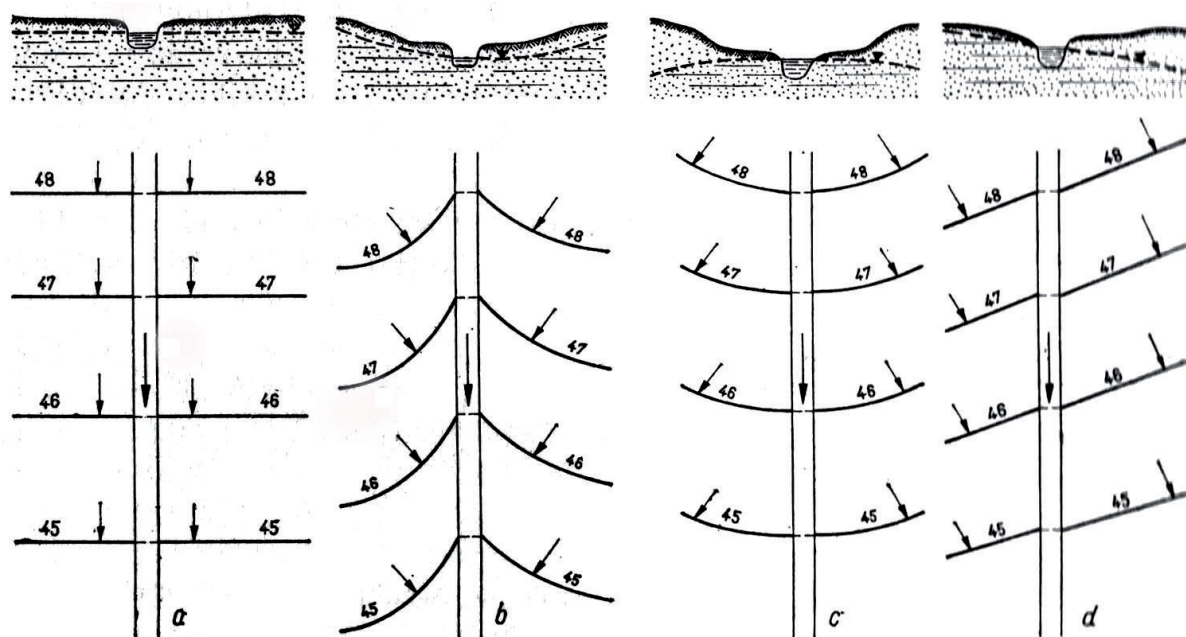
²⁷⁹ J. Majewski, *Hydrogeologia. Dla klas III, IV i V techników geologicznych*, wyd. II, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1966, s. 143–144; Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 263.

²⁸⁰ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 337, 340.

²⁸¹ J. Majewski, *Hydrogeologia. Dla klas...*, s. 143–144; Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 263.

²⁸² M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 56.

²⁸³ J. Majewski, *Hydrogeologia. Dla klas...*, s. 144.



Rys. 5.8. Związki pomiędzy wodą powierzchniową i podziemną (wg W. Marchacza, za: J. Majewski, *Hydrogeologia. Dla klas III, IV i V techników geologicznych*, wyd. II, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1966)

osady aluwialne przyjmuje się, że rzeka w całości przechwytuje strumienie wód z obu brzegów i rozdziela te strumienie, tworząc granice o pełnej penetracji, tak jak w przypadku pierwszym. Penetracja ta może być jednak nietrwała, jeśli koryto ulegnie skolmatowaniu i strumienie pod korytem się połączą oraz będą sobie przekazywały zmiany stanu niezależnie od istnienia koryta. Taki przypadek nazywa się niepełną penetracją przez rzekę systemów wodonośnych zlokalizowanych po obu jej brzegach²⁸⁴.

Zatkane, zakolmatowane koryto może zachowywać się jako bariera przeciw zanieczyszczaniu wód podziemnych przez wody powierzchniowe²⁸⁵, przy czym przepuszczalność zakolmatowanych miejsc jest zmienna, a jej wielkość zależy od dynamicznych procesów hydrologicznych. Na wzmocnienie kolmatacji brzegu wpływa trwałość filtracji brzegowej wraz z dopływem drobnych cząsteczek organicznych²⁸⁶.

Filtracja brzegowa występuje naturalnie wtedy, gdy zwierciadło wody powierzchniowej jest położone wyżej niż zwierciadło wody gruntowej. Może być

²⁸⁴ J. Szymanko, *Koncepcje systemu wodonośnego...*, s. 62–63.

²⁸⁵ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 61.

²⁸⁶ J. Schubert, *Hydraulic aspects of riverbank filtration – field studies*, „Journal of Hydrology”, 266, 2002, s. 145, 160.

też wywołana sztucznie, poprzez pompowanie w blisko położonych od brzegu studniach. Jest to jedna z metod pozyskiwania wody pitnej²⁸⁷.

Najlepsze warunki filtracji brzegowej zapewniają tarasy zalewowe (płaskie, szerokie), o małym zróżnicowaniu hipsometrycznym, zbudowane z gruboziarnistych piasków i żwirów. Oprócz filtracji brzegowej wymienia się również drugi jej rodzaj: filtrację korytową. Filtracji tego rodzaju sprzyja spłaszczenie fali wezbraniowej i mały spadek podłużny zwierciadła wody w dolinie rzeki²⁸⁸.

5.4. Wahania zwierciadła wody podziemnej

5.4.1. Zasięg oddziaływania wód wezbraniowych

Poziom wód podziemnych w osadach aluwialnych waha się zgodnie ze zmianami poziomu wód powierzchniowych, z którym jest powiązany. Charakter tych wahań, a zarazem rzędne stanów i głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych w dolinach rzek, jest uzależniony także od wielu innych czynników, z których najważniejsze to:

- zasilanie i drenaż warstwy wodonośnej;
- zdolność retencyjna osadów budujących strefę aeracji i saturacji;
- odległość od rzeki i mniejszych cieków wodnych płynących w dolinie;
- wpływ dopływów;
- lateralny dopływ podziemny;
- spadki hydrauliczne zwierciadła;
- zabudowa miejska;
- system odprowadzania wód opadowych do sieci kanalizacyjnej;
- eksploatacja wód podziemnych²⁸⁹.

Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w utworach aluwialnych zachodzą również w przypadkach zmian miąższości osadu, szerokości rzeki i doliny oraz w związku ze zmianami uziarnienia materiału i dopływem wód pod ciśnieniem²⁹⁰. Ilość wody płynąca w dół nie jest w stanie wypełnić

²⁸⁷ G. Massmann, *Infiltration of River Water into the Groundwater – Investigation and Modelling of Hydraulic and Geochemical Processes during Bank Filtration in the Oderbruch, Germany*, praca doktorska, Uniwersytet Berliński, Berlin 2002, s. 1.

²⁸⁸ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 347–348.

²⁸⁹ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 37; M. Perek, *Kształtowanie się zwierciadła...*, s. 389, 397.

²⁹⁰ J. Majewski, *Hydrogeologia. Dla klas...*, s. 144.

zwiększonej objętości porów w przypadku wzrostu miąższości aluwii. Zwierciadło w takim wypadku musi się obniżyć. Jeżeli zwiększa się nagle szerokość doliny, to zwiększa się również objętość aluwii, więc i w tym wypadku następuje obniżenie się zwierciadła wody, z tym że woda rozplywa się wszcz²⁹¹.

Czynnikiem pierwszorzędym, kształtującym stany wód podziemnych w jednostce dolinnej, gdzie warstwa wodonośna cechuje się znaczną miąższością, a zwierciadło wody o charakterze swobodnym występuje na niewielkiej głębokości, są jednak opady atmosferyczne²⁹². W przypadku jednoczesnego wystąpienia wezbrania i obfitych opadów podniesienie infiltracyjne zwierciadła wód podziemnych nakłada się na stan wody podziemnej w całej dolinie, również w strefie, gdzie dociera wpływ piętrzenia z koryta rzeki²⁹³.

Według Małgorzaty Gutry-Koryckiej i Gabrieli Gąsowskiej infiltracja lokalna oraz piętrzenie rzeki nie są jedynymi czynnikami długotrwałego przyboru wód. Może być on również wywołany przez napływ wód z wysoczyzny i z obszarów sąsiednich²⁹⁴. Podobną tezę postawiła Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, twierdząc, że wpływ opadów na zmiany zwierciadła wód podziemnych przejawia się w niewielkim stopniu i to tylko w latach suchych, a o dynamice zmian zwierciadła wód aluwialnych decyduje stan napełnienia koryta rzeki i wielkość dopływu podziemnego z wysoczyzn²⁹⁵. O dopływie wód z wysoczyzny ma wskazywać skład chemiczny wód gruntowych²⁹⁶. Natomiast regionalne gradienty hydrauliczne, mimo znaczącego wpływu na filtrację wód rzecznych i na strefę magazynowania brzegowego, wywierają niewielki efekt na natężenie przepływu i pojemność brzegową podczas przejścia fali wezbraniowej²⁹⁷.

²⁹¹ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 263.

²⁹² E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 37.

²⁹³ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 334.

²⁹⁴ *Ibidem*, s. 337.

²⁹⁵ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Dynamika wód gruntowych w dolinie Wisły pod Płockiem*, w: *Ekologiczne podstawy...*, s. 51.

²⁹⁶ Wody wysoczyznowe ulegają częściowemu przekształceniu, co głównie widoczne jest przy badaniach wód gruntowych tarasów zalewowych. Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska uznała, że wody spływające do doliny Wisły z wysoczyzny, charakteryzujące się dużym spadkiem zwierciadła i znaczną mineralizacją, przechodzą pod mniej mineralizowanymi wodami gruntowymi tarasów nadzalewowych i pojawiają się na tarasach zalewowych, mieszając się z wodami Wisły. E. Bajkiewicz-Grabowska, *Skład chemiczny wód gruntowych doliny Wisły powyżej Płocka*, w: *Ekologiczne podstawy...*, s. 94.

²⁹⁷ X. Chen, X. Chen, *Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations*, „Journal of Hydrology”, 280, 2003, s. 263.

Największe podniesienie się stanu wód aluwialnych w dolinie rzecznej występuje podczas wezbrania. Wezbraniom Wisły (2–4 m) odpowiada podniesienie się stanu wód aluwialnych średnio o 0,5–1,0 m. Czas trwania wezbrania wód aluwialnych i ich rytm w poszczególnych latach jest jednak różny. W strefie tarasu zalewowego podniesienie zwierciadła wód podziemnych występuje niemal jednocześnie z falą wezbraniową Wisły. Im odległość od koryta rzeki jest większa, tym wzrasta opóźnienie reakcji wód aluwialnych na przebieg fali wezbraniowej²⁹⁸.

Oprócz odległości od koryta rzeki, zasięg oddziaływania wód powierzchniowych na wody gruntowe jest zależny od czasu trwania wysokiego stanu w rzece, miąższości warstwy wodonośnej, pozostającej w łączności z rzeką, stopnia jej przepuszczalności, spadku poprzecznego wód w aluviach wymuszonego hipsometrią obu tarasów: zalewowego i nadzalewowego, a także wynika ze zmian poziomu zwierciadła wody w rzece oraz długości trwania stanu, w którym nastąpił zwrot przepływu w kierunku warstwy wodonośnej²⁹⁹.

W dolinie Wisły Środkowej na odcinku warszawskim okazało się, że wahania powyżej 2 m występują w wąskich strefach tarasu zalewowego, bezpośrednio przy wale przeciwpowodziowym, natomiast najmniejsze w wydmach. Zasięg wpływu zmian stanów Wisły Środkowej na stany wód podziemnych tarasu zalewowego jest trudny do jednoznacznego określenia. Stwierdzono, że sięga on co najmniej do 2600 m, a dla warszawskiego odcinka Wisły Środkowej maksymalny zasięg wpływu rzeki wyznaczono na około 3500 m. W dalszej odległości amplituda i charakter wahań stanów wód podziemnych są uzależnione od wielu nakładających się przyczyn: opadu, ewapotranspiracji, szaty roślinnej itp.³⁰⁰

W warunkach naturalnych wraz ze wzrostem stanów wód rzecznych stwierdzono również:

²⁹⁸ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 341, 346.

²⁹⁹ Z. Pazdro, *Hydrogeologia ogólna...*, s. 265; M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 341; S.R. Workman, S.E. Serrano, K. Liberty, *Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction*, „Journal of Hydrology”, 200, 1997, s. 149–150; M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 55. O modelowaniu matematycznym wymiany wód pomiędzy warstwą wodonośną a rzeką, określeniu objętości strefy magazynowania wód podczas fali wezbraniowej w zależności od kształtu hydrogramu oraz warunków geologicznych, a także rozróżnieniu długości czasów trwania odpowiednich faz przepływu wód w: X. Chen, X. Chen, *Stream water infiltration...*

³⁰⁰ M. Perek, *Kształtowanie się zwierciadła...*, s. 389, 399; E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 42.

- spadek wielkości drenażu rzeki;
- wzrost infiltracji efektywnej (zmniejszenie strefy aeracji);
- zmniejszoną infiltrację wód ze starorzeczy;
- wyrównanie gradientów hydraulicznych zwierciadła wód podziemnych;
- tendencję zmiany kierunku przepływu strumieni wód podziemnych wzdłuż doliny rzecznej³⁰¹.

Zasilanie wód gruntowych, spowodowane podwyższeniem stanów w rzece w okresie letnim, trwa do czasu zrównania się wydatku filtracyjnego z koryta rzeki z wydatkiem wód gruntowych dopływających do doliny rzeki z tarasu nadzalewowego³⁰².

Wkrótce po ustaniu zasilania rozkład zwierciadła wód podziemnych nie jest wyrównany. Wpływa na to nierównomierność zasilania, ale także różny czas reakcji wód podziemnych na zasilanie w poszczególnych obszarach zlewni³⁰³.

5.4.2. Przykłady oddziaływania wód wezbraniowych na wody podziemne

5.4.2.1. Rzeka góraska

Enns (Austria)

Rzeka Enns jest prawym dopływem Dunaju. Jest to rzeka góraska, przecinająca trzy główne strefy geologiczne, zbudowane z wapieni, fliszu oraz żwiru. Na badanym odcinku koryto jest wcięte w pokłady fliszowe, przez co wody rzeczne drenują prawie wyłącznie przez brzeg, a nie przez dno. Zakolmowane koryto rzeczne prowadzi do dużych strat potencjału na rzecz przepływu infiltracyjnego.

Badania filtracji brzegowej na rzece Enns były prowadzone dla studni położonej 50 m od brzegu, 750 m w dół rzeki od elektrowni wodnej oraz na początku zbiornika o długości 5 km. Pomiędzy rzeką a studnią znajduje się warstwa wodonośna o miąższości około 5 m, a całkowita miąższość warstwy żwirowej wynosi 15 m.

Profile poziomów wody wykazały szybką odpowiedź zwierciadła wody podziemnej na podniesienie się poziomu wody w ciągu jednego dnia. W porów-

³⁰¹ M. Kostecki, *Związki wód powierzchniowych i podziemnych w dolinie Warty w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją ujęć dla aglomeracji Poznania*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, t. 26, Poznań 2000, s. 121.

³⁰² B. Przedwojski, J. Przybyłek, L. Rembeza, *Wpływ zbiornika Jeziorsko na stosunki wodne w dolinie Warty*, „Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska IV”, nr 233, 1993, s. 190.

³⁰³ R. Tarka, *Konwencjonalne a numeryczne...*, s. 158.

naniu do nieustalonego obniżania się zwierciadła wody w rzece, obniżanie się poziomu zwierciadła wody gruntowej przebiegało spokojniej i z opóźnioną reakcją. Jacob Bear nazwał to zjawisko: *delayed yield*. Opóźnienie spowodowane zostało zredukowanym gradientem hydraulicznym pomiędzy rzeką a studnią.

Różnica pomiędzy wodą w rzece Enns a wodą w studni wykazała znaczące obniżenie się wysokości hydraulicznej o około 25 cm od razu po przejściu fali powodziowej. Spadek ten nie mógł być w jakikolwiek sposób wytłumaczony. Natomiast fakt, że poziom wody w studni podniósł się przed przejściem fali powodziowej i przewodność elektryczna wody w studni wzrosła podczas powodzi, wytłumaczono poprzedzającymi to zjawisko opadami, które zasiły warstwę wodonośną.

W warstwie wodonośnej pod wpływem filtracji brzegowej oraz ciągłego pompowania ($0,02 \text{ m}^3/\text{s}$), przepływ filtracyjny do studni dominował nad układem przepływu w warstwie, nie było również zmian kierunku przepływu po przejściu fali powodziowej. W związku z tym zmagazynowana woda dopływała do studni, a nie do rzeki.

Przy braku opadów modelowanie matematyczne wykazało, że zwierciadło wody gruntowej 24 godziny po podniesieniu się zwierciadła wody w rzece miało najwyższy poziom w odległości 85 m od rzeki. Natomiast w odległości 110 m od koryta osiągnęło ten poziom po 48 godzinach, co wykazało, że rozchodzenie się czoła fali na odległość 110 m przebiega w ciągu 2 dni (55 m/d). Ciśnienie przy zwierciadle swobodnym rozchodziło się znacznie wolniej niż przy zwierciadle naporowym lub półnaporowym.

Przy wysokim stanie wody w rzece i współoddziałującym gradientem hydraulicznym pojemność brzegowa została wypełniona w ciągu jednego dnia, w trakcie którego wskaźnik pompowania pozostał stały. Kiedy wzniesienie zwierciadła dotarło do studni, poziom zwierciadła w rzece ponownie się zmniejszył. W porównaniu do ciśnienia wywołanego wypełnianiem się pojemności brzegowej odpływ grawitacyjny był powolny i trwał około miesiąca, aż do chwili osiągnięcia stanu sprzed fali powodziowej.

W przypadku zwierciadła pod ciśnieniem dostępna pojemność brzegowa była znacznie mniejsza. Powierzchnia piezometryczna w studni odpowiadała dużo szybciej na wahania zwierciadła w rzece. Bez dodatkowej objętości buforowej z pojemności brzegowej studnia byłaby bardziej dotknięta podczas powodzi. Później poziom zwierciadła w studni obniżył się prawie natychmiastowo wraz z poziomem wody w rzece i bez efektu zwolnienia zmagazynowanej wody.

Koncentracja zanieczyszczeń, które znajdowały się na ścieżce przepływu w stronę studni, stała się mniej wyraźna poprzez oddziaływanie dyspersji i dotarła do celu po czterech dniach migracji. Efekt rozcieńczania przez dopływ boczny znacząco redukował jej wartość w studni. Maksymalna wartość koncentracji zanieczyszczeń zależy zawsze od czasu trwania fali powodziowej³⁰⁴.

5.4.2.2. Rzeka wyżynna

Scioto (USA, Ohio)

Rzeka Scioto jest dopływem rzeki Ohio. Badania prowadzono w okolicach miejscowości Piketon, Jeziora White oraz cieką Big Beaver. Miały na celu wykazanie procentowej ilości wody dopływającej do studni, położonych w niedalekiej odległości od brzegu rzeki, z podziałem na pochodzenie tych wód w dwóch wariantach: stanie naturalnym oraz infiltracji wywołanej pompowaniem.

Dolina rzeki Scioto zbudowana jest z piasków i żwirów, pokrytych ilastą warstwą madową. Jej podłoże skalne stanowią łupki. Zwierciadło wody położone jest w granicach 3–7 m poniżej powierzchni terenu. Nawodniona warstwa gruntów przepuszczalnych waha się od 18 do 20 m. Lokalne spadki hydrauliczne są w granicach 1–2 m/km, a prędkość przepływu wód – 0,3–0,6 m/d. Przepływ w warstwie wodonośnej jest zazwyczaj skierowany w stronę rzeki. Głównym źródłem zasilania warstwy wodonośnej są opady oraz infiltracja z rzeki. Część zasilania pochodzi ze sztucznych formacji wodonośnych dopływów rzeki głównej oraz z przesiąkania ze skalistego podłoża³⁰⁵. Obliczone równoległe współczynniki filtracji warstwy wodonośnej wahają się w granicach 122–152 m/d, dochodząc nawet do 172 m/d, z wartością średnią 142 m/d. Szerokość doliny rzecznej wynosi około 2 km³⁰⁶. Główne źródła wody, przy odpowiednim stanie (naturalnym lub wzbudzonym pompowaniem) oraz z wartościami procentowymi w udziale całkowitym, zamieszczono w tabeli 5.3.

Przeprowadzona symulacja komputerowa wykazała, że w odpływie największy udział dla warunków podczas pompowania ma samo pompowanie (77%), a także przesiąkanie do pobliskich rzek (23%). Natomiast w warunkach

³⁰⁴ B. Wett, H. Jarosch, K. Ingerle, *Flood induced infiltration affecting a bank filtrate well at the River Enns, Austria*, „Journal of Hydrology”, 266, 2002, s. 223–224, 226–229, 231–233.

³⁰⁵ P.E. Nortz, E.S. Bair, A. Ward, D. White, *Interactions between an alluvial-aquifer well-field and the Scioto river, Ohio, USA*, „Applied Hydrogeology”, No 4, 1994, s. 24, 28.

³⁰⁶ S.R. Workman, S.E. Serrano, K. Liberty, *Development and application...*, s. 154–155; <http://oh.water.usgs.gov/reports/Abstracts/wrir.95-4139.html> z 15.01.2007.

Tabela 5.3.

**Źródła wody na modelowanym obszarze w okolicach miejscowości Piketon
(od największego do najmniejszego udziału)**

Stan	Źródło	Udział (%)
Warunki naturalne	zasilanie	58,0
	prześiąkanie z rzek Scioto i Big Beaver	23,0
	stały poziom Jeziora White	18,0
	wody ze skalnego podłoża	1,0
Ustalony stan wody w warunkach pompowania	infiltracja z rzeki Scioto	69,0
	zasilanie	23,0
	stały poziom Jeziora White	7,5
	wody ze skalnego podłoża	0,5

naturalnych na odpływ podziemny składa się głównie prześiąkanie do rzek Scioto i Big Beaver (96,5%) oraz stały poziom w Jeziorze White (3,5%)³⁰⁷.

Przeptyw wezbraniowy z lipca 1992 roku spowodował wzrost poziomu zwierciadła wody o 3,2 m w ciągu 16 dni w studni położonej 215 m od brzegu. W studniach położonych w większej odległości od brzegu również zanotowano podniesienie się poziomu zwierciadła – o 0,65 m w studni położonej 1525 m od brzegu³⁰⁸.

Wisła

Badania przeprowadzone na górnym odcinku Wisły dotyczyły okresu sprzed, w trakcie i po powodzi w 1960 roku. Odcinek badawczy zawierał dwa przekroje Rusocice–Chrzastowice oraz Rataje–Szcucin.

Dolina Wisły w pierwszym przekroju jest stosunkowo wąska. Dno o szerokości około 4 km wypełniają żwiry i piaski, przykryte około 2-metrową warstwą namulów gliniastych. Przebieg zwierciadła wód gruntowych wykazuje silny spływ ze zboczy doliny, który jest łagodniejszy w obrębie tarasu zalewowego. Infiltracja występuje sporadycznie w okresie kulminacyjnym fal wezbraniowych.

Przekrój Rataje–Szcucin opisuje dolinę Wisły o szerokości kilkunastu kilometrów. Dno doliny zbudowane jest, podobnie jak dolina w pierwszym przekroju, ze żwirów i piasków, przykrytych grubą warstwą namulów gliniastych. Wody gruntowe zasilają Wisłę tylko w okresie niskich i średnich stanów wody. W trakcie wezbrania następuje sytuacja odwrotna.

³⁰⁷ P.E. Nortz, E.S. Bair, A. Ward, D. White, *Interactions between an alluvial-aquifer...*, s. 29–30. W artykule nie podano informacji odnośnie do odległości między obszarem badań a Jeziorzem White i rzeką Big Beaver.

³⁰⁸ S.R. Workman, S.E. Serrano, K. Liberty, *Development and application...*, s. 157.

Obszar doliny Wisły na początku lipca 1960 roku był dobrze nawodniony, pomimo wystąpienia późną jesienią 1959 roku stanu niżówkowego, który spowodował znaczne wysuszenie gruntu. Stany wód gruntowych kształtowały się na poziomie średnich rocznych. Przyczyniły się do tego wysokie opady w okresie kwietnia–czerwca, które wyrównały ubytki wody w gruncie.

W czasie wezbrania z 1960 roku duże znaczenie na przebieg stanów wód gruntowych miała odległość od koryta rzeki. W strefie przykorytowej, tj. do 250 m od brzegu rzeki, zaobserwowano przybór wód gruntowych z wystąpieniem dwóch maksimów w tych samych dniach co kulminacje stanów wody w Wiśle. Natomiast w strefie położonej dalej od rzeki przybór wód gruntowych wraz z kulminacją nastąpił 1–5 dni później w stosunku do maksymalnej kulminacji fali powodziowej. Dla wyższych tarasów lub zboczy i wysoczyzn zwierciadło wody gruntowej stopniowo podnosiło się, a stan maksymalny został osiągnięty w różnych terminach, między 15 sierpnia a 15 października (maksymalna kulminacja na Wiśle 26–28 lipca).

Różnice pomiędzy stanem początkowym a wysokością kulminacji w strefie przykorytowej były następujące:

- w obrębie Doliny Oświęcimskiej przeciętnie około 3 m;
- w obrębie Doliny Sandomierskiej średnio 2,5–3 m.

Wartość różnicy zmniejszała się wraz z odległością od rzeki. W odległości 1,5 km od rzeki nie przekraczała 1,5 m, lokalnie nie osiągając nawet 1 m. Stąd można uznać, że w obszarach obrzeżających dolinę Wisły podwyższenie stanów wód gruntowych jest bardzo zróżnicowane i zależy od warunków lokalnych. Waha się ono w granicach od kilkunastu centymetrów do ponad 3 m.

Zmagazynowane wody, w porównaniu do tempa podwyższania się zwierciadła wody gruntowej, spływały do rzeki wolno, w okresie od kilku do kilkunastu miesięcy. Zaobserwowano, że stany wód gruntowych w odległości 200–250 m od rzeki opadły do stanu początkowego (pierwsze dni lipca 1960 roku) w miesiącach jesienno-zimowych, tj. we wrześniu–grudniu. Natomiast przy większej odległości od koryta Wisły poziom wód gruntowych zrównał się z poziomem lipca 1960 roku dopiero w maju–lipcu 1961 roku. W związku z tym pod koniec roku hydrologicznego poziom wód gruntowych był wyższy od średnich rocznych stanów z 1960 roku.

Kulminacyjne stany wody w lipcu 1960 roku były wyższe o 0,4–2,2 m od średnich maksymalnych stanów z lat 1951–1960, co świadczyło o rozmiarach wezbrania wód gruntowych w dolinie górnej Wisły.

W przekroju Rataje–Szczucin najsilniejsze spadki wód gruntowych, przy których występował spływ tych wód w kierunku koryta rzecznego, zaobserwowano w pobliżu koryta Wisły. W miarę oddalania się od koryta spadki malały, a w odległości 1500 m były już ledwo zauważalne. Dlatego też uznano, że widoczny i mający znaczenie praktyczne zasięg wpływu wód wezbraniowych Wisły kończy się w odległości około 1500 m od rzeki.

W przekroju Rataje–Szczucin w strefie średnich stanów wody wykres wzajemnego związku wód gruntowych i wiślanych jest bardzo płaski – spadki są małe, a drenująca rola Wisły ograniczona. Cztery dni po kulminacji Wisły wody gruntowe i rzeczne znajdowały się na prawym brzegu mniej więcej równo z powierzchnią terenu. Postawiono jednak wniosek, że przypuszczalnie rzeczywisty poziom wód gruntowych kształtował się niżej od zaobserwowanego w studniach gospodarskich. Uznano, że w bezpośrednim otoczeniu tych studni powstaje lokalne podwyższenie wody, za czym przemawiał fakt, że na lewym brzegu poziom wód gruntowych utrzymywał się w tym samym czasie około 1,2 m niżej³⁰⁹.

5.4.2.3. Rzeka nizinna

Dolny Ren

Dla fali powodziowej z kwietnia 1983 roku obliczono objętość jednostkowej pojemności brzegowej w km 602,4. Okazało się, że na długości jednego kilometra poprzez filtrację brzegową warstwa wodonośna została zasilona w $1,1 \cdot 10^6$ m³ objętości wody. Maksymalny wskaźnik infiltracji wyniósł 2,4 m³/s km⁻¹. Ta znacząca ilość wody została zmagazynowana na wiele miesięcy, tylko nieznaczna część z nich odpłynęła do rzeki w krótkim czasie.

Zaobserwowano tzw. rozwarstwienie wiekowe pomiędzy rzeką a wodą gruntową, oznaczające, że wody pochodzące z filtracji brzegowej wpływały do obszaru, w którym studnia miała swój zasięg, w zupełnie różnym czasie. Wypadkowe gradienty pomiędzy szybko zmieniającym się zwierciadłem lustra wody w rzece a stopniowym przystosowaniem zwierciadła wody gruntowej na terenach przyległych stanowią czynnik istotny przy przepływie i zjawisku transportu podczas filtracji brzegowej. Dynamiczne zachowanie rzeki wpływa nie tylko na kolmatację koryta, przepływ i zjawiska transportu, ale również na jakość wody, zarówno rzecznej, jak i w studni³¹⁰.

³⁰⁹ Powódź w roku 1960..., s. 66–67, 70–73.

³¹⁰ J. Schubert, *Hydraulic aspects of riverbank...*, s. 146–148, 159–160.

Warta

Obliczenia drenażu dotyczyły dwóch odcinków Warty w otoczeniu ujęcia wody w Krajkowie i w Dębinie. Obliczenia prowadzono za pomocą symulacji komputerowych.

Ujęcie „Krajkowo” obejmuje fragment rzeki od km 274,5 do 272,5 biegu rzeki, natomiast ujęcie w Dębinie rozciąga się od km 250 do 248,5. W warunkach naturalnych oba odcinki rzeczne zachowują charakter rzeki drenującej, z tym że drenowanie w rejonie ujęcia w Dębinie występuje głównie w lewo-brzeżnej części, co wynika ze specyficznej budowy geologicznej oraz położenia koryta rzeki względem układu struktury wodonośnej.

Drenaż Warty w przeliczeniu na 1 m biegu rzeki przy ujęciu „Krajkowo” wynosił 0,12–0,6 m³/h. Najwyższe wartości drenażu stwierdzono na zakolach rzeki, natomiast najniższe na tych odcinkach, których przebieg pokrywa się z geometrycznym przedłużeniem osi starorzeczy (w układzie poprzecznym do koryta rzecznoego). Na taką sytuację wpłynęły osady o niskiej wartości współczynnika filtracji, znajdujące się pod dnem rzeki oraz w strefie brzegowej jako pozostałości po sedymentacji zastoiskowej z dawnych starorzeczy Warty. W tabeli 5.4. przedstawiono zmieniające się wartości źródła drenażu w zależności od stanu wód Warty na odcinku przy ujęciu w Krajkowie.

Tabela 5.4.

Wartości drenażu przy ujęciu „Krajkowo”

Stan	Źródło	Wartość [m ³ /s]	Udział [%]
Niski stan wód Warty	drenaż	377	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	339	89,9
	infiltracja ze starorzeczy	17	4,5
	infiltracja efektywna	21	5,6
Średni stan wód Warty	drenaż	211	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	187	83,4
	infiltracja ze starorzeczy	12	5,5
	infiltracja efektywna	25	11,1
Wysoki stan wód Warty	drenaż	180	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	137	76,1
	infiltracja ze starorzeczy	9	5,0
	infiltracja efektywna	34	18,9

Przy niskich stanach wód Warty przy ujęciu w Krajkowie na 1 km biegu rzeki przypadło ponad 171 m³/h wody pochodzącej z drenażu warstwy wodonośnej. Przy wzroście stanów Warty o 0,96 m wielkość drenażu na odcinku koło ujęcia „Krajkowo” spadła o około 44%, a więc do poziomu 102 m³/h na 1 km

biegu rzeki. Obustronny drenaż Warty w przeliczeniu na 1 metr bieżący rzeki zmieścił się w zakresie 0,1–0,4 m³/h.

Podwyższenie stanów wód powierzchniowych z zachowaniem rozkładu ciśnień piezometrycznych na badanym obszarze modelu matematycznego wiązało się ze zmniejszeniem dopływu gruntowego oraz infiltracji wody ze starorzeczy.

W wyniku przeprowadzonej symulacji komputerowej, przy wysokim stanie wód powierzchniowych (wyższym o 1,6 m od stanów średnich), odwzorowano powierzchnię zwierciadła wód podziemnych, charakteryzującą się gradientami hydraulicznymi rzędu 0,2‰. Wartość ta odpowiadała spadkom hydraulicznym w obrębie dolin rzecznych położonych na obszarach niżowych. Warta zachowała charakter drenujący na badanym odcinku. Wielkość drenażu w przeliczeniu na 1 km biegu rzeki stanowiła 82 m³/h drenażu obustronnego. Zmniejszenie się wielkości infiltracji ze starorzeczy było efektem wyrównywania wartości rzędnych zwierciadła wody podziemnej w stosunku do stanów wód powierzchniowych.

Słabnące oddziaływanie między wodami powierzchniowymi i podziemnymi, wyrażające się zmniejszoną wielkością przepływów filtracyjnych, wynikało z malejących gradientów hydraulicznych w dolinie rzecznej na skutek zwiększenia zasobów statycznych zmiennych³¹¹ w obrębie dolinnych utworów wodonośnych.

Podczas analizy siatki hydrodynamicznej zauważono, że dominującym kierunkiem przepływu wód podziemnych stał się przepływ wzdłuż doliny Warty, będący efektem zwiększonego przepływu lateralnego. W układzie strumieni wód podziemnych zachowane zostały główne kierunki przepływu wód, skierowane w stronę koryta Warty.

W tabeli 5.4. przedstawiono zmieniające się wartości źródła drenażu w zależności od stanu wód Warty na odcinku przy ujęciu w Dębinie.

Drenaż Warty na tym odcinku wyniósł w przeliczeniu na 1 km biegu rzeki około 122 m³/h (analizowano większą długość, równą 3,8 km). Przy średnim stanie wód Warty zmiany układu hydrodynamicznego spowodowały zmiany w zakresie

³¹¹ **Zasoby zmienne** – część zasobów statycznych lub odnawialnych (dynamicznych) między najniższym i najwyższym w wieloletnim stanie zwierciadła wód podziemnych. **Zasoby statyczne (wiekowe)** – całkowita objętość wody wolnej, zawartej w porach i innych próżniach zbiornika wód podziemnych, określona dla danej chwili niezależnie od ruchu wody. Wyrażana jest w jednostkach objętościowych jako iloczyn objętości zbiornika i współczynnika odsączalności; za: <http://www.mos.gov.pl/dgikg/slownik/t04.htm> z 15.01.2007.

Tabela 5.4.

Wartości drenażu przy ujęciu w Dębinie

Stan	Źródło	Wartość [m ³ /s]	Udział [%]
Niski stan wód Warty	drenaż	464	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	376	81,0
	infiltracja ze starorzeczy	27	5,8
	infiltracja efektywna	61	13,2
Średni stan wód Warty	drenaż	308	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	215	69,8
	infiltracja ze starorzeczy	22	7,1
	infiltracja efektywna	71	23,1
Wysoki stan wód Warty	drenaż	212	100,0
	dopływ gruntowy spoza modelowanego obszaru	122	57,6
	infiltracja ze starorzeczy	17	8,0
	infiltracja efektywna	73	34,4

infiltracji efektywnej. Infiltracja efektywna wzrosła o ponad 16%, do wartości 26% średniej sumy rocznej opadów z wielolecia. Na skutek zmniejszenia gradientów hydraulicznych zmalała również infiltracja ze starorzeczy – ponad 18%.

Wzrost stanów wód Warty spowodował spadek drenażu rzeki o około 42,8% w porównaniu z wynikami uzyskanymi z obliczeń dla stanów niskich. Drenaż Warty w przeliczeniu na 1 km biegu rzeki wyniósł 81 m³/h. Strefą nasilonego dopływu wód do rzeki była strefa zakola koryta rzecznej, w miejscach najwyższego współczynnika filtracji.

W warunkach wystąpienia stanów wody brzegowej Warty w rejonie ujęcia w Dębinie, przy różnicy w stosunku do wody średniej o 1,34 m, uwidoczniły się wyraźne tendencje zmian w układzie pola filtracji. Drenaż Warty w przeliczeniu na 1 km biegu rzeki obniżył się do wartości około 55,7 m³/h, a więc o ponad 30% mniej niż w warunkach stanów średnich Warty. Zmniejszeniu uległa też wielkość infiltracji ze starorzeczy o 22,7%. Infiltracja efektywna wzrosła do 27%. Gradienty hydrauliczne w polu filtracji ukształtowały się w zakresie 0,1–0,3‰.

Wyniki badań w zakresie transformacji związków wód powierzchniowych i podziemnych wskazały na zróżnicowanie czynników środowiskowych (stany wód powierzchniowych i podziemnych, budowa geologiczna), antropogenicznych (eksploatacja wód podziemnych) oraz na kształtowanie procesów filtracji zachodzących w pozornie podobnych warunkach w strefie brzegowej koryt rzecznych.

Zauważono, że w kształtowaniu natężenia filtracji wód w procesie drenażu na obszarze doliny rzecznej w warunkach naturalnych większe znaczenie mają zmiany parametrów filtracyjnych osadów dennych k przy zmianie ich wartości

o rząd wielkości, niż zmiany stanów wód w rzece przy zmianie położenia zwierciadła wody o 1 m³¹².

Wisła

Obliczona wielkość drenażu warstwy wodonośnej przez południowy brzeg Wisły wynosi w centralnej części Kampinoskiego Parku Narodowego 0,5 m³/d na 1 m przekroju. Zakładając podobny drenaż na całej długości rzeki w obrębie badanej jednostki hydrogeologicznej (około 20 km) wynosi on około 11 000 m³/d. W rejonie Warszawy wielkość drenażu brzegu rzeki jest większa i wynosi około 2 m³/d na 1 m przekroju, co związane jest z rozległym lejem depresji w okolicach Warszawy, obejmującym zarówno trzeciorzędowe, jak i czwartorzędowe piętro wodonośne³¹³.

Zwierciadła wód aluwialnych w Kotlinie Płockiej są pod wpływem stanu napełnienia koryta Wisły i wielkości dopływu podziemnego z wysoczyzn. Wpływ opadów na zmiany zwierciadła tych wód przejawia się w niewielkim stopniu i to tylko w latach suchych. W tabeli 5.5. zestawiono amplitudy wahań zwierciadła wody gruntowej w zależności od odległości od koryta Wisły.

Tabela 5.5.

Amplituda wahań zwierciadła wody gruntowej Kotliny Płockiej

Studnia	Odległość od koryta Wisły [m]	Średnia roczna amplituda [cm]	Amplituda wieloletnia [cm]	Amplituda ekstremalna [cm]	Uwagi
Dobrzykowo 1	100	64	317	404	zw. mało zmienne
Kępa Izabelińska	100	80	339	547	zw. zmienne
Tokary-Rąbierz	150	46	195	225	zw. mało zmienne
Jordanów	200	40	122	170	zw. mało zmienne
Kępa Polska 1	200	101	345	494	zw. zmienne
Dobrzykowo 3	600	18	115	189	zw. zmienne
Kępa Polska 2	600	57	289	377	zw. mało zmienne
Rybaki	700	69	242	395	zw. zmienne
Dobrzykowo 2	800	62	231	252	zw. zmienne
Kępa Polska 3	800	58	269	382	zw. mało zmienne
Piotrkówek	2600	42	182	191	zw. zmienne

Z powyższych danych wynika, że w czasie wezbrań Wisła kształtuje stany zwierciadła wody gruntowej w studniach odległych o 600 i 800 m od koryta.

³¹² M. Kostecki, *Związki wód powierzchniowych...*, s. 77, 79, 82, 84–86, 98, 101, 103–104, 118, 121.

³¹³ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 78.

Wpływ Wisły na rytm wahań zwierciadła wody w studni położonej 200 m od brzegu jest jeszcze bardziej widoczny. W czasie stanów niskich rzeka jest zasilana wodami gruntowymi tarasu plejstoceniowego³¹⁴.

5.7. Podsumowanie i wnioski

Rozdział dotyczący hydrogeologii miał za zadanie przybliżyć podstawowe definicje związane ze środowiskiem wód podziemnych, co podobnie jak rozdział *Hydrologia* umożliwia odseparowanie teorii od praktycznej analizy wyników badań terenowych.

Opisano systemy wód, koncentrując się na ich pochodzeniu geologicznym. Ponadto przeanalizowano wpływ wód powierzchniowych na wody podziemne, wykorzystując w tym celu dane literaturowe. Na ich podstawie można wysnuć kilka interesujących wniosków.

1. Obszar Doliny Środkowej Wisły położony jest na granicy trzech dużych zbiorników wody podziemnej pochodzenia kredowego: Niecki Mazowieckiej, Niecki Radomskiej i Niecki Lubelskiej. Wody tego poziomu są lokalnie drenowane przez Wisłę. Oprócz kredowej warstwy wodonośnej dolina i koryto rzeczne na obszarze Doliny Środkowej Wisły drenują warstwy wodonośne wykształcone w utworach czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Lokalnie może wystąpić zwierciadło połączone, tj. zwierciadło kredowe wspólnie ze zwierciadłem trzeciorzędowym, a także i/lub czwartorzędowym. Wielokrotnie można zaobserwować styczność wód czwartorzędowych z poziomami trzeciorzędowymi.

2. Wpływ wysokich stanów w rzekach na wody gruntowe nie ma na ogół dalekiego zasięgu. Zasięg wpływu zmian stanów Wisły Środkowej powyżej Puław wynosi do 1500 m, w okolicach Warszawy sięga co najmniej do 2600 m, maksymalnie wynosząc około 3500 m.

3. W okresie powodzi w 1960 roku na środkowym odcinku Wisły powyżej Puław w strefie przykorytowej, tj. do 250 m od brzegu rzeki, zaobserwowano przybór wód gruntowych z wystąpieniem dwóch maksimów w tych samych dniach co kulminacje stanów wody w Wiśle. Natomiast w strefie położonej dalej od rzeki przybór wód gruntowych wraz z kulminacją nastąpił 1–5 dni później w stosunku do maksymalnej kulminacji fali powodziowej. Dla wyższych tarasów lub zboczy i wysoczyzn zwierciadło wody gruntowej stopniowo podnosiło się,

³¹⁴ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Dynamika wód gruntowych...*, s. 55, 57, 61, 65.

a stan maksymalny został osiągnięty w różnych terminach, od 0,5 do 3,5 miesiąca później.

4. Zmagazynowane wody w czasie przejścia fali powodziowej w 1960 roku na odcinku Wisły powyżej Puław spływały do rzeki wolno, w okresie od kilku do kilkunastu miesięcy. Zaobserwowano, że stany wód gruntowych w odległości 200–250 m od rzeki opadły do stanu początkowego dopiero 2–5 miesięcy później. Natomiast przy większej odległości od koryta Wisły poziom wód gruntowych zrównał się z poziomem początkowym dopiero w roku następnym.

Rozdział 6

Badania terenowe: opis i interpretacja graficzna

6.1. Wstęp

Niniejszy rozdział stanowi analizę danych zebranych podczas badań terenowych wraz z ich interpretacją graficzną. Obliczenia oddzielono i włączono do kolejnego rozdziału, dotyczącego tylko zagadnienia retencji.

Pod względem merytorycznym rozdział podzielono na dwie części. W części pierwszej przedstawiono metodykę badań terenowych, w którą wliczono: sposób wykonania pomiarów hydrologicznych i hydrogeologicznych oraz przygotowanie bazy danych. Tutaj przedstawiono również dane o opadach atmosferycznych, jakie wystąpiły podczas wykonywania serii pomiarowych. Informacje na ten temat uzyskano z dwóch źródeł: stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus oraz Lotniskowego Biura Meteorologicznego z Dębłina.

Druga część rozdziału dotyczy interpretacji graficznej danych zebranych podczas badań terenowych. Pierwszą formą prezentacji wyników pomiarów są mapy hydroizohips, a drugą – wykresy, w których zobrazowano położenie zwierciadła wody gruntowej w odpowiednim punkcie pomiarowym wraz z rzędnymi lustra wód Wisły w przypisanym kilometrze rzeki.

6.2. Metodyka badań terenowych

Badany fragment Doliny Środkowej Wisły dzieli się na dwa duże regiony geograficzne: Dolinę Gniewoszowsko-Koziennicką oraz Dolinę Maciejowicką. Pierwsza z dolin rzecznych była przedmiotem badań w pracy magisterskiej³¹⁵. Pomiary zwierciadła wody gruntowej wykonywano w lipcu i październiku 2000 roku w 54 studniach gospodarskich. Większość z nich została wykorzystana w dalszych pomiarach hydrogeologicznych.

³¹⁵ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta... Dolina Gniewoszowsko-Koziennicka ma powierzchnię równą 130 km².

W celu stworzenia mniej więcej równomiernej sieci punktów pomiarowych na całym badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły wykorzystano własną bazę danych o dostępnych punktach osnowy geodezyjnej. Zawiera ona 490 punktów, a ich lokalizacja jest zaznaczona na mapach w skali 1:25 000 w układzie współrzędnych „1965”³¹⁶.

Przy projektowaniu odpowiedniej siatki pomiarowej kierowano się głównie odległościami do punktów osnowy geodezyjnej. Wielokrotnie jednak występowała potrzeba określenia miejsca, dla którego ciąg niwelacyjny wynosiłby ponad 2 km.

Założona sieć pomiarowa składa się na dzień dzisiejszy ze 145 punktów. Każdy taki punkt obejmuje swym zasięgiem średnio 2 km², co w rzeczywistości nie odpowiada tej wartości, ponieważ w niektórych miejscach (starorzecza, grunty podmokłe, lasy, łąki itp.), ze względu na trudność dojazdu lub brak dostępności cieków wodnych zarówno podziemnych, jak i powierzchniowych, niemożliwe było założenie punktu pomiarowego.

145 punktów pomiarowych to: 129 studni gospodarskich, 11 przepustów lub mostków nad rowem melioracyjnym oraz 5 wód powierzchniowych stojących, w większości starorzeczy. Lokalizację wszystkich zamieszczono w tabeli 6.1. w załączniku 1. Oprócz tego podano również współrzędne geodezyjne punktów pomiarowych w układzie „1965”, rzędną cembrowiny studni lub punktu, w którym mierzono zwierciadło wody, sposób pomiaru oraz umiejscowienie pod względem geomorfologicznym.

Generalnie uważa się, że pomiary zwierciadła wód podziemnych w studniach gospodarskich nie mogą stanowić podstawy oceny rzeczywistych stanów i głębokości zwierciadła wód podziemnych ze względu na małą reprezentatywność takich obserwacji³¹⁷. Wada tego typu pomiarów wynika z użytkowego wykorzystania wody, tj. poboru, zazwyczaj w dużych ilościach, niemożliwych do określenia.

Na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły w latach 90. XX wieku rozpoczęto zakładanie wodociągów grupowych i zbiorczych na terenach wiejskich³¹⁸, zatem wybrane punkty pomiarowe w większości nie są użytkowane. W pozostałych przypadkach, w celu zminimalizowania wystąpienia błędów

³¹⁶ Ze względu na duże rozmiary pracy część informacji dodatkowych nie zostanie w niej zamieszczona.

³¹⁷ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 34–35.

³¹⁸ Uchwała XXV/419/2004 Rady Miejskiej w Koziencicach z dnia 02.09.2004 r. w sprawie uchwalenia Strategii Rozwoju Gminy Koziencice, w: www.koziencice.pl.

w dalszych analizach, przed każdym pomiarem zanotowano, czy nastąpił pobór wody ze studni, a jeśli tak, to mniej więcej w jakiej ilości. Dlatego pomiary wykonane w studniach gospodarskich traktuje się jako miarodajne.

Badania terenowe polegały głównie na określeniu położenia zwierciadła wód gruntowych oraz stanów wód Wisły w trakcie charakterystycznych okresów hydrologicznych: niżówki, fazy wznoszenia fali wezbraniowej, kulminacji fali, jej opadania oraz stanu ustalonego po pewnym czasie od przejścia fali wezbraniowej. Pomiary przeprowadzono w czterech kampaniach pomiarowych.

Pierwsza kampania pomiarowa miała miejsce we wrześniu 2003 roku. Panował wtedy ustalony stan niżówki hydrologicznej o charakterze katastrofalnym (wiele studni było wyschniętych, a gospodarzom brakowało wody pitnej). Zmierzono zwierciadło wody podziemnej oraz przeprowadzono niwelację części punktów pomiarowych i położenia lustra wody w Wiśle w kilku przekrojach.

W trakcie drugiej kampanii pomiarowej w lipcu 2004 roku przeprowadzono kolejną niwelację, a także zmierzono zwierciadło wody podziemnej na całym badanym fragmencie Doliny Środkowej Wisły. W tym czasie również panowały ustalone warunki hydrologiczne.

Trzecia kampania pomiarowa odbyła się w pierwszych dniach sierpnia 2004 roku podczas przejścia fali wezbraniowej. Określono chwilowe stany lustra wody w Wiśle oraz zebrano dane o położeniu zwierciadła wody gruntowej w wybranych punktach pomiarowych. Na wybór odpowiednich punktów pomiarowych wpływ miała ich dostępność oraz łatwość dojazdu. Ze względu na ograniczenia czasowe, dość duży obszar badań oraz znaczną ilość punktów pomiarowych zaplanowano pomiary „naprzemienne”.

Przemienność pomiarów wynikała ze sposobu, tzn. począwszy od 1 sierpnia mierzono poziom zwierciadła wody gruntowej na lewym brzegu z odstępem jednodniowym, natomiast w dniach parzystych (od 2 sierpnia) – na prawym brzegu Wisły. Badania zakończono 9 sierpnia. W trakcie tych dziewięciu dni wykonano 352 pomiary położenia zwierciadła wody gruntowej.

Czwarta kampania pomiarowa, na przełomie sierpnia i września 2004 roku, miała na celu ustalenie wartości bezwzględnej maksymalnej wysokości fali wezbraniowej w wybranych przekrojach, w których określane było chwilowe położenie lustra wody Wisły w trakcie przejścia fali wezbraniowej. W trakcie badań niwelacyjnych zmierzono również poziom zwierciadła wody gruntowej w tych punktach, które wykorzystano podczas trzeciej kampanii pomiarowej.

Na podstawie zebranych odczytów podczas czterech kampanii pomiarowych utworzono bazę danych. Z uwzględnieniem informacji o położeniu

zwierciadła wody gruntowej w lipcu i październiku 2000 roku baza zawiera 820 odczytów.

6.3. Sposoby interpretacji danych

Odpowiednie przygotowanie zbiorów zawierających dane pomiarowe pozwoliło wykonać prezentacje graficzne w postaci map hydroizohips oraz wykresów stanów wód gruntowych i wód Wisły.

Mapy hydroizohips wykonano za pomocą programu komputerowego SURFER, na takiej samej matrycy, jak mapy geologiczne (rozdział 3), tzn. wykorzystano współrzędne układu „1965” oraz tę samą skalę. Czarną linią zaznaczono bieg Wisły wraz z kilometrami, a niebieskimi punktami – lokalizację miejsca pomiarowego. W celu lepszej orientacji oznaczono położenie największych miejscowości.

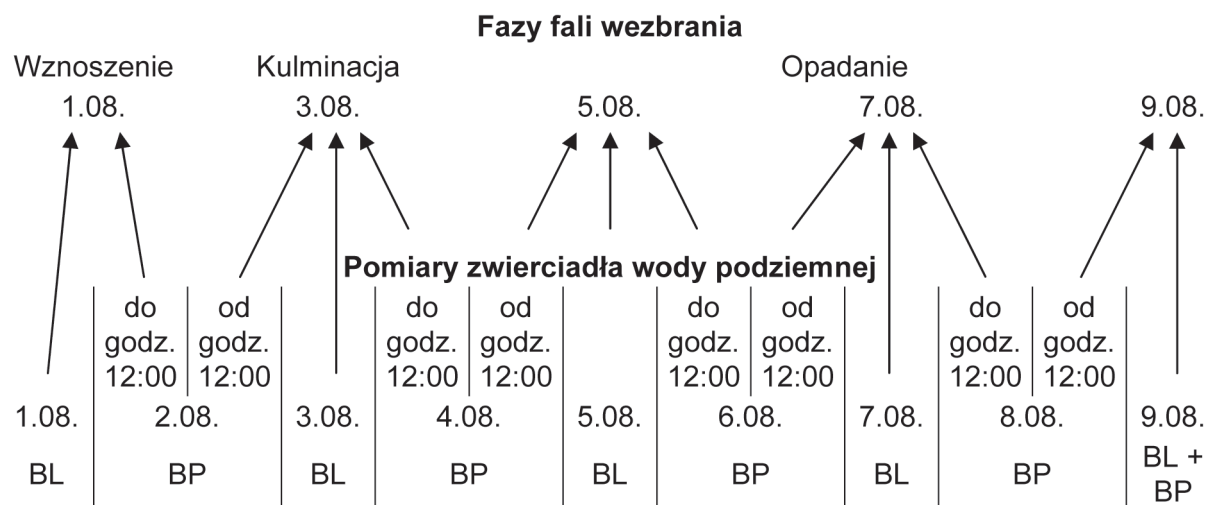
Dla pomiarów zebranych w czasie niżówki hydrologicznej (wrzesień 2003) ze względu na stan ustalony, wykonano tylko jedną mapę, mimo danych zbieranych w ciągu kilku kolejnych dni.

Trudniejsze okazało się wykonanie map hydroizohips w trakcie przejścia fali wezbraniowej, kiedy zbierane odczyty obu zwierciadeł były odczytami chwilowymi. Okres pomiarowy wezbrania 2004 roku podzielono na trzy główne części, związane z fazami fali wezbraniowej, tj. wznoszeniem, kulminacją i opadaniem. Określono, że wznoszenie fali odbywało się 1 sierpnia, kulminacja wystąpiła 3 sierpnia, natomiast wyniki fazy opadania połączono w trzy etapy, umownie przypisane do 5, 7 i 9 sierpnia. Sposób dobrania danych jest swego rodzaju przybliżeniem. Wykorzystując zebrane rzędne zwierciadła wód Wisły, wykonano interpolację wyników z podziałem na każdy kilometr rzeki.

Dane dotyczące wód gruntowych również przypisano do odpowiedniej fazy wezbrania. Pomiarów wykonywanych sposobem „naprzemiennym” spowodowały, że jednego dnia zbierano odczyty tylko na jednym brzegu Wisły. Sposób dopasowania zebranych pomiarów zwierciadła wód podziemnych do odpowiedniej fazy fali wezbraniowej przedstawiono na rys. 6.1.

Wraz z czterema mapami hydroizohips wykonanymi na potrzeby pracy dyplomowej dla obszaru Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej, zbiór map tworzy 12 arkuszy. Pozostałe osiem map dotyczy:

- września 2003 roku, okresu niżówki hydrologicznej;
- lipca 2004 roku, stanu sprzed wystąpienia fali wezbraniowej;



Rys. 6.1. Schemat podziału zebranych wyników pomiarów zwierciadła wody podziemnej do odpowiednich faz wezbrania. BL – brzeg lewy, BP – brzeg prawy

- 1 sierpnia 2004 roku, wznoszenia fali wezbraniowej;
- 3 sierpnia 2004 roku, kulminacji fali wezbraniowej;
- 5, 7 i 9 sierpnia 2004 roku, trzech etapów opadania fali wezbraniowej;
- września 2004 roku, stanu po wystąpieniu fali wezbraniowej.

Drugim sposobem interpretacji graficznej zebranych wyników badań terenowych są wykresy, które odzwierciedlają związki pomiędzy stanami wód Wisły i wody podziemnej w ciągu czterech kampanii pomiarowych.

Przed ich wykonaniem dokonano „przypisania” punktu pomiarowego do odpowiedniego kilometra rzeki. W pierwszym przybliżeniu sugerowano się odległością od środka koryta Wisły. Wielokrotnie okazywało się, że na wykresie stany wód Wisły położone były wyżej niż zwierciadło wód gruntowych w trakcie suszy hydrologicznej. Było to nielogiczne, ponieważ prawie zawsze podczas niżówki wody podziemne zasilają wody powierzchniowe. Dlatego w celu poprawnego dobrania kilometra Wisły wykorzystano wykonane już mapy hydroizohips.

W niewielkiej odległości od danego punktu pomiarowego na odpowiedniej mapie odczytano, w zależności od fazy wezbrania, kierunek ruchu strumienia wód podziemnych. Pozwoliło to określić charakter rzeki (drenująca czy infiltrująca). Następnie na wykresach sprawdzono, w jakim dniu (fazie fali) następuje zmiana zasilania. Wielokrotnie okazywało się, że odczyt z mapy hydroizohips nie pokrywa się z informacjami z wykresu. W takim przypadku dopasowanie odpowiedniego kilometra Wisły było intuicyjne, tj. wykorzystując mapę wodoprzepuszczalności osadów wodonośnych (rys. 3.7.) określano najlepszą drogę filtracji.

Zrezygnowano z określenia wykonanych wykresów jako wykresów korelacyjnych, ponieważ w kilku przypadkach nie istniała jakakolwiek zależność pomiędzy wodami Wisły a wodami gruntowymi. Najczęściej te punkty pomiarowe były pod wpływem dopływów, starorzeczy, rowów melioracyjnych itp.

Zbiór 145 wykresów zamieszczono w załączniku 3. Na każdym rysunku, o numerze zgodnym z numerem punktu pomiarowego, przedstawiono cztery kampanie pomiarowe: lipiec 2000 roku, październik 2000 roku, wrzesień 2003 roku oraz lipiec–wrzesień 2004 roku. W celu ich odróżnienia każda kampania jest określona innym kolorem, kolejno: czerwony–pomarańczowy, niebieski–błękitny, jasno- i ciemnozielony oraz czarny–brązowy. Podwójna kolorystyka określa odpowiednio: rzędne zwierciadła wody gruntowej i stany wody w Wiśle³¹⁹. Na każdym rysunku zamieszczono również przypisany kilometr Wisły.

6.4. Opady atmosferyczne w trakcie kampanii pomiarowych

W celu powiązania opadów atmosferycznych z przejściem fali wezbraniowej podczas okresów pomiarowych zebrano dane dotyczące czterech okresów: lipca 2000, października 2000, września 2003 i sierpnia 2004. Wykorzystano wiadomości historyczne z internetowej stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus oraz Lotniskowego Biura Meteorologicznego z Dębina³²⁰. Całość zebrano w tabelę 6.2., zamieszczoną w załączniku 1. Dodatkowo umieszczono dane o sytuacji meteorologicznej, jaka miała miejsce przed i po odpowiednim okresie pomiarowym, ponieważ czas odpływu wody pochodzącej z opadów atmosferycznych, jest często wielokrotnie dłuższy niż czas trwania tych opadów³²¹.

Z tabeli 6.2. wynika, że okres wezbrania z lipca 2000 roku obfitował w kilkogodzinne opady słabych deszczów, natomiast w trakcie przejścia fali wezbraniowej w sierpniu 2004 roku tylko jednego dnia (2 sierpnia) spadła znaczna

³¹⁹ Wielokrotnie brakuje danych z kampanii wcześniejszych, tj. badań terenowych w pracy magisterskiej w lipcu i październiku 2000 roku (pomiaru zwierciadła wody gruntowej wykonano w 54 studniach gospodarskich i tylko część z tych punktów pomiarowych została wykorzystana do dalszych badań), jednak dla ujednolicenia każdy rysunek zawiera cztery podziały oraz jest w tej samej skali.

³²⁰ W tym miejscu chciałabym serdecznie podziękować Pani Porucznik Darii Janosz za miłe ugoszczenie i udostępnienie danych.

³²¹ A. Szöllösi-Nagy, *Forecasts applications for defences from floods*, in: *Defence from Floods and Floodplain Management*, Gardiner J. et al (eds.), NATO ASI Series, Series E: *Applied Sciences*, vol. 299, Kluwer Academic Publishers, 1995, s. 131.

ilość opadów – 11,7 mm deszczu (Warszawa-Ursus). W pozostałe dni nie było opadów lub były one niewielkie. Można zatem stwierdzić, że na przechodzącą przez analizowany obszar Doliny Środkowej Wisły falę wezbraniową opad nie miał żadnego wpływu. Również wysokie temperatury, które w tamtym czasie panowały, były czynnikiem sprzyjającym parowaniu z powierzchni terenu. Parowanie tych niewielkich ilości wody spowodowało jednocześnie, że poziom wód gruntowych nie uległ jakimkolwiek wahaniom.

W tabeli 6.3. dane z internetowej stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus przedstawiono w postaci sumy rocznej dla okresu 2001–2006. Obliczono średnie wartości przypadające na konkretny miesiąc.

Tabela 6.3.

**Sumy opadów atmosferycznych w [mm]
dla internetowej stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus**

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Suma
2001	1	37	26	7	43	84	40	53	164	38	81	38	612
2002	43	21	43	80	42	20	28	61	22	158	37	72	627
2003	37	5	33	3	12	38	53	55	97	52	31	32	448
2004	19	37	20	60	40	55	62	46	64	37	18	43	501
2005	47	11	35	38	34	22	59	33	72	15	20	4	390
2006	27	71	4	4	7	1	12	28	20	179	11	34	398
P_{sr}	29	30	27	32	30	37	42	46	73	80	33	37	496

Dolina Środkowej Wisły, należąca pod względem klimatu do Regionu Wschodniomałopolskiego, charakteryzuje się rocznymi sumami opadów wynoszącymi 550 mm³²². Z tabeli 6.3. wynika, że sumy roczne na przestrzeni sześciu lat znacznie się zmniejszyły. Różnorodność kształtowania się opadów w następujących po sobie kolejno latach świadczy o małej stabilności opadów³²³.

6.5. Wisła drenująca, Wisła infiltrująca

6.5.1. Wezbranie z lipca 2000 roku

Przejście fali wezbraniowej w lipcu 2000 roku przez Dolinę Gniewoszowsko-Kozienicką nastąpiło w drugiej połowie miesiąca. Fala nie miała charakteru powodzi. Kulminacja tego wezbrania wynosiła w Puławach 360 cm, zaś w Wilczkowicach – 269 cm, gdzie poziom wody brzegowej równy jest odpowiednio

³²² A. Woś, *Klimat Polski...*, s. 123.

³²³ E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich...*, s. 12; A. Woś, *Klimat Polski...*, s. 122.

400 i 310 cm. Z tego wynika, że fala wezbraniowa z 2000 roku była o 40 cm niższa od ustalonego poziomu wody brzegowej. Jednak mimo niewielkich jej rozmiarów zaobserwowano zmiany w położeniu zwierciadła wody gruntowej w studniach położonych na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej.

W trakcie przejścia fali wezbraniowej na Wiśle przesunięcie „fali” wód podziemnych w pobliżu koryta rzeki nastąpiło dość szybko, tj. w ciągu 2–3 dni. Bliżej krawędzi wysoczyzny odpowiednie zmiany nastąpiły znacznie wolniej – po 6–7 dniach.

Zaobserwowano również zmiany charakteru Wisły. W trakcie wznoszenia się fali wezbraniowej wody gruntowe nadal dopływały do rzeki, natomiast w czasie kulminacji na odcinku 394–410 wystąpiła sytuacja odwrotna – Wisła zasilala wody gruntowe. Podczas opadania zwierciadła wody w rzece stopniowo następowała zmiana charakteru z infiltrującego na drenujący, czyli taki, jaki był w początkowej fazie wezbrania.

Zaobserwowano również, że dopływ wody do obszaru Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej w strefie leżącej u podnóża wysokiego brzegu następował przez zasilanie z km 383/384 oraz szerokiego frontu na odcinku 386–390 km rzeki³²⁴.

6.5.2. Niżówka

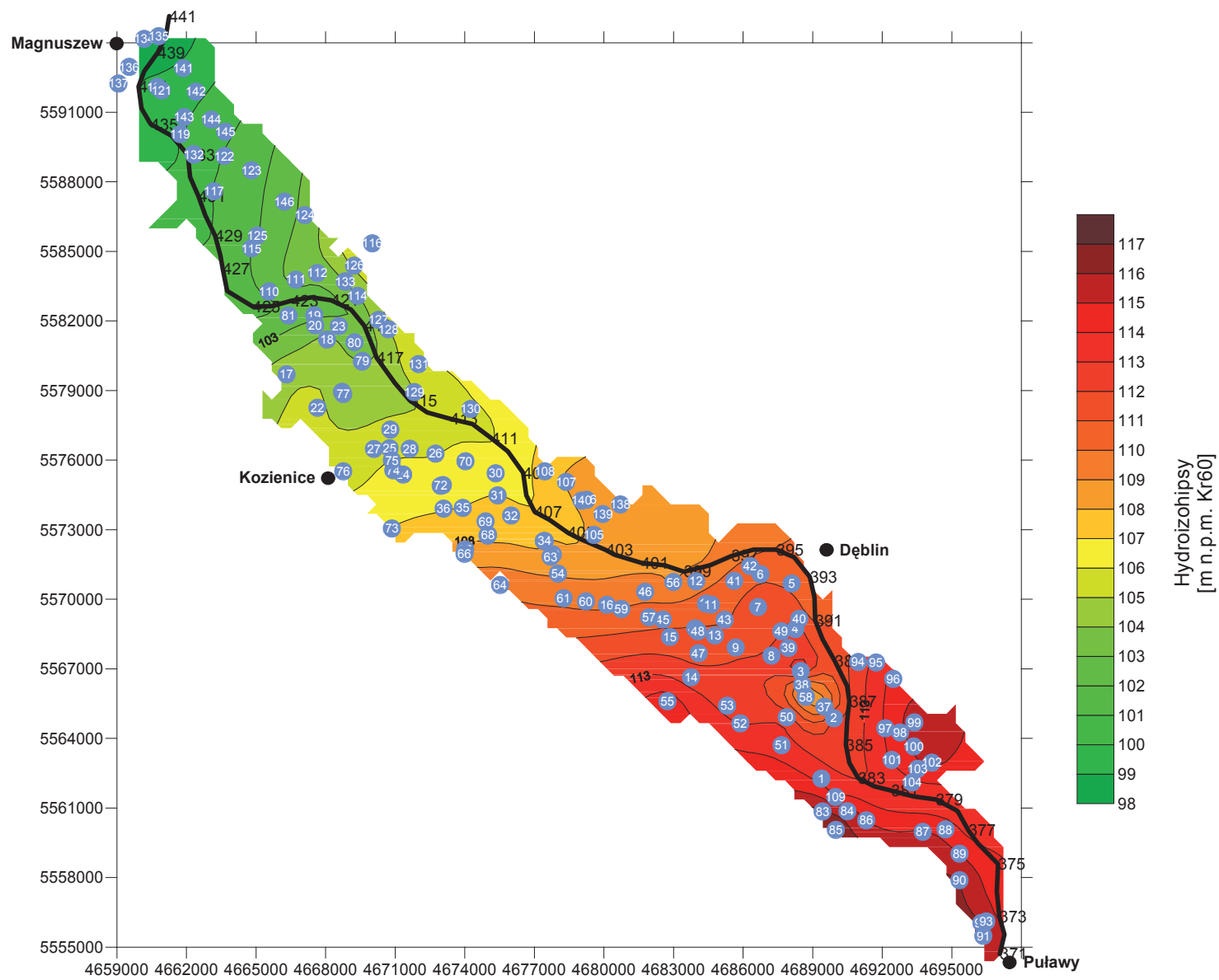
Pierwsze rzędne zwierciadła wody gruntowej zebrano podczas niżówki hydrologicznej w październiku 2000 roku. Mapa obrazująca układ hydroizohips wykazała drenujący charakter Wisły³²⁵. Jest to zgodne z ogólną tendencją, charakteryzującą niskie stany wody w rzece, która w tym okresie jest zasilana przez wody gruntowe.

Na rys. 6.2. zobrazowany jest system wód podziemnych w czasie stanów niskich. Odpowiada on sytuacji hydrologicznej i hydrogeologicznej z września 2003 roku, kiedy panowała susza katastrofalna.

Na mapie można zauważyć, że prawie na całym obszarze występuje zasilanie Wisły przez wody gruntowe. Prawobrzeżny odcinek km 393–401 oraz lewobrzeżny 427–441 ma izoliny wskazujące na infiltrujący charakter rzeki. Jest to jednak wynik braku danych na tych dwóch odcinkach oraz wykonanej przez program komputerowy interpolacji danych sąsiednich.

³²⁴ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta..., s. 36, 68–69.

³²⁵ *Ibidem*, s. 67.



Rys. 6.2. Hydroizohipsy z września 2003 roku

Ciekawy jest rejon, na którym występuje lokalne zaburzenie. Tworzą go studnie o numerach: 2, 3, 37, 38 i 58. W pracy magisterskiej wysnuto wniosek, że na tym obszarze zjawisko gwałtownego obniżenia się rzędnych wody gruntowej spowodowane jest występowaniem w tym miejscu dawnej odnogi Wisły. Natomiast przy interpretacji warunków geologicznych (rozdział 3) uznano, że małe miąższości i przepuszczalności osadów wodonośnych na tym odcinku wynikają z dawnej lokalizacji wododziału Wisły i Wieprza.

Po porównaniu dwóch map hydroizohips z okresu stanów niskich okazało się, że wartości izolinii są względem siebie przesunięte. Zwierciadło wód gruntowych w październiku 2000 roku położone było wyżej niż zwierciadło z września 2003 roku. Składają się na to dwie przyczyny. Po pierwsze, po analizowanym wezbraniu w lipcu 2000 roku wystąpiło drugie, większe. Prawdopodobnie opadanie zwierciadła wód gruntowych trwało długo i zrównanie ze stanem początkowym mogło się przesunąć nawet na rok następny³²⁶. Po drugie, stan niżówki hydrologicznej we wrześniu 2003 roku określono stanem katastrofalnym. Były to najniższe zaobserwowane stany wody gruntowej.

6.5.3. Wezbranie z 2004 roku

Fala wezbraniowa z 2004 roku na analizowanym odcinku Doliny Środkowej Wisły rozpoczęła się w pierwszych dniach sierpnia. Fala ta nie miała charakteru powodzi. Stan alarmowy w profilu wodowskazu Puławy, wynoszący 119,42 m n.p.m., został przekroczony o 85 cm, natomiast stan alarmowy w profilu wodowskazu Dęblin, równy 114,15 m n.p.m., już tylko o 45 cm³²⁷.

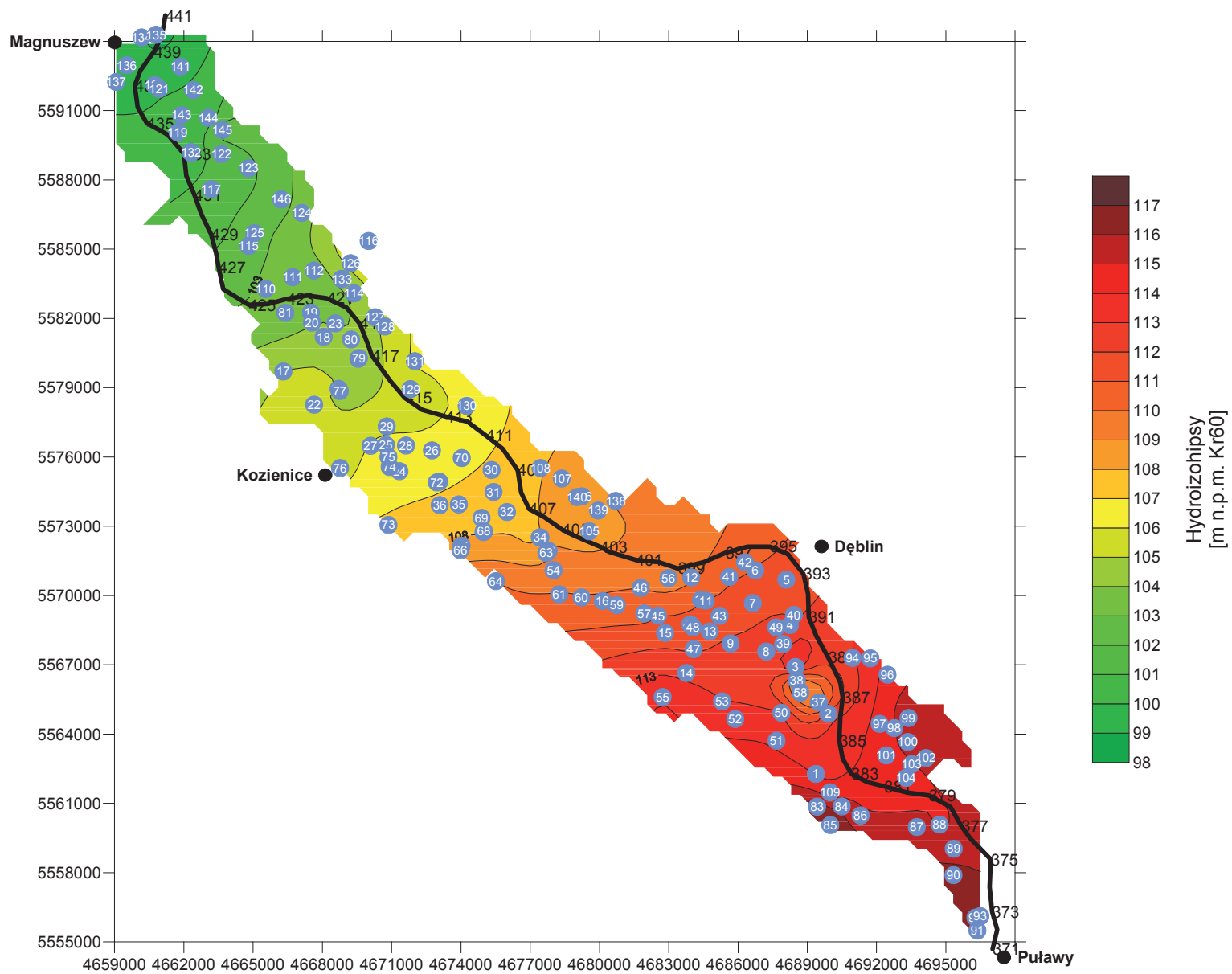
Na rys. 6.3. przedstawiono zachowanie się wód gruntowych na kilka dni przed nadejściem fali wezbraniowej, tj. pod koniec lipca 2004 roku.

Na mapie można zaobserwować lokalne zaburzenie, podobnie jak na rys. 6.2., który wywołują wymienione studnie o numerach: 2, 3, 37, 38 i 58. Pozostałe izolinie zachowują się zgodnie z tendencją charakteryzującą stan wód niskich, tzn. widoczne jest zasilanie Wisły przez wody gruntowe.

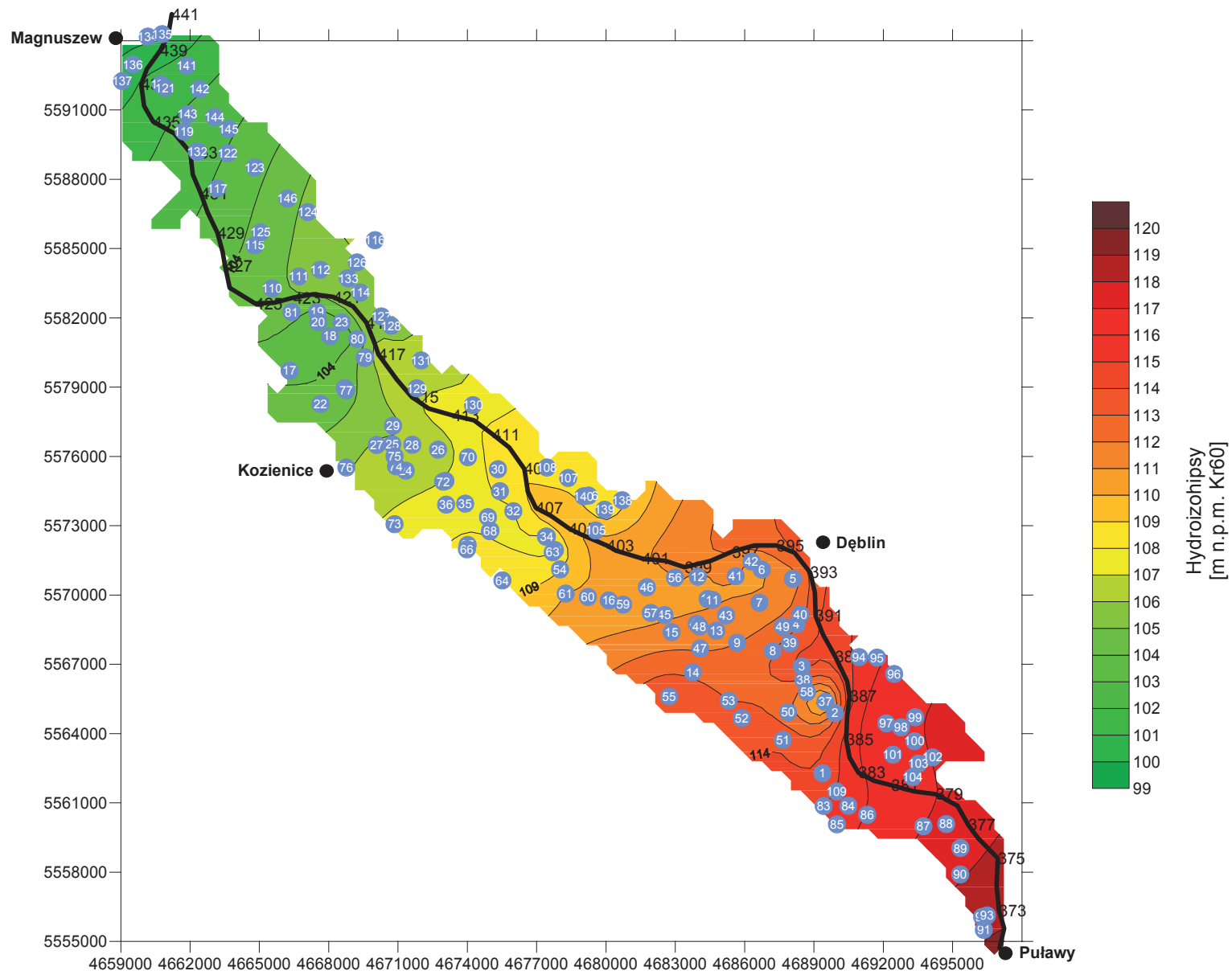
Kolejna mapa, rys. 6.4., przedstawia układ hydroizohips z okresu fazy wznoszenia się fali wezbraniowej.

³²⁶ *Powódź w roku 1960...*, s. 67.

³²⁷ Dane wodowskazowe pochodzą z tabeli 4.1., natomiast rzędne zwierciadła fali wezbraniowej z 2004 roku uzyskano dzięki interpolacji wartości uzyskanych z pomiarów terenowych oraz danych z Regionalnego Zarządu Dróg Wodnych, Oddział Puławy.



Rys. 6.3. Hydroizohipsy z lipca 2004 roku; stan przed nadejściem fali wezbraniowej



Rys. 6.4. Hydroizohipsy z 1 sierpnia 2004 roku; faza wznoszenia się fali wezbraniowej

Jest tu widoczna zmiana charakteru na prawie całym odcinku Wisły. Nastąpiło zasilanie wód gruntowych przez rzekę. Wyjątkiem jest rejon km 375 i 435, gdzie strumień wód podziemnych płynie równoległe do koryta rzecznego.

Na prawobrzeżnym odcinku km 383–397 Wisła ma nadal charakter drenujący. Wynikać to może z dwóch przyczyn. W końcowej części tego odcinka brak jest rzędnych zwierciadła wody. Prawdopodobnie program komputerowy przeprowadził w ten sposób interpolację danych sąsiednich. Natomiast w początkowej części odcinka widoczny jest kierunek spływu strumieni wód podziemnych. Wygląda więc, jakby ich dopływ następował do wymienionego już zaburzenia lokalnego na lewym brzegu Wisły.

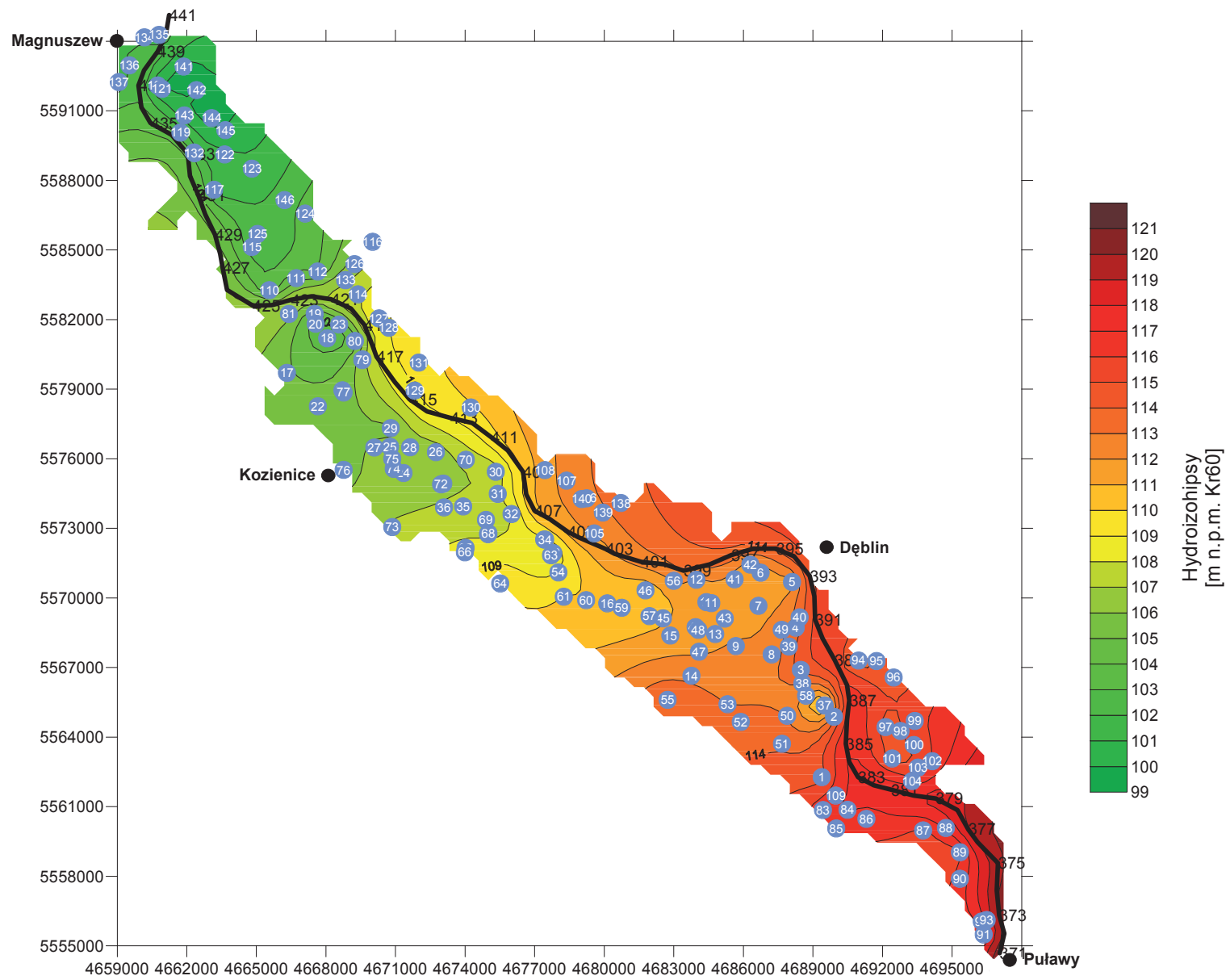
Taką sytuację można by uznać za pewną, gdyby znana była wartość współczynnika filtracji k dna koryta rzeki. Zapewne wykazałby on, czy istnieje filtracja korytowa lub czy zakolmatowane dno ogranicza dopływ wód gruntowych do koryta Wisły i strumienie łączą się w miejscu dawnej odnogi rzeki.

Zaobserwowano również inną, równie osobliwe zjawisko, która rozpoczyna się od studni nr 6, a kończy w okolicach studni nr 21. Wygląda to na równoległe płynący ciek, do którego dopływają wody z rzeki oraz od strony wysoczyzny. W początkowym odcinku znajduje się tam dopływ Wisły, zwany Łachą, połączony z rowem Gniewoszowsko-Kozienickim, który następnie przechodzi w kolejny dopływ Wisły – Zagożdżonkę³²⁸.

Drenujący charakter ma również Wisła na prawym brzegu na odcinku km 423–440. Może to również wynikać z wpływu dopływu rzeki, którym na tamtym obszarze jest Okrzejka³²⁹. Dlatego uważa się, że dopływy mają bardzo duży wpływ na stany wód gruntowych na obszarach do nich przyległych, co może również mieć dalsze konsekwencje w postaci braku lub słabej korelacji wód wiślanych z wodami gruntowymi.

³²⁸ Podobną sytuację zaobserwowała Ewa Krogulec w Kampinoskim Parku Narodowym. Kanał Kromnowski, który drenuje warstwę wodonośną na ograniczony zasięg, wpływa na wystąpienie sytuacji hydrodynamicznej, kiedy możliwa jest, przynajmniej lokalnie w dolnym odcinku, infiltracja wód przy wysokich stanach na rzece z północnego brzegu kanału (od strony Wisły) oraz jednoczesny drenaż warstwy wodonośnej przez jego południowy brzeg. Za: E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 75.

³²⁹ Podobne zjawisko zaobserwował Marian Perek w dolnej części Wisły w rejonie Warszawy. Wilanówka, przepływająca na znacznym odcinku tarasu zalewowego lewego brzegu Wisły, poważnie ogranicza jej wpływ na wahania zwierciadła wód gruntowych. Różnica wahań zwierciadła wód Wilanówki nie przekracza 1 m, co ma stabilizujący wpływ na wody podziemne w obszarze tarasu, przyległego od strony zachodniej do tej rzeki. Za: M. Perek, *Kształtowanie się zwierciadła...*, s. 397.



Rys. 6.5. Hydroizohipsy z 3 sierpnia 2004 roku; faza kulminacji fali wezbraniowej

Na rys. 6.5. umieszczono mapę hydroizohips odpowiednią dla stanu kulminacji fali wezbraniowej z 2004 roku. Widoczne jest na niej silne zaburzenie systemu rzeka–wody podziemne. Uwidaczniają się wpływy innych czynników, z których najsilniejszym jest oddziaływanie dopływów Wisły – zarówno lewobrzeżnej Zagożdżonki, jak i Okrzejki na prawym brzegu koryta. Jednakże można zauważyć, że przy samym brzegu Wisły występuje zasilanie wód gruntowych. Wyjątkiem jest prawobrzeżny odcinek km 395–419, na którym Wisła ma charakter drenujący, co jest niezgodne z ogólną tendencją dla rzek nizinnych. Na taką sytuację ma prawdopodobnie wpływ istniejąca odnoga Wisły oraz przylegające do niej zabagnienia. Natomiast przy krawędzi wyższego tarasu występujące tam starorzecza (rys. 3.11.), a w rejonie Stężycy – wydmy, również mogą silnie ograniczać współzależność: rzeka–wody podziemne³³⁰.

Na rys. 6.6.–6.8. przedstawiono układ hydroizohips w trakcie fazy opadania fali wezbraniowej.

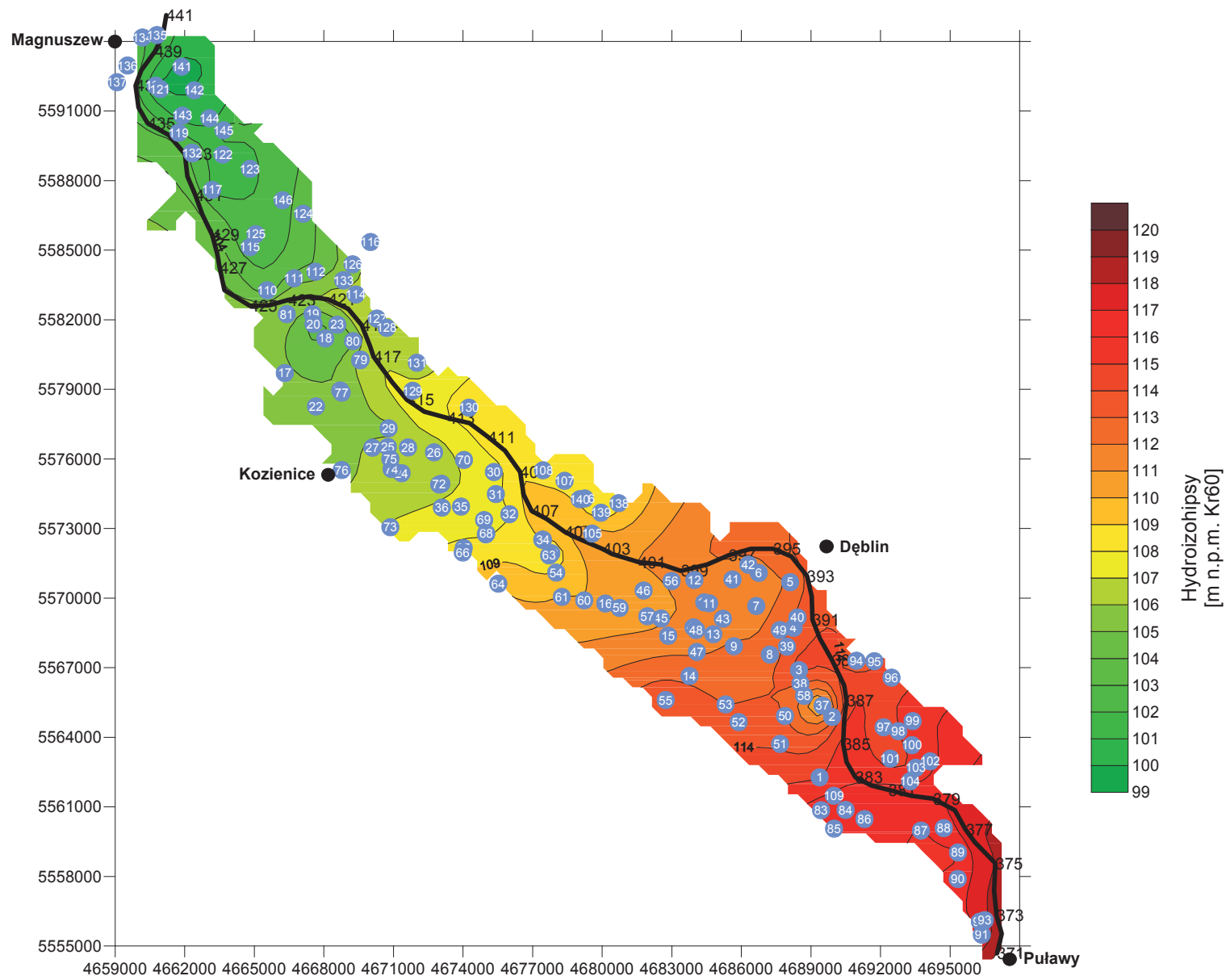
Na pierwszej mapie, rys. 6.6., która stanowi obraz hydroizohips z początkowego okresu opadania fali wezbraniowej, widoczne jest, że na prawobrzeżnym odcinku km 395–419, na którym jeszcze dwa dni wcześniej rzeka miała charakter drenujący, nastąpiło odwrócenie kierunku spływu – rzeka zaczęła zasilać wody gruntowe.

Na kolejnych mapach z następnymi dniami fazy opadania fali wezbraniowej (rys. 6.7. i 6.8.) można zaobserwować, że prawy brzeg na odcinku km 395–419 jest nadal zasilany przez wody Wisły. Pozostałe hydroizohipsy skierowane są w stronę rzeki, określając jej drenujący charakter.

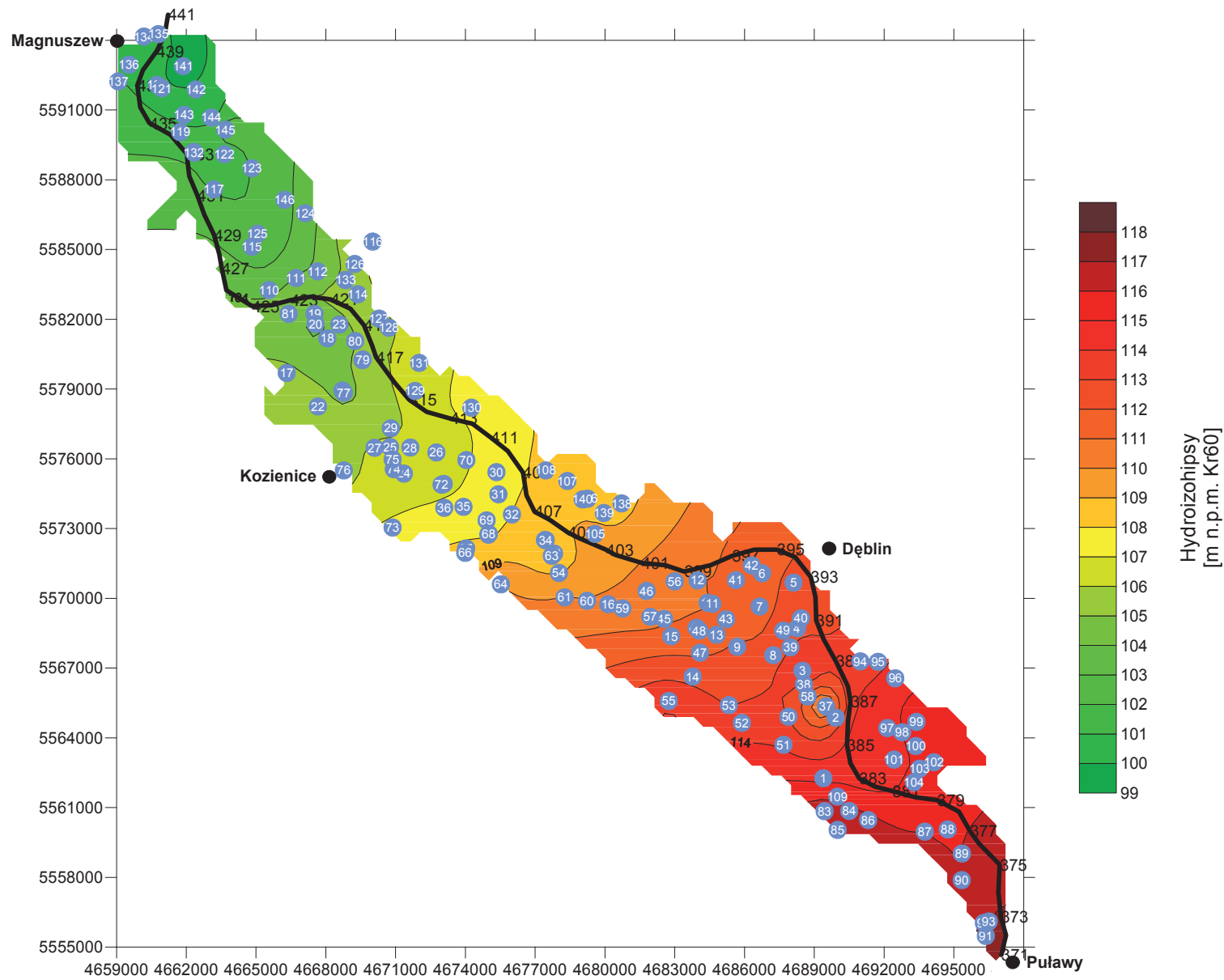
Ostatnia mapa hydroizohips dotyczy okresu z przełomu sierpnia i września 2004 roku (rys. 6.9.), około czterech tygodni po kulminacji fali wezbraniowej.

Układ hydroizohips na rys. 6.9. określa drenujący charakter Wisły. Trzy miejsca stanowią wyjątek: prawobrzeżny odcinek km 395–405, przy którym brakuje danych i program komputerowy samoczynnie wykonał interpolację danych sąsiednich; km 417 – spływ wód skierowany jest w stronę ujścia Zagożdżonki; oraz prawobrzeżny odcinek km 425–439, gdzie widoczne jest oddziaływanie rzeki Okrzejki. Standardowo w rejonie km 387 znajduje się lokalne zaburzenie, do którego skierowany jest spływ wód zarówno rzecznych, jak i gruntowych.

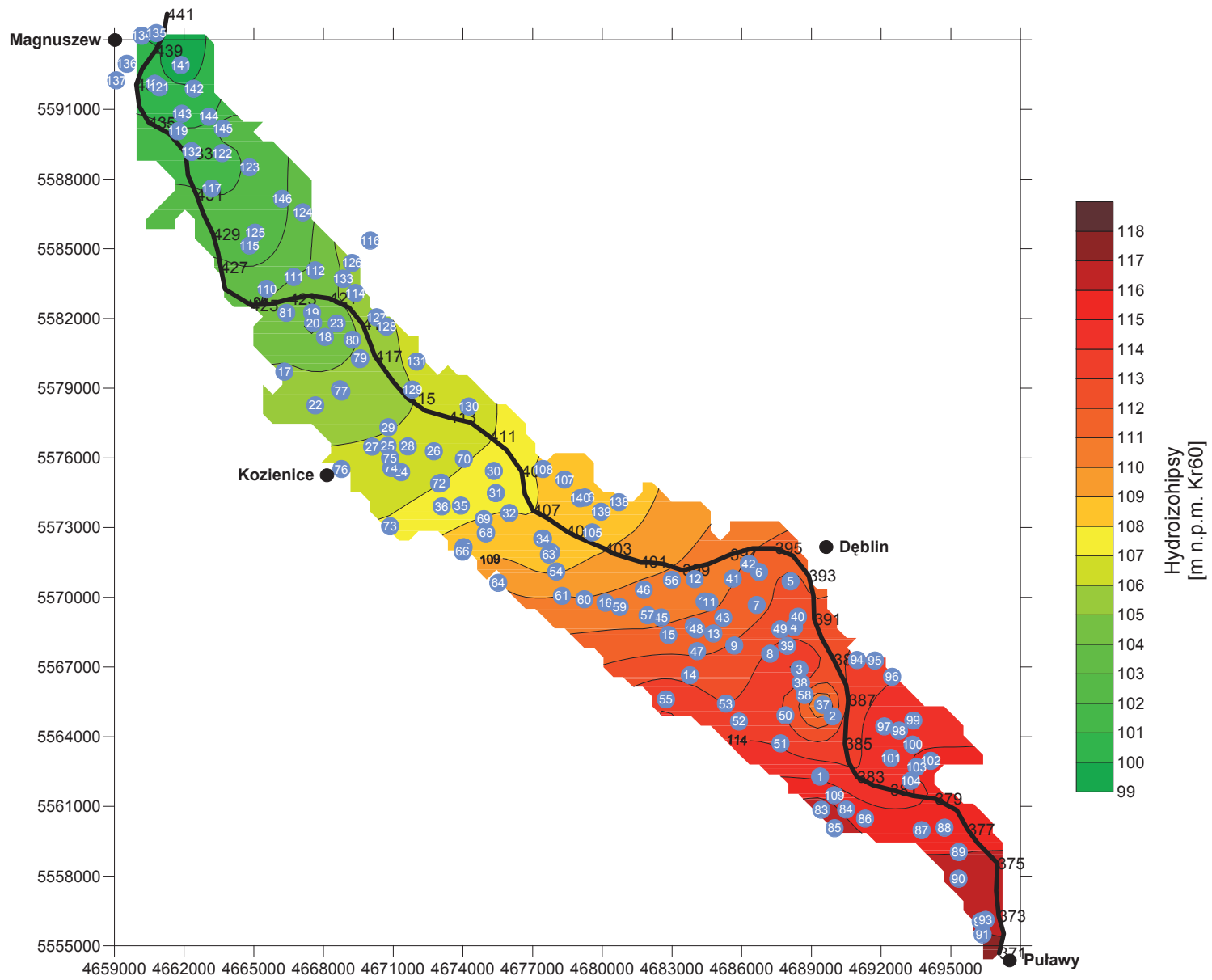
³³⁰ Wydmy wpływają na dynamikę przepływu wód powodziowych. Położone w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki są czynnikiem wpływającym na przebieg jego zmian poziomych, w tym na krzywizny koryta. Za: K. Laskowski, *Wpływ wydmy i procesów...*, s. 406.



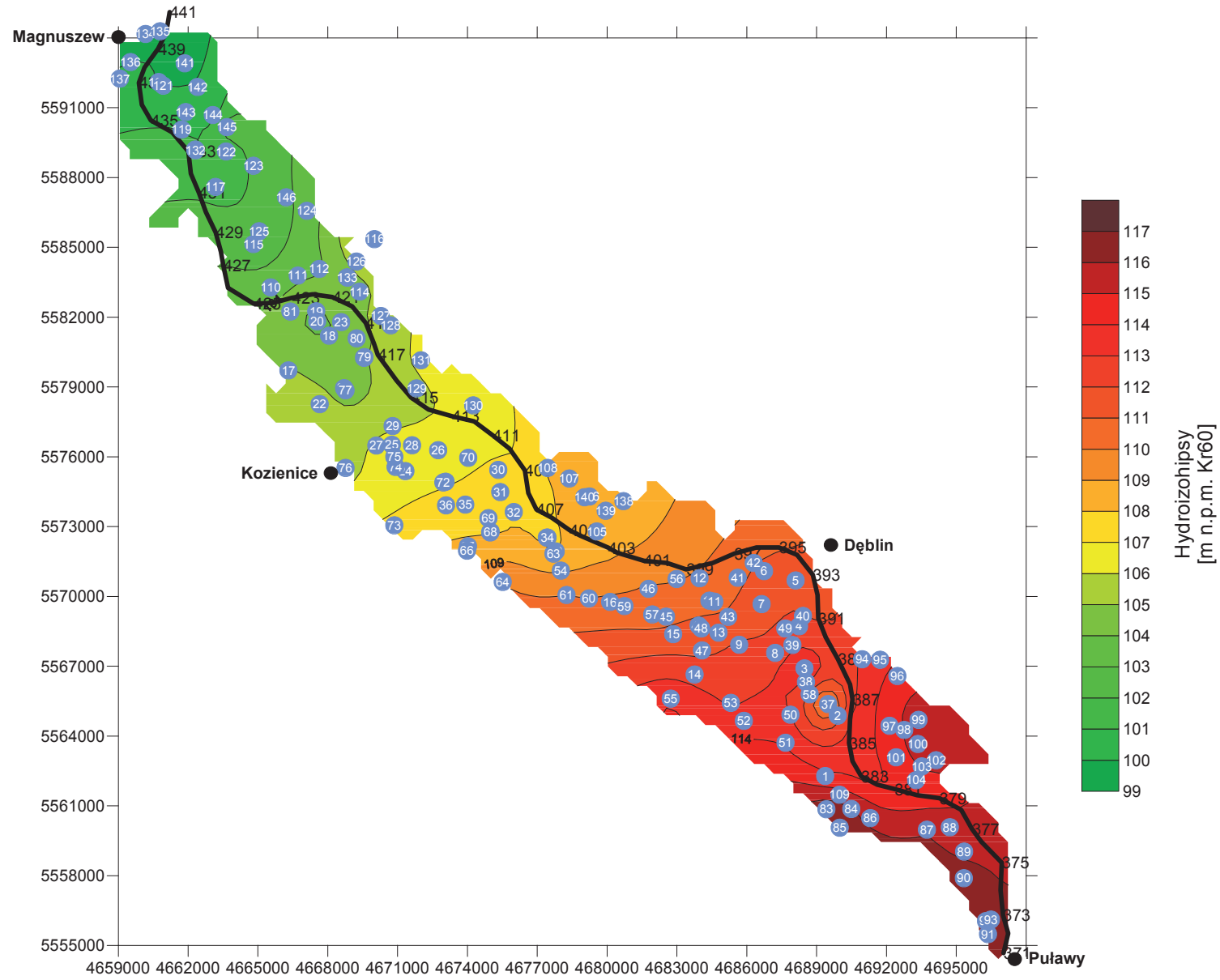
Rys. 6.6. Hydroizohipsy z 5 sierpnia 2004 roku; faza opadania fali wezbraniowej



Rys. 6.7. Hydroizohipsy z 7 sierpnia 2004 roku; faza opadania fali wezbraniowej



Rys. 6.8. Hydroizohipsy z 9 sierpnia 2004 roku; faza opadania fali wezbraniowej



Rys. 6.9. Hydroizohipsy z 30 sierpnia/1 września 2004 roku

6.6. Korelacja Wisła – wody gruntowe

Korelację Wisły z wodami podziemnymi terenów zawala badanego odcinka Doliny Środkowej Wisły określono na podstawie 145 wykresów, zamieszczonych w załączniku 3. Interpretację wykonanych wykresów przedstawiono w postaci tabelarycznej (tabela 6.4., załącznik 1), koncentrując się na następujących kwestiach:

- miąższości i przepuszczalności utworów aluwialnych, na których mieścił się wybrany punkt pomiarowy, w celu wykazania wpływu warunków geologicznych;
- odległości do przypisanego kilometra rzeki oraz odległości do wału przeciwpowodziowego, aby ustalić, do jakiej odległości istnieje wpływ wód rzecznych na wody gruntowe;
- różnicach między rzędną lustra wody w Wiśle i zwierciadła wody gruntowej w czasie niżówki hydrologicznej, w celu wskazania lokalnych zaburzeń;
- różnicach między stanem najniższym (wrzesień 2003) a stanem najwyższym zwierciadła wody gruntowej, co pozwoliło wstępnie oszacować możliwości retencyjne warstwy wodonośnej;
- przesunięciu się w czasie kulminacji obu zwierciadeł w zależności od odległości punktu pomiarowego od rzeki.

6.6.1. Rzędna lustra wód Wisły i wody gruntowej w czasie niżówki hydrologicznej

Określenie różnicy pomiędzy rzędnymi wód w trakcie niżówki hydrologicznej pozwoliło zaobserwować zachowanie się Wisły w stosunku do wód podziemnych. Przy założeniu, że w tym okresie wody podziemne zasilają wody powierzchniowe, można określić miejsca lokalnych zaburzeń.

Podczas porównywania stanów wód Wisły ze zwierciadłem wody gruntowej w okresie niżówki hydrologicznej z września 2003 roku okazało się, że sytuacja odwrotna do charakterystycznej występuje w studniach nr 37, 38, 58 i 119. Rzędne wody w studni znajdują się niżej niż w Wiśle i wynika z tego, że zasila ona wody podziemne. Pozostałe studnie wykazują, że rzeka ma charakter drenujący.

Niewielkie różnice, do 30 cm, w wartościach rzędnych obu zwierciadeł występują zazwyczaj dla studni położonych dość blisko wału przeciwpowodziowego. Wyjątkami są dwa punkty: nr 76 (Jezioro Kozienickie) – około 3,5 km

od wału oraz nr 14 (Wola Klasztorna) – ponad 4 km od wału. Większe różnice, powyżej 30 cm, występują już niezależnie od odległości od wału przeciwpowodziowego. Największą z nich wykazuje studnia nr 116, położona na tarasie nadzalewowym Wisły. Wartość różnicy przekracza tu 4 m.

Porównując minimalne i maksymalne wartości różnicy pomiędzy rzędnymi wody gruntowej i powierzchniowej z mapami interpretującymi warunki geologiczne badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły (rys. 3.6 i 3.7.), okazało się, że nie mają one żadnego związku z rozkładem miąższości i wodoprzewodności warstwy wodonośnej.

6.6.2. Różnica między stanem najniższym a najwyższym zwierciadła wody gruntowej

Amplituda wahań zwierciadła wody gruntowej pozwala wstępnie oszacować możliwości retencyjne w otoczeniu danego punktu pomiarowego. Przy uwzględnieniu własności gruntu można by określić lokalne zmiany retencji.

Najmniejsza różnica pomiędzy rzędnymi niżówki hydrologicznej z września 2003 roku i wezbrania z sierpnia 2004 roku występowała w punktach pomiarowych zlokalizowanych w rowach melioracyjnych. Jednakże w trzech punktach z dziesięciu (w sumie jest ich 16), zlokalizowanych na ciekach lub zbiornikach z wodą powierzchniową, zanotowano bardzo duże różnice – około 70 i 170 cm (nr 74, 75, 77).

Największą różnicę między dwiema rzędnymi: minimalną i maksymalną, wykazała studnia nr 79, położona w niewielkiej odległości od wału przeciwpowodziowego (około 40 m), gdzie przekroczyła ona wartość 2,5 m. Takich punktów pomiarowych, gdzie różnica przekraczała 2 m, było osiem, każda w studni leżącej 25–175 m od wału.

Sprawdzono również, czy tak jak w przypadku różnicy pomiędzy zwierciadłami podczas stanów niskich, wystąpił brak relacji i wpływu miąższości oraz wodoprzewodności warstwy wodonośnej. Jednak odmiennie zaobserwowano, że małe różnice pomiędzy rzędnymi w czasie niżówki i wezbrania, do 30 cm, były w miejscach, gdzie z pewnymi wyjątkami miąższość kształtowała się mniej więcej na poziomie 25 m, a wodoprzewodność – 100 m²/d. Natomiast przy dużych różnicach już tej relacji nie było, największy wpływ w tej sytuacji miała odległość od wału przeciwpowodziowego.

Z tego też powodu przeanalizowano stosunek różnicy pomiędzy rzędnymi niżówki hydrologicznej i wezbrania do odległości od wału przeciwpowodziowe-

go (tabela 6.5.). Podział na odpowiednie przedziały wynika z tego, że niektóre z nich charakteryzują się zbliżonymi ekstremalnymi wartościami różnic, stąd nastąpiło ich połączenie.

Tabela 6.5.

**Porównanie różnicy w rzędnych maksymalnych i minimalnych
w stosunku do odległości punktu pomiarowego od wału przeciwpowodziowego**

Odległość od wału przeciwpowodziowego [m]	Liczba studni branych pod uwagę	Różnice pomiędzy stanem niżówkowym a wezbraniem [cm]
25–200	13	131–277
200–400	12	71–139 ¹
400–500	6	34–104
500–800	9	35–77 ²
800–900	4	23–58
1000–1100	5	39–80
1100–2000	18	10–53 ²
2000–3000	10	17–56 ¹
3000–4000	4	23–36 ¹
4000–5000	3	14–70

¹ Odrzucono rów melioracyjny/jezioro z prawie stałym poziomem lustra wody.

² Odrzucono rów melioracyjny z dużą różnicą między rzędnymi.

W danych zebranych w tabeli 6.5. można zauważyć dwie istotne rzeczy. Przy najmniejszej odległości od wału przeciwpowodziowego występują największe wahania zwierciadła wody, natomiast nie jest to już takie jednoznaczne przy większych odległościach. Widoczne jest to np. przy porównaniu odległości w przedziałach: 800 m i 1000 m. Pierwsza z nich ma krańcowe wartości mniejsze niż przy większej odległości od wału przeciwpowodziowego.

Ewa Krogulec zasięg wpływu zmian stanów na Wiśle na stany wód podziemnych tarasu zalewowego Kampinoskiego Parku Narodowego określiła na co najmniej 2600 m. Analizując amplitudę wahań zwierciadła uznała, że przy amplitudzie mniejszej od 1 m stany wód, oprócz wpływu rzeki, uzależnione są od wielu nakładających się przyczyn, w tym opadu, ewapotranspiracji, szaty roślinnej itp.³³¹ Jeżeli wykorzystać tę charakterystykę dla badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, to okazałoby się, że zasięg wpływu rzeki jest tu mniejszy i dochodzi maksymalnie do 500 m od wału przeciwpowodziowego. Wartość ta wydaje się mało realna i wydaje się być większa, chociażby ze względu na fakt, że przepuszczalność gruntów wodonośnych w tym rejonie jest duża. Niemożliwe jest jednak ustalenie konkretnej wartości ze względu na małą liczbę punktów

³³¹ E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 42.

pomiarowych, przypisanych do konkretnego kilometra Wisły, które równocześnie oddalone byłyby od siebie w mniej więcej równych przedziałach.

6.6.3. Kulminacje

Kolejnym interesującym aspektem była obserwacja, czy wystąpiła kulminacja rzędnej zwierciadła wody gruntowej w punkcie pomiarowym, a jeśli tak, to z jakim odstępem czasowym w stosunku do kulminacji fali wezbraniowej. Jest to charakterystyczna, ale w pewnych przypadkach również trudno uchwytna cecha pojedynczej fali.

W ogóle nie zaobserwowano kulminacji wód gruntowych w studniach nr 20, 26, 90, 143, w których występuje stałe wznoszenie się zwierciadła, studniach nr 7, 43, 44, 64, 100 – zwierciadło systematycznie opada, oraz w studniach nr 8, 22, 29, 51, 67, 106, 116, 125, 139, 142, gdzie zwierciadło charakteryzuje się prawie stałym poziomem.

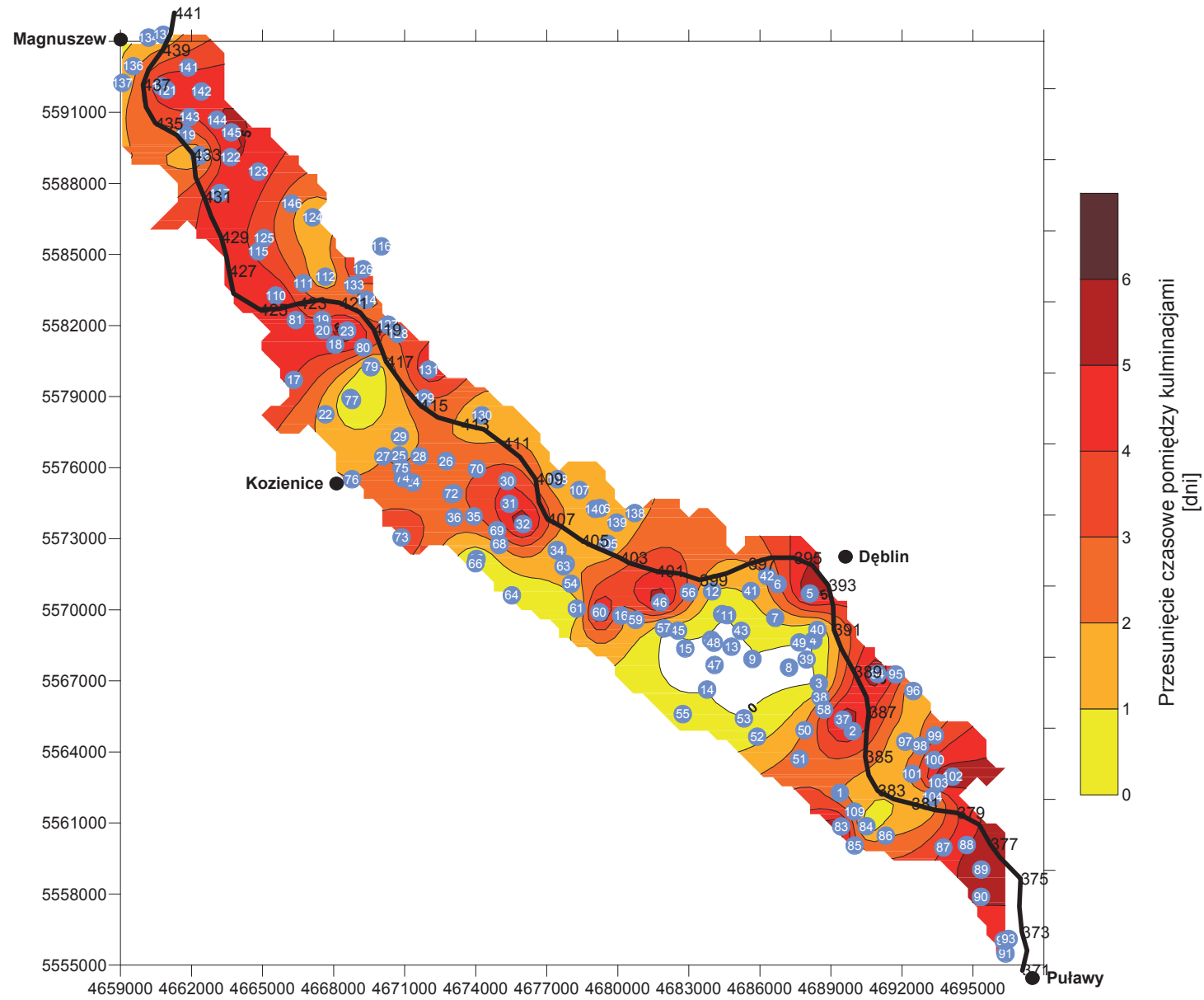
W dwóch przypadkach kulminacja w punkcie pomiarowym wystąpiła wcześniej niż kulminacja w rzece. Miało to miejsce w rowie melioracyjnym w Bąkowcu (nr 55) oraz w studni nr 47, która leży w odległości ponad 2000 m od punktu pomiarowego nr 55, a ponad 3000 m od wału przeciwpowodziowego.

W trzech punktach pomiarowych, zlokalizowanych w rowach melioracyjnych, kulminacja wody „gruntowej” miała miejsce w tym samym dniu co kulminacja fali wezbraniowej na Wiśle. W pozostałych punktach, charakteryzujących się również brakiem różnicy w przesunięciu się kulminacji, odległość od wału przeciwpowodziowego nie ogrywała żadnej roli.

Najwięcej punktów pomiarowych z jednodniowym przesunięciem kulminacji zlokalizowanych jest w odległości nie większej niż 150 m od wału. Najdalej odsuniętym miejscem pomiarowym w tym wypadku jest punkt zlokalizowany na Jeziorze Oblińskim (około 3000 m). Przy czym na kilka dni przed przejściem fali wezbraniowej stan wody w jeziorze był taki sam, jak podczas kulminacji, co może sugerować, że ten punkt pomiarowy (nr 124) jest w słabym związku z wodami Wisły.

Dwudniowe przesunięcie kulminacji charakteryzuje studnie oddalone na odległość około 300 lub ponad 1000 m od wału przeciwpowodziowego. Większość z nich położona jest na gruntach o średniej miąższości 35 m i przewodności 300 m²/d.

Rozpatrując większe różnice w czasie pomiędzy kulminacją fali wezbraniowej a zwierciadła wody gruntowej można stwierdzić brak wpływu



Rys. 6.10. Przesunięcie czasowe pomiędzy kulminacjami fali wezbraniowej oraz zwierciadła wody gruntowej w sierpniu 2004 roku

miąższości i przepuszczalności gruntów aluwialnych oraz odległości od wału przeciwpowodziowego. Z tego też powodu wykonano mapę (rys. 6.10.), przedstawiającą różnice pomiędzy kulminacjami w celu stwierdzenia relacji lub jej braku z wymienionymi parametrami. Odrzucono punkty, których nie obserwowano podczas przejścia fali wezbraniowej, oraz te, które wykazały brak kulminacji.

Po analizie mapy „ruchu kulminacji” i jej porównaniu z mapą miąższości i przepuszczalności warstwy wodonośnej (rys. 3.6. i 3.7.) można zauważyć brak jakiegokolwiek związku pomiędzy wymienionymi parametrami. Rozpatrując barwy hipsometryczne pod względem odległości od wału przeciwpowodziowego również nie daje się zaobserwować żadnej relacji.

W wyniku interpolacji na mapie pojawiły się wartości ujemne. Stanowią one pewne potwierdzenie zauważalnej reakcji zwierciadła wody gruntowej w studni nr 47 oraz punkcie pomiarowym nr 55, zlokalizowanym na rowie melioracyjnym, gdzie zaobserwowano wyższe stany już na dwa dni przed kulminacją fali wezbraniowej.

6.6.4. Brak korelacji lub jej zaburzenia

Na podstawie zebranych wiadomości w tabeli 6.4. i analizy przeprowadzonej w poprzednich podrozdziałach (6.6.1–6.6.3.) można wyciągnąć wniosek, że nie wszystkie punkty pomiarowe wykazują korelację z wodami Wisły. Brak związku lub jej zaburzenia mogą wynikać z kilku przyczyn, takich jak:

- kolmatacja dna koryta Wisły;
- wpływ starorzecza lub zabagnień;
- wpływ rowów melioracyjnych lub dopływów Wisły;
- zmienne warunki geologiczne;
- występowanie dawnego wododziału;
- występowanie dawnych koryt Wisły;
- błędy w interpolacji danych.

Związków z wodami Wisły nie wykazują studnie nr 2, 3, 37, 38 i 58. Na mapach hydroizohips tworzą wyraźne zagłębienie wartości warstwic, określone wcześniej jako zaburzenie lokalne, a na wykresach, przedstawiających stany wód gruntowych i wiślanych w przypisanym kilometrze rzeki, widoczne są duże rozbieżności. Oprócz braku jakiegokolwiek związku z Wisłą możliwe jest również stałe zasilanie tego rejonu przez rzekę.

Brak reakcji na falę wezbraniową wykazały studnie nr 7 i 8. Położone są one w okolicach wymienionej już studni nr 3, w odległości mniejszej niż 2000 m od wałów przeciwpowodziowych.

Problem do interpretacji przedstawiły studnie nr 10, 11, 13, 43, 44, 47, 48. Są to punkty pomiarowe przypisane do 398 i 398,5 km rzeki. Krzywa, obrazująca rzędne zwierciadła wody gruntowej w tych studniach podczas przejścia fali wezbraniowej, układa się prawie na linii prostej z niewielkimi odchyleniami. W rejonie wymienionych studni znajduje się starorzecze Wisły oraz ciek zwany Łachą.

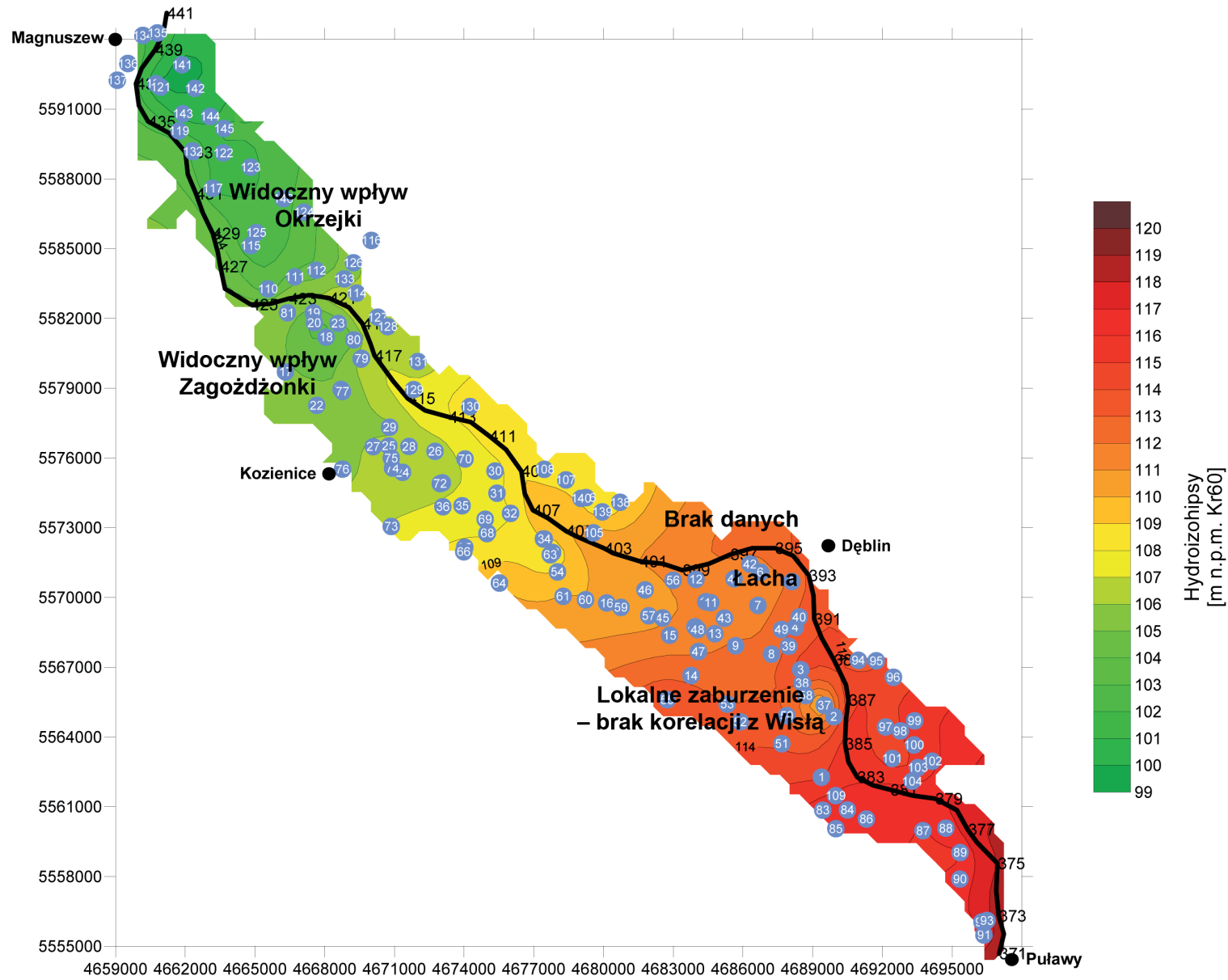
Wpływ dopływów: lewobrzeżnej Zagożdżonki i prawobrzeżnej Okrzejki widoczny jest w studniach nr 17, 19, 20, 22, 122, 124, 125.

Punkt pomiarowy nr 76, zlokalizowany na Jeziorze Kozienickim, wykazuje stałe zasilanie przez wody Wisły w trakcie przejścia fali wezbraniowej. Podobnymi cechami wykazują się studnie, oprócz już wymienionych: 17, 19, 37, 122, także i te położone w bliskim sąsiedztwie wału przeciwpowodziowego: 23, 79, 80, 110, 112, 114, 117, 118, 120, 137, leżąca w większej odległości, prawdopodobnie pod wpływem Okrzejki, studnia nr 144, rów melioracyjny w punkcie nr 77 oraz daleko położona (około 4 km od wałów) studnia nr 14.

Główne czynniki wpływające na zaburzenia związku między wodami Wisły a wodami podziemnymi pierwszej warstwy wodonośnej przedstawiono na rys. 6.11. Wykorzystano mapę z okresu opadania fali wezbraniowej z sierpnia 2004 roku, na której widoczne jest stopniowy powrót do charakteru drenującego rzeki.

Jak widać z rys. 6.11. na zaburzenia związków pomiędzy wodami Wisły a wodami gruntowymi wpływ ma wiele czynników, do których należą m.in. dopływy, starorzecza czy dawne koryta Wisły. Zaburzenia w przebiegu dróg filtracji mogą również powodować zmienne warunki geologiczne, np. grunty lokalnie tworzące barierę piętrzącą dla wód podziemnych³³². Dlatego nie jest możliwe jednoznaczne określenie, czy na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły istnieje pełna zgodność poziomów wód gruntowych ze stanami wody w rzece, jednakże w większości punktów pomiarowych widoczna jest korelacja z wodami Wisły.

³³² T. Falkowski, *Wycisnięcia utworów spoiwych...*, s. 405.



Rys. 6.11. Lokalizacja głównych przyczyn zaburzeń w związku pomiędzy Wisłą a wodami gruntowymi

6.7. Podsumowanie i wnioski

Rozdział szósty stanowi omówienie badań terenowych, przeprowadzonych w lipcu i październiku 2000 roku, wrześniu 2003 oraz w okresie lipiec–wrzesień 2004 roku na obszarze Doliny Środkowej Wisły, obejmującej odcinek rzeki od Puław do Magnuszewa. Opisano w nim fazę przygotowania, wykonanie badań pomiarowych, metodykę przedstawienia badań, a następnie przeanalizowano graficznie zinterpretowane wyniki.

Pierwszym sposobem graficznej interpretacji była mapa hydroizohips, drugim – wykresy, które pierwotnie nazwano korelacyjnymi; w trakcie przeprowadzania analiz okazało się, że w kilku miejscach brak jest jednak korelacji wód gruntowych z Wisłą lub jest ona bardzo niewielka.

Na podstawie wykonanej interpretacji graficznej zaobserwowano zarówno typowe zjawiska infiltracyjne, jak i wysnuto szereg wniosków.

1. W okresie niżówki hydrologicznej Wisła ma charakter drenujący, tzn. wody podziemne zasilają rzekę. W trakcie przejścia fali można zaobserwować różne reakcje. Podczas fazy wznoszenia się fali, Wisła stopniowo zmienia swój charakter, aby już w trakcie fazy kulminacji stać się rzeką infiltrującą. Na dalszym etapie, opadania fali, Wisła stopniowo zmienia się ponownie w rzekę drenującą, przy czym zmiany te są rozciągnięte w czasie. Nawet po trzech tygodniach po przejściu fali wezbraniowej można zaobserwować pewne „nieprawidłowości”.

2. Na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły występuje nietypowe zaburzenie lokalne. Widoczne jest ono na mapach hydroizohips, a tworzą go studnie o numerach: 2, 3, 37, 38 i 58, z których większość na wykresach stanów wód wykazuje brak lub słaby związek pomiędzy wodami podziemnymi a Wisłą. W pracy magisterskiej wysnuto wniosek, że zjawisko gwałtownego obniżenia się rzędnych wody gruntowej w tym rejonie spowodowane jest umiejscowieniem tu dawnej odnogi Wisły. Natomiast przy interpretacji geologicznej uznano, że zaburzenia na tym odcinku wynikają z dawnej lokalizacji wododziału Wisły i Wieprza.

3. Brak związku pomiędzy wodami gruntowymi a wodami Wisły lub jego zaburzenia mogą wynikać z wielu przyczyn. Część z nich została dość łatwo wyodrębniona. Na mapach hydroizohips uwidoczniono silne zaburzenie systemu rzeka–wody podziemne przez oddziaływanie dopływów Wisły, zarówno lewobrzeżnej Zagożdżonki, jak i prawobrzeżnej Okrzejki. Innymi przyczynami mogą być również: kolmatacja dna koryta Wisły, wpływ starorzecza lub zabag-

nień, występowanie dawnych koryt Wisły, jak i nieuniknione błędy interpolacji danych.

4. Niewielkie różnice, do 30 cm, w wartościach rzędnych zwierciadeł wód gruntowych i Wisły podczas stanu niżówki hydrologicznej występują zazwyczaj dla studni położonych dość blisko wału przeciwpowodziowego. Większe różnice występują już niezależnie od odległości od wału przeciwpowodziowego. Największą z nich wykazuje studnia nr 116, położona na tarasie nadzalewowym Wisły. Wartość różnicy przekracza 4 m.

5. Największą różnicę (ponad 2 m) między rzędnymi wody gruntowej w trakcie niżówki hydrologicznej i stanów wysokich wykazują studnie położone w niewielkiej odległości od wału przeciwpowodziowego (do 175 m). Przy większej odległości od wałów wahania zwierciadła wody nie mają określonej tendencji, co może wynikać z wielu nakładających się czynników. Potwierdza to występowanie skomplikowanych warunków zasilania i drenażu w dolinie rzecznej. Można jednak zaobserwować, że małe różnice pomiędzy rzędną minimalną a maksymalną (do 30 cm) były w miejscach, gdzie z pewnymi wyjątkami miąższość osadów wodonośnych kształtowała się mniej więcej na poziomie 25 m, a wodoprzewodność była dość niska, równa 100 m²/d.

6. Kulminacji wód gruntowych nie zaobserwowano w kilkunastu studniach, w których wystąpiło stałe wznoszenie się zwierciadła, systematyczne opadanie zwierciadła, bądź też w których zwierciadło znajdowało się na prawie stałym poziomie. W pozostałych przypadkach różnice w czasie pomiędzy kulminacją fali wezbraniowej a zwierciadła wody gruntowej występowały w różnych dniach i nie zależało to od wartości przepuszczalności gruntów wodonośnych, ich miąższości, ani odległości od wału przeciwpowodziowego.

7. Dane meteorologiczne uzyskane z Lotniskowego Biura Meteorologicznego i internetowej stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus dla okresu wezbrania z lipca 2000 roku i z sierpnia 2004 roku wykazują niewielki wpływ opadów na przechodzącą przez analizowany obszar Doliny Środkowej Wisły falę wezbraniową. Ta nieznaczna ilość opadów w okresie panujących wysokich temperatur nie miała również jakiegokolwiek możliwości wpłynąć na wahania poziomu wód gruntowych.

Rozdział 7

Zjawisko retencji

7.1. Wstęp

Rozdział dotyczący zagadnienia retencji, oprócz omówienia definicji problemu, zawiera głównie obliczenia. Oszacowano jednostkowy przepływ filtracyjny za pomocą równania Boussinesqa dla układu płaskiego i warstwy jednorodnej przy filtracji nieustalanej, a także schematu Dupuita, którego założeniem jest ustalone zjawisko przepływu.

Najważniejszą część rozdziału stanowią obliczenia objętości retencyjnej. Zdolność magazynowania wody, jaką posiada warstwa wodonośna Doliny Środkowej Wisły na odcinku od Puław do Magnuszewa, określono dwoma sposobami, tj. przy wykorzystaniu wzoru Skibniewskiego oraz przez porównanie map hydroizohips. Oszacowane wartości stanowią odpowiedź na pytanie postawione w tezie niniejszej pracy.

7.2. Zjawisko retencji – wprowadzenie teoretyczne

Retencją określa się chwilowy zapas wody, zgromadzony przejściowo lub trwale na powierzchni i w gruncie. Dzięki takiej definicji można wyodrębnić dwa rodzaje retencji: powierzchniową i podziemną. Retencja na powierzchni dzieli się na retencję:

- zbiorników naturalnych lub sztucznych;
- koryt cieków i ich dolin;
- zagłębień terenowych, kałuż i bruzd śródpolnych;
- pokrywy śnieżnej w okresie zimowym oraz lodowców;
- intercepcji na roślinności.

Retencja gruntowa składa się natomiast z retencji strefy aeracji i strefy saturacji. Retencja w strefie aeracji jest tzw. retencją gleby, która wraz z retencją szaty roślinnej tworzy retencję terenową³³³.

W przypadku doliny rzecznej największe znaczenie ma retencja koryt i dolin rzecznych oraz retencja gruntowa. Oba rodzaje mają olbrzymi wpływ na transformację fali wezbraniowej. Retencja dolinowa przyczynia się do zmniejszenia kulminacji przepływu oraz powoduje opóźnienie spływu wód wezbraniowych, co ma szczególne znaczenie dla niżej położonych odcinków rzeki. Oszacowana wielkość retencji cieków w różnych sytuacjach hydrologicznych pozwala na określanie przebiegu wezbrania, jego prognozowanie oraz umożliwienie podejmowania działań strategicznych w kwestii ochrony przeciwpowodziowej³³⁴.

W okresie wezbrania koryto zostaje wypełnione wodą do stanu wody brzegowej lub woda wezbraniowa może przelać się przez jego brzegi i rozlać po terenie doliny. Ilość rozprzestrzenionej wody jest tym większa, im dolina rzeczna jest szersza, dlatego też największą retencją dolinową odznaczają się rzeki niezabudowane systemem wałów przeciwpowodziowych.

W przypadku rzeki obwałowanej część przestrzeni pomiędzy wałami nazywa się retencją powierzchniową czynną, a tereny zawala stanowią retencję odciętą. Nie ma ona wpływu na przepływy wody wielkiej³³⁵.

Zmniejszenie przekroju poprzecznego doliny rzecznej poprzez system wałów powoduje wiele negatywnych skutków. Jednym z nich jest zredukowanie zdolności retencyjnych doliny, co wpływa w dalszej kolejności na rozmiary wezbrania. Intensyfikuje także procesy erozji oraz transport rumowiska. Obwałowania wpływają na zwiększenie zagrożenia powodziowego przez koncentrację przepływu w międzywałach³³⁶.

³³³ A. Miler, *Modelowanie obszarowych zmienności różnych miar retencji*, wyd. I, Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Poznań 1998, s. 5; A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 114; *Powódź w sierpniu 1972...*, s. 238; W. Mioduszeński, *Mała retencja...*, s. 13.

³³⁴ Z. Paślawski, K. Olejnik, *Wpływ pradolin na transformację...*, s. 89; U. Soczyńska, M. Gutry-Korycka, J. Buza, *Ocena zdolności retencyjnej zlewni*, w: *Rola retencji zlewni w kształtowaniu wezbrań opadowych*, pod red. M. Gutry-Koryckiej, B. Nowickiej, U. Soczyńskiej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa 2003, s. 99; J. Żelazo, *Renaturyzacja rzek – potrzeby i możliwości (I)*, „Aura”, 1, 1997, s. 18.

³³⁵ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 116.

³³⁶ *Powódź w sierpniu 1972...*, s. 255; E. Drożdżał, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 127; J. Żelazo, *Renaturyzacja rzek – potrzeby i możliwości (II)*, „Aura”, 2, 1997, s. 26.

Kulminacja fali wezbraniowej może przekroczyć wysokość wałów przeciwpowodziowych, następnie woda wezbraniowa może przelać się przez koronę, a także spowodować zniszczenie części budowli. Przyczyny tego rodzaju spowodowały aż 34% awarii wałów przeciwpowodziowych³³⁷.

W przepuszczalnym podłożu wałów może również wystąpić zjawisko filtracji. Jest ono niekorzystne ze względu na jakość stanu technicznego budowli ziemnej, ale jednocześnie ucieczka wód do warstwy wodonośnej może pozytywnie wpłynąć na falę wezbraniową poprzez nieznaczne zmniejszenie jej kulminacji, co ma szczególne znaczenie dla niżej położonych odcinków. Stąd tak ważna jest rola drugiego rodzaju retencji, jaką jest retencja gruntowa, inaczej nazywana podziemną.

Zretencjonowana woda podziemna pochodzi głównie z opadów atmosferycznych. Woda opadowa wsiąka w grunt z tym większą intensywnością, im grunt jest bardziej przepuszczalny. Część wody zostaje fizycznie związana z cząstkami skały, tworząc tzw. wilgoć gruntową. Powstają przez to wody związane – woda adhezyjna, woda błonkowa i woda kapilarna, które tworzą retencję związaną. Ten rodzaj retencji występuje w strefie aeracji. W strefie tej przestrzenie międzycząsteczkowe w gruncie, oprócz wody, wypełnia powietrze, para wodna oraz inne gazy³³⁸.

Pozostała część wody, która nie została w strefie aeracji, pod wpływem siły ciężkości przesiąka w głąb profilu gruntowego, przynależnego do strefy saturacji. Woda znajdująca się w tej warstwie tworzy zasoby retencji wolnej.

Oznaczenie retencji związanej stwarza duży problem, co wynika z czasochłonności i wysokich kosztów przeprowadzanych badań. Dodatkowo pomiary retencji w strefie aeracji wymagają specjalistycznego sprzętu, jak np. tensjometrów, konduktometrów czy sond neutronowych z przetwornikami i rejestratorami. Natomiast określenie retencji wolnej jest łatwiejsze, ponieważ szacuje się ją na podstawie stanów wód gruntowych pierwszego poziomu wodonośnego.

³³⁷ W. Mioduszeński, *Ochrona przed powodzią a walory przyrodnicze dolin rzecznych*, Sympozjum Ogólnokrajowe HYDROTECHNIKA VIII, Katowice 2006, s. 96–97. Pozostałe 66% przypada na zniszczenia spowodowane przez zły stan techniczny wałów przeciwpowodziowych: małe zagęszczenie gruntu, nadmierną filtrację przez korpus wału i podłoże.

³³⁸ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 117–118. Utrzymuje się, że parametry fizjograficzne, takie jak rzeźba terenu, gleby, budowa geologiczna, szata roślinna czy wody powierzchniowe wpływają na retencję w sposób modyfikujący. Określają one potencjalne zdolności retencyjne, a głównie jednak to opady i temperatury powietrza kształtują zasoby retencyjne. Za: A. Miler, *Modelowanie obszarowych zmienności...*, s. 5.

Jej wartość odpowiada retencji gruntowej, ale tylko wtedy, gdy zwierciadło wód gruntowych pierwszego poziomu wodonośnego zalega stosunkowo płytko³³⁹.

Retencja w bilansie wodnym nie jest całkowitą ilością wody, ale stanowi różnicę w ilości wody w zlewni na początku i na końcu okresu bilansowego³⁴⁰. Retencja gruntowa jest głównym składnikiem retencji całkowitej, dlatego ważne jest jej określenie. Metod, które do tego służą, jest wiele, jednakże samo oszacowanie jest skomplikowane ze względu na trudność w uzyskaniu odpowiednich danych. Należałoby przeprowadzać ciągle obserwacje zwierciadła wody gruntowej oraz wykonywać pomiary wilgotności gruntu³⁴¹ i określać stopień wilgotności gruntu, który wskazuje, ile jest wody w porach gruntu.

Zarówno retencja dolinowa, jak i retencja gruntowa należą do retencji niesterowalnej, o pojemności trudnej do określenia. Przez zwiększenie tego rodzaju retencji zwiększa się jedynie potencjalną możliwość gromadzenia wody w okresach jej nadmiaru i dłuższego przetrzymywania w glebie, gruncie lub na powierzchni. Zwiększenie zdolności retencyjnych ma wpływ na bilans wodny, jakość środowiska oraz zaspokojenie potrzeb gospodarczych.

Całkowita retencja dolinowa Wisły Środkowej wynosi 2,2 mln m³/km³⁴², jednakże system wałów przeciwpowodziowych zmniejszył średnią szerokość doliny do 1/4 jej wymiaru początkowego. Brak zabezpieczenia wałów przez stosowanie ścianek szczelnych wprowadzanych w podłoże, a zarazem utrzymanie kontaktu między wodami Wisły i wodami podziemnymi terenu zawala powoduje ucieczkę wód wezbraniowych do warstwy wodonośnej, co przyczynia się do zmniejszenia objętości fali i jednocześnie poprawy bezpieczeństwa przeciwpowodziowego na niżej położonych odcinkach rzeki.

7.3. Obliczenia

7.3.1. Dopływ filtracyjny

7.3.1.1. Równanie Boussinesqa

Hydraulika układu rzeka–warstwa wodonośna powinna być rozwiązywana za pomocą równania Laplace'a oraz nieliniowych warunków brzegowych o swobodnej powierzchni i warunków zależnych od czasu. Analityczne roz-

³³⁹ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 117–118; A. Miler, *Modelowanie obszarowych zmienności...*, s. 5.

³⁴⁰ I. Dynowska, A. Tłałka, *Hydrografia...*, s. 267.

³⁴¹ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 119.

³⁴² Wartość retencji podano wg Kazimierza Dębskiego, za: *ibidem*, s. 116.

wiązane tego równania jest trudne, w związku z tym zlinearyzowane równanie Boussinesqa wydaje się być bardziej odpowiednie. W równaniu tym pomija się współrzędną x oraz warunki brzegowe ze swobodną powierzchnią³⁴³.

Równanie Boussinesqa umożliwia wyznaczenie wartości dopływu filtracyjnego dla filtracji nieustalanej. Odnosi się ono do przepływu ze swobodnym zwierciadłem wody, w układzie płaskim, a warstwa wodonośna jest jednorodna, ograniczona z dołu warstwą nieprzepuszczalną oraz określona średnimi charakterystykami filtracyjnymi (porowatość efektywna ε , współczynnik filtracji k).

Dopływ filtracyjny można rozpatrywać w dwóch przypadkach. Pierwszy z nich dotyczy filtracji wody ze zbiornika, np. rzeki, kiedy w chwili początkowej powierzchnia wód gruntowych była pozioma, położona na wysokości H_1 , a następnie w sposób nagły lustro wody w zbiorniku podniosło się na wysokość H i pozostało niezmienione na tej wysokości. W takiej sytuacji wydatek w przekroju początkowym, tj. na brzegu koryta, wynosi:

$$q_{x=0} = (H - H_1) \cdot \sqrt{\frac{\varepsilon \cdot k \cdot H}{\pi \cdot t}} \quad (7.1.)$$

gdzie: $q_{x=0}$ – dopływ filtracyjny w przekroju początkowym [$\text{m}^3/\text{s}/\text{mb}$];

H – rzędna zwierciadła wody w rzece [m n.p.m.];

H_1 – rzędna zwierciadła wód gruntowych w danej studni [m n.p.m.];

ε – porowatość efektywna [-];

k – współczynnik filtracji [m/s];

t – czas [s].

Wydatek q w dowolnym przekroju (tutaj: punkt pomiarowy) w funkcji czasu ma natomiast postać [$\text{m}^3/\text{s}/\text{mb}$]:

$$q = \frac{k}{\sqrt{\pi}} [H - (H - H_1) \cdot \varphi(\lambda)] \cdot \frac{H - H_1}{\sqrt{\frac{k \cdot H \cdot t}{\varepsilon}}} \cdot e^{-\lambda^2} \quad (7.2.)$$

gdzie: $\lambda = \frac{x}{2 \cdot \sqrt{\frac{k \cdot H \cdot t}{\varepsilon}}}$;

$\varphi(\lambda)$ – funkcja błędu, równa $\varphi(\lambda) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \cdot \int_0^\lambda e^{-\lambda^2} d\lambda$.

³⁴³ S.R. Workman, S.E. Serrano, K. Liberty, *Development and application...*, s. 150. Upraszczające założenie o dwuwymiarowości strumienia filtracji nie jest obciążone istotnymi błędami. Nawet w przypadku, gdy pionowy wymiar strumienia jest znaczny, to zmiany wysokości hydraulicznych, wywołane piętrzeniem rzeki, są niewielkie w porównaniu z miąższością strumienia. Za: J. Flisowski, R. Iwanejko, O. Trzos, A. Wieczysty, M. Brzoza-Wójcik, *Prognozowanie wpływu piętrzenia...*, s. 22.

Drugim przypadkiem jest dopływ filtracyjny skierowany do zbiornika. Założenia są takie same jak w sytuacji odwrotnej, zmianie ulegają tylko warunki brzegowe i początkowy. Pierwotnie zwierciadło wody gruntowej oraz zwierciadło wody w rzece znajdowały się na wysokości H , a następnie w sposób nagły poziom w zbiorniku uległ obniżeniu, aby osiągnąć wysokość H_1 . Dopływ filtracyjny w przekroju brzegu koryta rzecznoego wynosi $[m^3/s/mb]$:

$$q_{x=0} = -\frac{(H^2 - H_1^2)}{2} \cdot \sqrt{\frac{\varepsilon \cdot k}{\pi \cdot t \cdot H}} \quad (7.3.)$$

Natomiast wydatek w przekroju punktu pomiarowego w funkcji czasu ma postać $[m^3/s/mb]$:

$$q = -\frac{(H^2 - H_1^2)}{2} \cdot \sqrt{\frac{\varepsilon \cdot k}{\pi \cdot t \cdot H}} \cdot e^{-\lambda^2} = q_{x=0} \cdot e^{-\lambda^2} \quad (7.4.)$$

Dopływ filtracyjny obliczono dla okresu wezbrania z sierpnia 2004 roku ze względu na panujący w tym czasie stan nieustalony. Do obliczeń wykorzystano 19 studni reprezentatywnych. O ich wyborze sugerowano się dostępnością danych z okresu niżówki 2003 roku oraz wezbrania 2004, a także odległością od wałów przeciwpowodziowych.

W celu określenia położenia zwierciadła wody nad warstwą nieprzepuszczalną, wykorzystano rzędne tej warstwy z odwiertów Państwowego Instytutu Geologicznego. Ze względu na niewielką ilość tych odwiertów najczęściej są one oddalone od punktu pomiarowego na znaczną odległość. Przyjęto, że rzędna osadów nieprzepuszczalnych w danym kilometrze koryta rzecznoego jest w większości przypadków na takim poziomie, jak w okolicach studni reprezentatywnej. Jest to dopuszczalne przy niewielkich odległościach od koryta Wisły, natomiast na większych dystansach – obarczone bardzo dużym błędem.

Na błąd wpływają również przyjęte parametry filtracyjne warstwy wodonośnej, jak i pewne uproszczenia. Dla warstwy wodonośnej dobrano współczynnik filtracji odpowiedni dla piasku drobnego, równy $k = 10^{-4}$ m/s, oraz porowatość efektywną o wartości $\varepsilon = 0,18^{344}$. Uproszczenia wynikały z określenia odległości od studni reprezentatywnej do zbiornika, a dokładniej do wału przeciwpowodziowego. Przez to nie uwzględniono ani filtracji pod budowlą ziemną lub przez nią, ani odcinka do brzegu koryta.

³⁴⁴ L. Rembeza, *Przepływy wody i zanieczyszczeń w gruncie. Analityczne metody rozwiązań*, Akademia Rolnicza, Poznań 1998, s. 182, 186–193, 245, 249–250.

Pierwsze obliczenia przeprowadzono dla okresu pięciu dni pomiędzy 27 lipca (stan niżówki hydrologicznej) a 1 sierpnia 2004 roku, kiedy fala wezbraniowa była w fazie wznoszenia. Wyniki przedstawiono w tabeli 7.1.

Tabela 7.1.

**Dopływ filtracyjny wg równania Boussinesqa dla okresu od 27 lipca (stan ustalony)
do 1 sierpnia 2004 roku (początek fazy wznoszenia fali wezbraniowej)**

L.p. studni	Miejscowość	Km Wisły	Rzędna warstwy nieprzepuszczalnej wg PIG ¹	Rzędna Wisły – 1 VIII 2004 ¹	Odległość od wału [m]	Rzędna wody gruntowej – 27 VII 2004 ¹	q_0 [m ³ /s/mb]	λ [-]	$\varphi(\lambda)$ [-]	q [m ³ /s/mb]
118	Kraski Nowe 12	433	69,9	102,43	25	100,63	$3,7 \cdot 10^{-5}$	0,14	0,16	$3,6 \cdot 10^{-5}$
12	Przewóz	399	68,1	111,53	38	109,82	$4,1 \cdot 10^{-5}$	0,19	0,21	$3,9 \cdot 10^{-5}$
130	Tyrzyn 3	412,5	66,8	107,71	50	106,15	$3,6 \cdot 10^{-5}$	0,25	0,28	$3,4 \cdot 10^{-5}$
104	Gołąb, ul. Błotna 6	380,5	88,4	116,55	100	114,09	$4,8 \cdot 10^{-5}$	0,61	0,61	$3,1 \cdot 10^{-5}$
114	Kochów 63	420	89,0	105,63	113	104,17	$2,2 \cdot 10^{-5}$	0,89	0,79	$9,1 \cdot 10^{-6}$
40	Zajezerze 53	391	101,2	113,85	175	111,71	$2,8 \cdot 10^{-5}$	1,59	0,98	$1,9 \cdot 10^{-6}$
94	Matygi 55	388,5	92,0	114,51	238	112,95	$2,7 \cdot 10^{-5}$	1,62	0,98	$1,8 \cdot 10^{-6}$
80	Kuźmy 15	419	89,0	105,88	275	104,06	$2,7 \cdot 10^{-5}$	2,16	1	$2,3 \cdot 10^{-7}$
42	Głusiec 21	397	100,6	112,12	300	110,64	$1,8 \cdot 10^{-5}$	2,85	1	$4,7 \cdot 10^{-9}$
89	Łęka 69	376	106,6	117,84	400	115,43	$2,9 \cdot 10^{-5}$	3,85	1	$8,4 \cdot 10^{-12}$
32	Samwo-dzie 53	407,5	85,3	109,26	563	107,83	$2,6 \cdot 10^{-5}$	3,71	1	$2,5 \cdot 10^{-11}$
112	Powisłe	422	88,0	105,14	638	103,58	$2,4 \cdot 10^{-5}$	4,97	1	$3,9 \cdot 10^{-16}$
46	Łoje 5	400,5	68,1	111,09	825	110,02	$2,6 \cdot 10^{-5}$	4,06	1	$1,7 \cdot 10^{-12}$
101	Gołąb, ul. Puławska	379,5	94,6	116,14	1025	114,53	$2,7 \cdot 10^{-5}$	7,13	1	$2,2 \cdot 10^{-27}$
122	Kraski Dolne 20	433	69,9	102,43	1300	101,29	$2,4 \cdot 10^{-5}$	7,36	1	$7,2 \cdot 10^{-29}$
16	Mozolice Duże 3	402	68,1	110,65	1650	110,19	$1,1 \cdot 10^{-5}$	8,16	1	$1,2 \cdot 10^{-34}$
51	Opactwo 79	385	65,0	115,39	2150	113,78	$4,2 \cdot 10^{-5}$	9,78	1	$-2,8 \cdot 10^{-164}$
9	Nagórnik 3	390,5	77,0	113,99	3075	112,20	$4,0 \cdot 10^{-5}$	16,32	1	$7,6 \cdot 10^{-121}$
53	Zalesie 12	387,5	74,8	114,76	4675	113,02	$4,0 \cdot 10^{-5}$	23,87	1	$1,4 \cdot 10^{-252}$

¹ Jednostką jest m n.p.m. w Kr60.

Wielkości jednostkowego dopływu filtracyjnego w przekroju wału przeciwpowodziowego wahają się w granicach $1,1-4,8 \cdot 10^{-5}$ m³/s/mb. W tym przypadku nie ma zależności pomiędzy wartością dopływu a odległością, która natomiast jest widoczna w obliczeniach w przekroju studni reprezentatywnej.

Im bliżej wału przeciwpowodziowego, tym większa wartość jednostkowego dopływu filtracyjnego. W odległości ponad 1000 m od rzeki wielkości

są bliskie zeru, są one jednak obarczone największym błędem, ponieważ nie uwzględniono zmiennych warunków geologicznych. Dlatego też wydaje się, że wzór 7.2. można stosować tylko w pewnym zakresie. W przypadku obliczeń dla fragmentu Doliny Środkowej Wisły taka odległość wynosi do około 300 m od wałów przeciwpowodziowych. Powyżej tej wartości λ stopniowo wzrasta, natomiast $\varphi(\lambda)$ jest stała i równa się 1.

Kolejne obliczenia poprowadzono dla okresu 27 lipca – 3 sierpnia 2004 roku, czyli do czasu wystąpienia kulminacji fali wezbraniowej. Wyniki przedstawiono w tabeli 7.2.

Tabela 7.2.

**Dopływ filtracyjny wg równania Boussinesqa dla okresu od 27 lipca (stan ustalony)
do 3 sierpnia 2004 roku (kulminacja fali wezbraniowej)**

L.p. studni	Miejscowość	Km Wisły	Rzędna warstwy nieprzepuszczalnej wg PIG ¹	Rzędna Wisły – 3 VIII 2004 ¹	Odległość od wału [m]	Rzędna wody gruntowej – 27 VII 2004 ¹	q_0 [m ³ /s/mb]	λ [-]	$\varphi(\lambda)$ [-]	q [m ³ /s/mb]
118	Kraski Nowe 12	433	69,9	103,98	25	100,63	$6,0 \cdot 10^{-5}$	0,12	0,13	$5,9 \cdot 10^{-5}$
12	Przewóz	399	68,1	113,10	38	109,82	$6,8 \cdot 10^{-5}$	0,15	0,17	$6,5 \cdot 10^{-5}$
130	Tyrzyn 3	412,5	66,8	109,23	50	106,15	$6,2 \cdot 10^{-5}$	0,21	0,23	$5,8 \cdot 10^{-5}$
104	Gołęb, ul. Błotna 6	380,5	88,4	118,00	100	114,09	$6,5 \cdot 10^{-5}$	0,50	0,52	$4,7 \cdot 10^{-5}$
114	Kochów 63	420	89,0	107,58	113	104,17	$4,5 \cdot 10^{-5}$	0,72	0,69	$2,4 \cdot 10^{-5}$
40	Zajezerze 53	391	101,2	115,35	175	111,71	$4,2 \cdot 10^{-5}$	1,27	0,93	$6,4 \cdot 10^{-6}$
94	Matygi 55	388,5	92,0	116,01	238	112,95	$4,6 \cdot 10^{-5}$	1,32	0,94	$7,0 \cdot 10^{-6}$
80	Kuźmy 15	419	89,0	107,76	275	104,06	$4,9 \cdot 10^{-5}$	1,73	0,99	$2,0 \cdot 10^{-6}$
42	Głusiec 21	397	100,6	113,66	300	110,64	$3,4 \cdot 10^{-5}$	2,26	1	$1,5 \cdot 10^{-7}$
89	Łeka 69	376	106,6	119,31	400	115,43	$4,3 \cdot 10^{-5}$	3,06	1	$2,5 \cdot 10^{-9}$
32	Samwo-dzie 53	407,5	85,3	110,62	563	107,83	$4,3 \cdot 10^{-5}$	3,05	1	$3,5 \cdot 10^{-9}$
112	Powisłe	422	88,0	107,22	638	103,58	$4,9 \cdot 10^{-5}$	3,97	1	$5,7 \cdot 10^{-12}$
46	Łoje 5	400,5	68,1	112,62	825	110,02	$5,3 \cdot 10^{-5}$	3,37	1	$5,8 \cdot 10^{-10}$
101	Gołęb, ul. Puławska	379,5	94,6	117,60	1025	114,53	$4,5 \cdot 10^{-5}$	5,83	1	$6,8 \cdot 10^{-20}$
122	Kraski Dolne 20	433	69,9	103,98	1300	101,29	$4,8 \cdot 10^{-5}$	6,07	1	$4,2 \cdot 10^{-21}$
16	Mozolice Duże 3	402	68,1	112,12	1650	110,19	$3,9 \cdot 10^{-5}$	6,78	1	$3,9 \cdot 10^{-25}$
51	Opactwo 79	385	65,0	116,90	2150	113,78	$6,9 \cdot 10^{-5}$	8,14	1	$-8,8 \cdot 10^{-71}$
9	Nagórnik 3	390,5	77,0	115,49	3075	112,20	$6,3 \cdot 10^{-5}$	13,52	1	$-9,1 \cdot 10^{-358}$
53	Zalesie 12	387,5	74,8	116,27	4675	113,02	$6,4 \cdot 10^{-5}$	19,80	1	$-3,4 \cdot 10^{-295}$

¹ Jednostką jest m n.p.m. w Kr60.

Wielkości jednostkowego dopływu filtracyjnego w przekroju wału przeciwpowodziowego wahają się w granicach $3,4\text{--}6,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}/\text{mb}$. Porównując wyniki zamieszczone w obu tabelach (7.1. i 7.2.), można zauważyć wzrost wartości wydatku filtracyjnego w przekroju koryta rzecznoego od trzech razy do półtora. Podobnie większy dopływ filtracyjny jest w przekroju studni reprezentatywnej.

Porównywalnie jak w obliczeniach dla okresu 27 lipca – 1 sierpnia 2004 roku widoczna jest zależność pomiędzy wartością dopływu filtracyjnego w przekroju studni reprezentatywnej a odległością od wału przeciwpowodziowego. Im bliżej budowli ziemnej, tym większa wartość jednostkowego dopływu filtracyjnego, natomiast w odległości ponad 1000 m od rzeki wielkości są bliskie zeru.

Kolejnym krokiem było obliczenie sytuacji odwrotnej, tj. dopływu filtracyjnego do zbiornika. Taka sytuacja ma miejsce, kiedy fala wezbraniowa jest w fazie opadania. W pewnym momencie następuje zrównanie się poziomów zwierciadła wody gruntowej z lustrem wód Wisły, po czym rzeka zmienia swój charakter na drenujący. Moment zrównania może być rozciągnięty w czasie i w każdym punkcie pomiarowym mieć miejsce w różnym terminie.

Do obliczeń przyjęto 9 sierpnia 2004 jako dzień, w którym rzędne obu zwierciadeł były na jednym poziomie. W kilku przypadkach ta sytuacja wystąpiła dzień lub dwa dni wcześniej, w innych zrównanie poziomów miało miejsce po 30 sierpnia 2004 roku. Wyniki obliczeń dla okresu 9–30 sierpnia 2004 roku przedstawiono w tabeli 7.3.

Wyniki obliczeń określające dopływ filtracyjny do zbiornika mają wartości ujemne. Wyjątkiem są studnie nr 80 i 112, w których rzędna zwierciadła wody gruntowej była niższa od rzędnej lustra wody w Wiśle. Liczba ujemna wynikała z tak określonego wzoru (7.3. i 7.4.). Generalnie przyjmuje się, że przepływ o wartości dodatniej oznacza dopływ do odbiornika, natomiast ujemnej – utratę wody na rzecz wód podziemnych³⁴⁵.

Wielkość wypływu filtracyjnego w przekroju wału przeciwpowodziowego dla większości przypadków kształtuje się mniej więcej na jednym poziomie, natomiast w przekroju studni reprezentatywnej widać ponownie zależność od odległości od budowli ziemnej. Im dalej od zbiornika, tym wartości jednostkowego dopływu filtracyjnego zbliżają się do zera. W tym wypadku wydaje się, że wzór 7.4. można stosować tylko w pewnym zakresie, co wynika z nieuwzględ-

³⁴⁵ M. Sophocleous, *Interactions between groundwater...*, s. 56.

Tabela 7.3.

Dopływ filtracyjny wg równania Boussinesqa dla okresu 9–30 sierpnia 2004 roku

L.p. studni	Miejscowość	Km Wisły	Rzędna warstwy nieprzepuszczalnej wg PIG ¹	Rzędna Wisły – 30 VIII 2004 ¹	Odległość od wału [m]	Rzędna wody gruntowej – 9 VIII 2004 ¹	q_0 [m ³ /s/mb]	λ [-]	q [m ³ /s/mb]
118	Kraski Nowe 12	433	69,9	101,39	25	101,81	$-4,2 \cdot 10^{-6}$	0,07	$-4,2 \cdot 10^{-6}$
12	Przewóz	399	68,1	109,86	38	110,91	$-1,2 \cdot 10^{-5}$	0,09	$-1,2 \cdot 10^{-5}$
130	Tyrzyn 3	412,5	66,8	106,31	50	107,43	$-1,3 \cdot 10^{-5}$	0,12	$-1,2 \cdot 10^{-5}$
114	Kochów 63	420	89,0	104,84	113	105,39	$-3,9 \cdot 10^{-6}$	0,44	$-3,2 \cdot 10^{-6}$
40	Zajezerze 53	391	101,2	111,92	175	112,56	$-3,7 \cdot 10^{-6}$	0,82	$-1,9 \cdot 10^{-6}$
94	Matygi 55	388,5	92,0	112,52	238	113,33	$-6,5 \cdot 10^{-6}$	0,81	$-3,4 \cdot 10^{-6}$
80	Kuźmy 15	419	89,0	105,00	275	104,84	$1,1 \cdot 10^{-6}$	1,09	$3,5 \cdot 10^{-7}$
42	Głusiec 21	397	100,6	110,37	300	111,26	$-4,9 \cdot 10^{-6}$	1,45	$-6,1 \cdot 10^{-7}$
89	Łeka 69	376	106,6	115,52	400	115,96	$-2,3 \cdot 10^{-6}$	2,06	$-3,4 \cdot 10^{-8}$
32	Samwodzie 53	407,5	85,3	107,58	563	108,05	$-3,9 \cdot 10^{-6}$	1,86	$-1,2 \cdot 10^{-7}$
112	Powiśle	422	88,0	104,53	638	104,10	$3,1 \cdot 10^{-6}$	2,50	$5,9 \cdot 10^{-9}$
46	Łoje 5	400,5	68,1	109,42	825	110,28	$-9,8 \cdot 10^{-6}$	2,00	$-1,8 \cdot 10^{-7}$
101	Gołąb, ul. Puławska	379,5	94,6	113,96	1025	114,53	$-4,5 \cdot 10^{-6}$	3,62	$-9,4 \cdot 10^{-12}$
122	Kraski Dolne 20	433	69,9	101,39	1300	101,43	$-4,0 \cdot 10^{-7}$	3,65	$-6,7 \cdot 10^{-13}$
16	Mozolice Duże 3	402	68,1	108,95	1650	110,25	$-1,5 \cdot 10^{-5}$	4,00	$-1,6 \cdot 10^{-12}$
51	Opactwo 79	385	65,0	113,33	2150	113,87	$-6,7 \cdot 10^{-6}$	4,84	$-4,3 \cdot 10^{-16}$
9	Nagórnik 3	390,5	77,0	112,05	3075	112,15	$-1,1 \cdot 10^{-6}$	8,17	$-1,1 \cdot 10^{-35}$
53	Zalesie 12	387,5	74,8	112,88	4675	112,93	$-5,5 \cdot 10^{-7}$	11,92	$-1,0 \cdot 10^{-68}$

¹ Jednostką jest m n.p.m. w Kr60.

nienia niejednorodnej budowy geologicznej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły.

7.3.1.2. Schemat Dupuita

Wartości jednostkowego przepływu filtracyjnego obliczono także za pomocą schematu Dupuita. Jest on oparty na założeniu, że jednorodna warstwa wodonośna o zwierciadle swobodnym w poziomym spągu ma warstwę nieprzepuszczalną, a przekrój strumienia filtracyjnego jest płaski.

Przepływ filtracyjny q w dowolnym przekroju obliczeniowym ma następującą postać:

$$q = \frac{(h_1^2 - h_0^2) \cdot k}{2l} \quad (7.5.)$$

gdzie: q – jednostkowy przepływ wody gruntowej [$\text{m}^3/\text{s}/\text{mb}$];
 h_1 – wzniesienie się zwierciadła wody w Wiśle nad podłoże nieprzepuszczalne [m];
 h_0 – wzniesienie się zwierciadła wody w studni nad podłoże nieprzepuszczalne [m];
 l – odległość od studni do linii brzegowej przy najbliższym km Wisły [m];
 k – współczynnik filtracji [m/s]³⁴⁶.

Do obliczeń jednostkowego przepływu wody przyjęto współczynnik filtracji równy $k = 10^{-4}$ m/s. Odpowiada on wartości współczynnika piasków drobnych.

Obliczenia przeprowadzono dla tych samych 19 studni reprezentatywnych, które wykorzystano w podrozdziale 7.3.1.1., z tym że wartości wyznaczono dla wszystkich charakterystycznych okresów hydrologicznych, tj. niżówki, wznoszenia się fali wezbraniowej, kulminacji oraz czterech etapów opadania fali. Do obliczeń wykorzystano wyznaczone wysokości, na jakich położone było zwierciadło wody gruntowej i lustro wód Wisły w danym okresie nad poziomą warstwą nieprzepuszczalną.

Nie stosowano żadnych przesunięć czasowych, tj. traktowano nieustalone zjawisko fali wezbraniowej jako stan ustalony, przez co informacje o rzędnych lustra wody w Wiśle i rzędnych zwierciadła wody gruntowej pochodzą z tego samego dnia.

Podobnie jak i w obliczeniach za pomocą równania Boussinesqa, odległość przyjęto jako długość odcinka pomiędzy punktem pomiarowym a wałem przeciwpowodziowym, czego skutkiem są zawyżone wartości jednostkowego przepływu filtracyjnego.

Obliczone wartości zamieszczono w tabeli 7.4.

W tabeli 7.4., w kolumnie dotyczącej okresu niżówki hydrologicznej, można zauważyć zmniejszającą się wartość dopływu filtracyjnego wraz ze wzrostem odległości od wału przeciwpowodziowego. Wartości są ujemne, czyli takie, jakie powinny być w trakcie okresu drenowania w stronę rzeki, zgodnie z założeniem, że w trakcie niskich stanów wartości jednostkowego przepływu filtracyjnego mają wartość ujemną, natomiast w czasie wezbrania – dodatnią.

³⁴⁶ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta..., s. 71–72.

Tabela 7.4.

Dopływ filtracyjny wg równania Dupuita

L.p. studni	Miejscowość	Odległość do wału	q [m ³ /s/mb]						
			Nizówka 2003	Fala wezbraniowa					1.09.
				1.08.	3.08.	5.08.	7.08.	9.08.	
118	Kraski Nowe 12	25	-4,49*10 ⁻⁵	-	2,57*10 ⁻⁴	7,65*10 ⁻⁵	-7,68*10 ⁻⁶	-	5,50*10 ⁻⁵
12	Przewóz	38	-4,41*10 ⁻⁵	7,72*10 ⁻⁵	1,17*10 ⁻⁴	1,46*10 ⁻⁵	-2,94*10 ⁻⁵	-	-2,34*10 ⁻⁵
130	Tyrzyn 3	50	-2,49*10 ⁻⁵	4,87*10 ⁻⁵	-	-3,49*10 ⁻⁵	-5,26*10 ⁻⁵	-	-1,90*10 ⁻⁵
104	Gołęb, ul. Błotna 6	100	-1,61*10 ⁻⁵	-	4,38*10 ⁻⁵	1,94*10 ⁻⁵	-6,70*10 ⁻⁶	-	-
114	Kochów 63	113	-1,23*10 ⁻⁵	5,24*10 ⁻⁶	-	5,82*10 ⁻⁶	-1,92*10 ⁻⁶	-	5,37*10 ⁻⁶
40	Zajeziarze 53	175	-2,09*10 ⁻⁶	9,11*10 ⁻⁶	1,47*10 ⁻⁵	4,35*10 ⁻⁶	9,18*10 ⁻⁷	-	-6,77*10 ⁻⁷
94	Matygi 55	238	-5,82*10 ⁻⁶	-	2,14*10 ⁻⁵	7,04*10 ⁻⁶	6,97*10 ⁻⁶	-3,48*10 ⁻⁶	-4,26*10 ⁻⁶
80	Kuźmy 15	275	-1,62*10 ⁻⁶	1,01*10 ⁻⁵	2,12*10 ⁻⁵	1,17*10 ⁻⁵	3,41*10 ⁻⁶	1,74*10 ⁻⁶	3,41*10 ⁻⁶
42	Głusiec 21	300	-2,27*10 ⁻⁶	5,05*10 ⁻⁶	1,01*10 ⁻⁵	3,05*10 ⁻⁶	-3,90*10 ⁻⁷	-	-1,98*10 ⁻⁶
89	Łęka 69	400	-2,09*10 ⁻⁶	-	1,01*10 ⁻⁵	4,90*10 ⁻⁶	8,15*10 ⁻⁷	-2,26*10 ⁻⁷	-5,20*10 ⁻⁷
32	Samwodzie 53	563	-1,94*10 ⁻⁶	5,98*10 ⁻⁶	1,17*10 ⁻⁵	5,97*10 ⁻⁶	1,01*10 ⁻⁶	-8,45*10 ⁻⁷	-1,48*10 ⁻⁶
112	Powiśle	638	-2,18*10 ⁻⁶	-	8,73*10 ⁻⁶	5,39*10 ⁻⁶	2,20*10 ⁻⁶	1,52*10 ⁻⁶	1,69*10 ⁻⁶
46	Łoje 5	825	-3,84*10 ⁻⁶	4,68*10 ⁻⁶	1,11*10 ⁻⁵	4,27*10 ⁻⁶	-3,44*10 ⁻⁷	-2,52*10 ⁻⁶	-3,01*10 ⁻⁶
101	Gołęb, ul. Puławska 33	1025	-2,00*10 ⁻⁶	-	6,58*10 ⁻⁶	3,14*10 ⁻⁶	4,67*10 ⁻⁷	-4,85*10 ⁻⁷	-1,21*10 ⁻⁶
122	Kraski Dolne 20	1300	-2,38*10 ⁻⁶	-	6,77*10 ⁻⁶	4,51*10 ⁻⁶	1,20*10 ⁻⁶	4,38*10 ⁻⁷	4,84*10 ⁻⁸
16	Mozolice Duże 3	1675	-2,75*10 ⁻⁶	1,02*10 ⁻⁶	4,19*10 ⁻⁶	1,00*10 ⁻⁶	-1,15*10 ⁻⁶	-2,15*10 ⁻⁶	-2,64*10 ⁻⁶
51	Oleksów 77	1975	-2,22*10 ⁻⁶	3,01*10 ⁻⁶	6,23*10 ⁻⁶	2,98*10 ⁻⁶	4,96*10 ⁻⁷	-4,54*10 ⁻⁷	-1,14*10 ⁻⁶
9	Nagórnik 3	3075	-9,30*10 ⁻⁷	-	3,90*10 ⁻⁶	2,03*10 ⁻⁶	8,43*10 ⁻⁷	-	-1,03*10 ⁻⁷
53	Zalesie 12	4675	-6,09*10 ⁻⁷	1,49*10 ⁻⁶	2,80*10 ⁻⁶	1,46*10 ⁻⁶	5,18*10 ⁻⁷	1,06*10 ⁻⁷	-9,76*10 ⁻⁸

Okres wznoszenia się fali powodziowej wyznaczył dodatnie wartości dopływu filtracyjnego, czyli nastąpiło odwrócenie się kierunku spływu wód. Porównując wartości jednostkowego przepływu z fazy kulminacji do tych z fazy wznoszenia, można zauważyć ich przynajmniej dwukrotnie większe wartości. Po przejściu fali odpływ zaczął maleć, aby następnie jego wartość zmieniła znak na ujemny, co jest równoznaczne z rozpoczęciem drenowania rzeki przez wody gruntowe.

W studniach nr 80, 112, 122 w trakcie fazy opadania wartości są dodatnie. Na wykresach „korelacyjnych” (załącznik 3) można zauważyć, że punkty

te są zasilane przez Wisłę w trakcie całego okresu pomiarowego w 2004 roku. Podobnie jest ze studniami nr 114 i 118, przy czym zamienne wartości ujemne i dodatnie jednostkowego przepływu filtracyjnego wynikają z tak dobranych danych – pomiar zwierciadła w studni z 6 sierpnia przypisano do odczytu z 7 sierpnia 2004 roku, co w przypadku szybko opadającego zwierciadła dało wartości ujemne.

Nie jest możliwe porównanie wartości obliczonych jednostkowych przepływów filtracyjnych za pomocą metody Boussinesqa i Dupuita. Wynika to z przyjętych odmiennych warunków ruchu. W pierwszej metodzie uwzględnione było przesunięcie czasowe, więc wykorzystywane dane odpowiadały różnym dniom, natomiast przy obliczeniach wykonanych za pomocą równania Dupuita, tego przesunięcia czasowego nie uwzględniano, stąd wyniki są rozbieżne i ich porównanie wydaje się bezcelowe.

Schemat obliczeniowy według równania Dupuita jest obarczony błędem, a wynika on głównie z przyjęcia warstwy nieprzepuszczalnej jako warstwy poziomej. Jak już wspomniano, w przypadku blisko położonych punktów pomiarowych w stosunku do koryta Wisły takie rozwiązanie jest do przyjęcia, natomiast im większa odległość, tym błąd obliczeniowy wzrasta. Korzystne w tym wypadku byłoby zastosowanie równania Dupuita, wyprowadzonego dla warstwy wodonośnej o spągu nachylonym.

Podobnie jest z przyjętym współczynnikiem filtracji. Korzystniejszy byłby schemat Girińskiego dla warstwy o poziomych przewarstwieniach³⁴⁷ oraz wyznaczenie położenia tych warstw na całym obszarze Doliny Środkowej Wisły. Możliwość taką oferują programy komputerowe do matematycznego modelowania ruchu wód podziemnych. Jednym z nich jest program MODFLOW, który umożliwia przedstawienie związków pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi doliny rzecznej wraz z obliczeniem wartości przepływów filtracyjnych.

Uwzględnienie odrzuconych parametrów hydraulicznych i geologicznych dałoby dokładniejsze wartości przepływów filtracyjnych. Jest to o tyle istotne, że wartość jednostkowego przepływu wody gruntowej oznacza jednocześnie wartość wypływu wody z koryta rzecznej w trakcie wezbrania, co ma z kolei wpływ na transformację wysokości fali³⁴⁸. W programach komputerowych jest

³⁴⁷ R. Kulma, *Podstawy obliczeń filtracji wód podziemnych*, Wydawnictwa AGH, Kraków 1995, s. 16, 21.

³⁴⁸ M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, *Zmiany układu koryta...*, s. 73.

również możliwość uwzględnienia czasu, co daje wyniki zbliżone do rzeczywistych. Wydaje się, że wykonanie modelu numerycznego, opartego na zebranych danych, byłoby korzystnym krokiem nad dalszymi badaniami zarówno przepływów filtracyjnych, jak i zjawiska retencji.

7.3.2. Obliczenia retencji

Zasoby retencji podziemnej można szacować na podstawie wielkości wskaźnikowych. Takimi wskaźnikami mogą być:

- stany wody powierzchniowej;
- stany wody podziemnej;
- przepływy rzeczne pochodzące z zasilania podziemnego;
- wydatek źródeł.

Najmniej dokładnym wskaźnikiem są stany wód powierzchniowych. W okresie wezbrań spływ powierzchniowy i retencja dolinowa powodują, że wysokie stany wody w rzece nie mają związku ze stanami retencyjnymi wód podziemnych. Dlatego też w praktyce do określenia retencji gruntowej wykorzystuje się stany wód podziemnych oraz przepływy rzeczne pochodzenia podziemnego³⁴⁹.

W podrozdziale dotyczącym obliczeń objętości retencyjnych wykorzystano dwie metody. Pierwsza, oparta na wzorze Skibniewskiego, wykorzystuje dane dotyczące stanów wód Wisły, druga metoda polega na porównaniu map hydroizohips i obliczeniu objętości, wynikającej z różnicy rzędnych i pola powierzchni badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły. Do innych znanych metod obliczania zasobów retencji podziemnej należy metoda studzien wybranych Dębskiego, krzywych wysychania oraz metoda wykorzystująca pomiary wydatku źródeł³⁵⁰.

7.3.2.1. Wzór Skibniewskiego

Schemat podany przez Skibniewskiego pozwala w uproszczony sposób ocenić filtrację korytową poprzez obliczenie retencji chwilowej. Stosuje się w tym celu wzór:

$$V = \frac{1}{2} \cdot W \cdot \Delta h \cdot l \cdot L \quad (7.6.)$$

³⁴⁹ A. Byczkowski, *Hydrologia...*, s. 119–120.

³⁵⁰ *Ibidem*, s. 120–129.

gdzie: V – retencja chwilowa [m^3];

W – współczynnik całkowitej pojemności wodnej utworów aluwialnych, który dla piasków aluwialnych wynosi 0,2–0,48, pospółek 0,2–0,4, a dla żwirów 0,26–0,55 [-];

Δh – amplituda stanów wody rzeki w okresie przed i po wezbraniu [m];

l – odległość przenikania wody w kierunku krawędzi doliny [m];

L – długość rzeki [m].

Wzór Skibniewskiego wynika z interpretacji warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych występujących podczas wezbrania w rzece. W tym okresie woda z rzeki przenika do obu brzegów doliny. Różnica stanów wody w rzece przed i po wezbraniu określa odległość, na jaką wody przenikają w głąb doliny. Objętość retencjonowanej wody stanowi zatem powierzchnia o kształcie trójkąta na danej długości rzeki³⁵¹.

Obliczenia przeprowadzono dla następujących wariantów:

– niżówka z września 2003 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku, aby wykazać maksymalne możliwości retencyjne badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły;

– stan z fazy wznoszenia z 1 sierpnia i kulminacja z 3 sierpnia 2004 roku, aby sprawdzić, w jaki sposób zmieniła się retencja w ciągu dwóch dni podczas transformacji fali wezbraniowej;

– stan z fazy wznoszenia z 1 sierpnia i stan po przejściu fali wezbraniowej z 1 września 2004 roku – dla porównania, w jaki sposób zmieniła się retencja na przestrzeni miesiąca;

– kulminacja z 3 sierpnia i stan po przejściu fali wezbraniowej z 1 września 2004 roku, aby sprawdzić, ile odpływa zretencjonowanej wody.

Do obliczeń przyjęto współczynnik całkowitej pojemności wodnej aluwiiów równy 0,3, odpowiadający wartości średniej dla piasków i pospółek. Odległość, na jaką przenika woda rzeczna, przyjęto w dwóch wariantach, tj. maksymalną (dla lewego i prawego brzegu) w danym przekroju kilometrowym rzeki oraz odległość nie większą niż 2600 m³⁵². Dane do obliczeń zestawiono w tabeli 7.6. (załącznik 1).

³⁵¹ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 346–347.

³⁵² E. Krogulec, *Ocena podatności wód...*, s. 42.

Kilkakrotnie szerokość przekrojów poprzecznych przekraczała 9 km, czyli średnią szerokość badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły. Wynikało to z przekrojów poprzecznych, prostopadłych do nurtu rzeki. Średnia odległość od środka koryta wynosiła 7217 m. Z powodu dużej wartości średniej szerokości doliny rzecznej obliczono objętość retencyjną dla odległości przesiąkania nie większą niż 2600 m.

Koryto Wisły uwzględniono w obliczeniach, ponieważ filtracja korytowa może się również odbywać do leżących poniżej gruntów wodonośnych.

Ostateczne wyniki oszacowanej całkowitej objętości retencyjnej dla 70-kilometrowego odcinka Wisły przedstawiono w tabeli 7.7. W tabeli przedstawiono również wartości średnie objętości retencyjnej, przypadające na 1 km biegu rzeki.

Tabela 7.7.

Wyniki oszacowanej objętości retencyjnej wg wzoru Skibniewskiego

Wariant obliczeń	Całkowita objętość retencyjna [mln m ³]		Średnia objętość retencyjna [mln m ³ /1 km biegu rzeki]	
	Całkowita szerokość doliny	Odległość przesączania nie większa niż 2600 m (dla jednego brzegu)	Całkowita szerokość doliny	Odległość przesączania nie większa niż 2600 m (dla jednego brzegu)
Niżówka z września 2003 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku	318,52	184,25	4,55	2,63
Stan z fazy wnoszenia z 1 sierpnia i kulminacja z 3 sierpnia 2004 roku	121,15	69,98	1,73	1,00
Stan z fazy wnoszenia z 1 sierpnia i stan po przejściu fali wezbraniowej z 1 września 2004 roku	-114,45	-66,09	-1,63	-0,94
Kulminacja z 3 sierpnia i stan po przejściu fali wezbraniowej z 1 września 2004 roku	-235,60	-136,07	-3,37	-1,94

Największa objętość retencyjna wynosi 318 mln m³ wody. Obliczona wartość retencji oznacza maksymalne zdolności magazynowania dla różnicy stanów pomiędzy niżówką z 2003 a wezbraniem z 2004 roku. Każde inne wezbranie może charakteryzować się odmiennymi wartościami ze względu na różny stan nasycenia gruntów wodą sprzed okresu fali wezbraniowej oraz innymi parametrami.

trami samej fali. Prawdopodobnie dla większego wezbrania zdolność gromadzenia wody przez osady przepuszczalne będzie jeszcze większa.

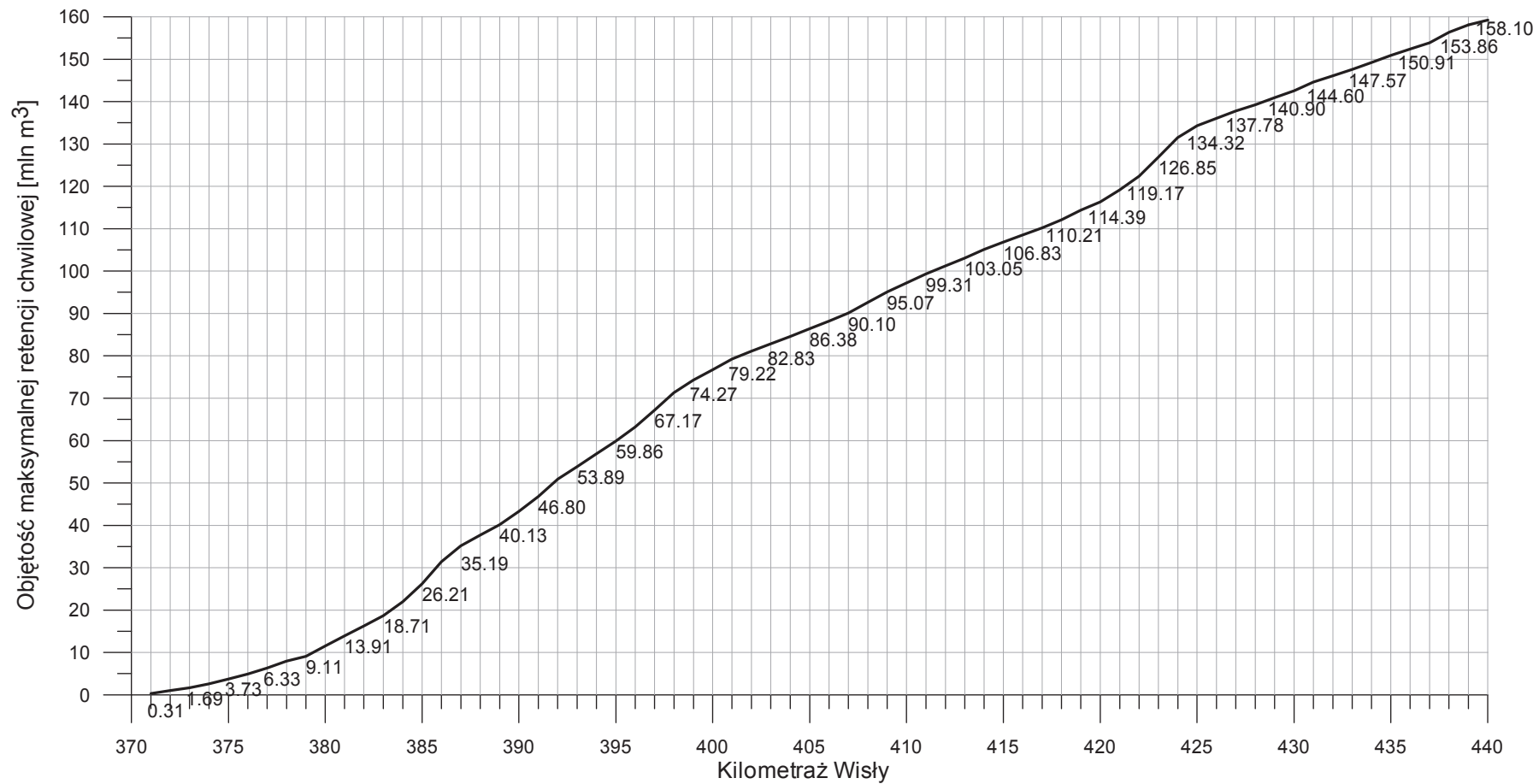
Okres pomiędzy nadejściem fali a jej kulminacją wyznacza największe możliwości retencyjne. Ma on istotne znaczenie dla procesu transformacji fali wezbraniowej. W trakcie fazy opadania rozpoczyna się zjawisko odwrotne, tzn. rzeka staje się rzeką drenującą i przyjmuje wody wchłonięte przez osady przepuszczalne. Dlatego też najmniejszą wartością objętości retencyjnej, w postaci liczby ujemnej, odznaczał się okres opadania fali wezbraniowej aż do około miesiąca później.

Małgorzata Gutry-Korycka i Gabriela Gąsowska przeprowadziły podobne obliczenia dla 80-kilometrowego odcinka Wisły warszawskiej. Przy maksymalnym stanie wody 86,9 m n.p.m. oraz stanie sprzed wezbrania równym 81,5 m n.p.m., średniej pojemności wodnej aluwiiów 0,3 i zasięgu przesączania równym 1000 m, jednostkowa objętość wody, jaka uległa filtracji z koryta do doliny, wyniosła 720 m³, natomiast całkowita sięgała rzędu 116 mln m³ wody. Uznano to za znaczący procent strat objętości fali wezbrania. Stwierdzono, że gdyby przyjąć te same parametry podczas największego wezbrania opadowego Wisły, np. dla wezbrania z czerwca 1962 roku, to filtracja korytowa wyniosłaby powyżej 5% odpływu³⁵³.

Wartości średnie objętości retencyjnej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, podane w tabeli 7.7., nie dają pełnego zobrazowania zdolności retencyjnych obszaru. Dlatego też wykonano wykres (rys. 7.1.), będący krzywą sumową wartości retencji chwilowej dla poszczególnego kilometra Wisły. Wykres odpowiada maksymalnym stanom retencji, czyli wartościom różnicowym pomiędzy okresem niżówki hydrologicznej a kulminacji wezbrania z sierpnia 2004 roku. Odległość przesączania stanowi odcinek ½ szerokości przekroju poprzecznego. Tak przyjęta odległość wynika z założenia, że cały badany obszar Doliny Środkowej Wisły nie ma zdolności retencyjnych. Wpływ na to, oprócz własności gruntu, ma także odległość od koryta rzecznoego. W tym przypadku największa objętość retencyjna wynosi 159,26 mln m³.

Z rys. 7.1. wynika, że największy przyrost objętości retencyjnej występuje na odcinku 383–386 km Wisły. Jest to rejon, w którym dolina rzeczna, po przekroczeniu Małopolskiego Przełomu Wisły, gwałtownie zwiększa swoją szerokość. Wisła, płynąc w kierunku zachodnim, szerokim łukiem, o kącie zwrotu bliskim 90°, zakręca w stronę północy. Na mapach topograficznych na tym odcinku

³⁵³ M. Gutry-Korycka, G. Gąsowska, *Związek wezbrań dolinnych...*, s. 347.



Rys. 7.1. Wykres przedstawiający krzywą sumową maksymalnej retencji chwilowej w poszczególnym kilometrze Wisły (1/2 szerokości doliny rzecznej)

widoczne są liczne ślady dawnych przerwań wałów przeciwpowodziowych. Wiąże się to z tym, że kilka stuleci temu Wisła płynęła przy krawędzi wysoczyzny, o czym świadczą pozostałości w formie starorzeczy i zabagnień. Rzeka ma z nimi stały kontakt hydrauliczny.

Kolejnym odcinkiem charakteryzującym się znacznym przyrostem wartości zretencjonowanej wody jest strefa łuku Wisły od km 390 do 398. Jest to miejsce dawnego wododziału Wisły i Wieprza. Na wartość objętości retencji chwilowej, przy tak sformułowanym wzorze (7.6.), wpływa jednak szerokość doliny rzecznej, która tu przyjmuje największą wartość; średnia jej szerokość wynosi około 9 km. W rozdziale 6 wykazano, że związki wód Wisły z wodami gruntowymi są, ale dość małe, co wynika z wielu zaburzających ten kontakt czynników.

Nachylenie krzywej na rys. 7.1. jest także większe w rejonie km 421–425. Jest to miejsce, w którym na prawym brzegu ma swój początek Dolina Maciejowicka, a na lewym – wysoczyzna jest oddalona od koryta Wisły na około 4 km w przekroju km 421 rzeki i stopniowo przybliża się na odległość około 200 m w km 425. Dopiero po przekroczeniu tego kilometra udział w magazynowaniu wody w trakcie przejścia fali wezbraniowej bierze tylko prawobrzeżna część doliny Wisły.

Obliczenia przeprowadzone za pomocą wzoru Skibniewskiego są obarczone błędem wynikającym z nieuwzględnienia położenia zwierciadła wody gruntowej. Wykorzystano tylko zmiany rzędne lustra wody w Wiśle oraz określono prawdopodobną odległość przesiąkania wód w trakcie fali wezbraniowej.

7.3.2.2. Porównanie map hydroizohips

Powszechnie stosowaną miarą charakteryzującą dynamikę zwierciadła wód podziemnych jest amplituda wahań ich zwierciadła. Na podstawie tej amplitudy można określić wielkość czynnej retencji gruntowej, ewentualnie retencję odpływową³⁵⁴.

Przy określaniu zmian retencji, oprócz różnicy rzędnych zwierciadła wody podziemnej, uwzględnia się również współczynnik odsączalności μ jako stosunek objętości wody odsączonej do objętości próbki, który określa zdolność danego gruntu do oddawania wody wolnej pod wpływem działania siły ciężkości³⁵⁵:

³⁵⁴ E. Bajkiewicz-Grabowska, *Dynamika wód gruntowych...*, s. 51.

³⁵⁵ I. Dynowska, A. Tłałka, *Hydrografia...*, s. 105, 268; *Miesięczny biuletyn wód gruntowych*, R. 2, wrzesień 1996, Nr 10 (23).

$$\Delta R = \Delta h \cdot \mu \quad (7.7.)$$

gdzie: ΔR – zmiany retencji [m];

Δh – różnica rzędnych zwierciadła wody [m];

μ – współczynnik odsączalności [-].

Nie jest możliwe jednoznaczne określenie współczynnika odsączalności μ , ponieważ jego wartość zależy od rodzaju gruntu. W osadach o większych ziarnach (piaskach gruboziarnistych i żwirach) do obliczeń przyjmuje się odsączalność równą porowatości³⁵⁶.

Ze względu na trudność w obliczeniach retencji przy użyciu współczynnika odsączalności, nazywanego czasem współczynnikiem retencyjności, zdolność do magazynowania wody przez grunt wyznaczono na podstawie różnicy pomiędzy charakterystycznymi okresami hydrologicznymi, której wartość następnie pomnożono przez średnią porowatość.

Początkowo objętość retencyjną obliczono tylko dla obszaru Doliny Gniewoszewsko-Kozienickiej, którego powierzchnia wynosi około 130 km². Wykorzystano dane z badań terenowych wykonanych do pracy magisterskiej w lipcu i październiku 2000 roku oraz zebranych podczas niżówki hydrologicznej we wrześniu 2003 roku.

Do obliczenia obszaru całkowania oraz objętości, którą stanowi iloczyn różnicy pomiędzy rzędnymi w odpowiedniej fazie wezbrania i stanów niskich oraz pola powierzchni badanego obszaru, wykorzystano program SURFER. Iloczyn różnicy pomiędzy rzędnymi określa retencję aluwii bez uwzględnienia własności gruntów. W tym celu obliczono również retencję gruntową. Wykorzystano do tego wartość średniej porowatości osadów przepuszczalnych, o wartości równej współczynnikowi całkowitej pojemności wodnej utworów aluwialnych, który dla piasków aluwialnych i pospółek wynosi średnio 0,3³⁵⁷. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 7.8.

³⁵⁶ I. Dynowska, A. Tłałka, *Hydrografia...*, s. 268; E. Mielcarzewicz, *Melioracje terenów miejskich...*, s. 31–32.

³⁵⁷ M. Ćwiklińska, P. Kuźniar, *The Effect of the Vistula Water Level Fluctuation on the Groundwater Level System*, materiały konferencyjne International School of Hydraulics, Instytut Budownictwa Wodnego, Gdańsk 2005, s. 195. W pierwszych obliczeniach średnią porowatość przyjęto za równą 25%. Jednakże w celu ujednoczenia przyjmowanych danych do obliczeń, zmieniono na wartość równą współczynnikowi całkowitej pojemności wodnej utworów aluwialnych; patrz podrozdział 7.3.2.1.

Tabela 7.8.

Zestawienie powierzchni i objętości brutto terenów Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej

Sytuacja hydrologiczna w korycie Wisły	Obszar całkowania [mln m ²]	Objętość aluwiiów względem stanu niżów- kowego w 2003 roku [mln m ³]	Retencja gruntowa = 0,3 × objętość alu- wiów [mln m ³]
Faza wzrostu fali – lipiec 2000	103,080	51,359	15,408
Faza kulminacji fali – lipiec 2000	116,532	135,586	40,676
Faza opadania fali – lipiec 2000	111,639	119,147	35,744
Stan ustalony – październik 2000	129,383	47,476	14,243
Stan niżówkowy – wrzesień 2003	–	0,000	0,000

Największa zdolność do magazynowania wody występuje podczas fazy kulminacji fali wezbraniowej. Gdyby przyjąć, że badany fragment Doliny Środkowej Wisły ma te same właściwości hydrogeologiczne co Dolina Gniewoszowsko-Kozienicka, to retencja gruntowa dla powierzchni 298 km² wynosiłaby około 104 mln m³, a na 1 mb 70-kilometrowego odcinka Wisły przypadłoby 1486 m³. Nie stanowi to dużej ilości gromadzonej wody, ponieważ wezbranie lipcowe z 2000 roku nie osiągnęło stanu wody brzegowej. Dla fali wezbraniowej o większych rozmiarach retencja gruntowa wzrośnie.

Do wykazania powyższego stwierdzenia przeprowadzono obliczenia retencji gruntowej z wykorzystaniem danych uzyskanych podczas badań terenowych w trakcie przejścia fali wezbraniowej w sierpniu 2004 roku, której wysokość na wodowskazie Puławy przekroczyła o 85 cm stan alarmowy (patrz rozdziały 4 i 6).

Obliczenia przeprowadzono w programie SURFER przy wykorzystaniu następujących wariantów:

- niżówka z września 2003 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku, aby wykazać całkowite możliwości retencyjne badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły;
- stan z lipca 2004 roku i fazy wznoszenia się fali wezbraniowej, tj. 1 sierpnia 2004 roku;
- stan w czasie fazy wznoszenia z 1 sierpnia i kulminacja z 3 sierpnia 2004 roku, aby sprawdzić, w jaki sposób zmieniła się retencja w ciągu dwóch dni podczas transformacji fali wezbraniowej;

- stan z lipca 2004 roku, czyli stan wody niskiej, i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku, aby wykazać możliwości retencyjne badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły dla tego konkretnego wezbrania;
- kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 5 sierpnia 2004 roku – w celu wykazania zmniejszania się właściwości retencyjnych w ciągu dwóch dni od kulminacji;
- kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 7 sierpnia 2004 roku – w celu wykazania zmniejszania się właściwości retencyjnych w ciągu czterech dni od kulminacji;
- kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 9 sierpnia 2004 roku – w celu wykazania zmniejszania się właściwości retencyjnych w ciągu sześciu dni od kulminacji;
- kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 1 września 2004 roku – w celu wykazania zmniejszania się właściwości retencyjnych w ciągu czterech tygodni od kulminacji.

Wyniki przedstawiono w tabeli 7.9. Podano całkowitą uśrednioną powierzchnię całkowania, stanowiącą badany fragment Doliny Środkowej Wisły, uśrednioną objętość osadów przepuszczalnych³⁵⁸ oraz objętość retencyjną, którą uzyskano przez pomnożenie uzyskanej wartości objętości osadów wodonośnych przez współczynnik porowatości dla piasków aluwialnych i pospółek, równy 0,3. Ze względu na różne wartości pola całkowania obliczono również retencję gruntową dla powierzchni równej 298 km², którą stanowi badany obszar Doliny Środkowej Wisły.

Wartość maksymalnej retencji gruntowej dla ½ szerokości doliny rzecznej, wynosząca 159,26 mln m³, obliczona za pomocą wzoru Skibniewskiego (7.6.), z wykorzystaniem stanów wód Wisły z okresu niżówki hydrologicznej z września 2003 roku i kulminacji wezbrania z sierpnia 2004 roku, ma porównywalną wartość z wynikiem obliczeń retencji z wykorzystaniem rzędnych zwierciadła wody gruntowej w czasie tych samych okresów hydrologicznych (158,062 mln m³). Podobną zbieżność obliczonych wartości widać dla pozostałych wariantów obliczeniowych.

Można również zauważyć, że wartość retencji gruntowej dla samej fali wezbraniowej z 2004 roku, tj. okres: stan ustalony w lipcu a kulminacja wezbrania, jest porównywalna z maksymalną wartością retencji. Jest to o tyle istotne,

³⁵⁸ Uśrednienie wyniku ze sposobu obliczeń przez program SURFER, prowadzonych za pomocą kilku metod. Więcej w rozdziale 3.

Tabela 7.9.

Objętość zretencjonowanej wody na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły

Wariant obliczeń	Całkowita powierzchnia całkowania	Objętość osadów przepuszczalnych	Retencja gruntowa $0,3 \times$ objętość osadów przepuszczalnych	Retencja gruntowa dla pola powierzchni = 298 km ²	
				[mln m ³]	[mm]
Nizówka z września 2003 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku	288,353	509,818	152,945	158,062	530,4
Stan wody niskiej w lipcu 2004 roku i faza wznoszenia się fali wezbraniowej z 1 sierpnia 2004 roku	273,700	338,410	101,523	110,537	370,9
Stan wody niskiej w lipcu 2004 roku i kulminacja fali wezbraniowej z 3 sierpnia 2004 roku	273,700	475,765	142,730	155,402	521,5
Stan z fazy wnoszenia z 1 sierpnia i kulminacja z 3 sierpnia 2004 roku	313,577	178,397	53,519	50,860	170,1
Kulminacja fali wezbraniowej z 3 sierpnia i stan opadania z 5 sierpnia 2004 roku	296,578	-160,746	-48,224	-48,455	-162,6
Kulminacja fali wezbraniowej z 3 sierpnia i stan opadania z 7 sierpnia 2004 roku	313,577	-337,838	-101,351	-96,316	-323,2
Kulminacja fali wezbraniowej z 3 sierpnia i stan opadania z 9 sierpnia 2004 roku	296,578	-333,859	-100,158	-100,638	-337,7
Kulminacja fali wezbraniowej z 3 sierpnia i stan opadania z 1 września 2004 roku	313,577	-435,350	-130,605	-124,117	-416,5

że najważniejszą fazą, w czasie której magazynowanie wody ma największy wpływ na transformację fali wezbraniowej, to faza wznoszenia i kulminacji fali³⁵⁹. Z tego powodu można przyjąć, że maksymalna wartość retencji dla badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wynosi około 150 mln m³. W przeliczeniu na jedną dobę możliwości retencjonowania wynoszą średnio 22 mln m³,

³⁵⁹ J. Żelazo, Z. Popek, *Podstawy renaturyzacji rzek...*, s. 189.

przy czym w okresie od 1 sierpnia do 3 sierpnia 2004 (kulminacja) wzrastają do 25 mln m³/d.

Określona wartość maksymalnej wartości retencji gruntowej badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wydaje się być duża, a wynika to stąd, że badana powierzchnia równa jest 298 km². Przyjęte parametry gruntowe, tj. porowatość równa 30%, również wpływają na ostateczną wartość. Przykładowo, dla porowatości efektywnej piasku drobnego równej 18%, maksymalna retencja gruntu wyniosłaby 95 mln m³. Dlatego można przyjąć, że jej wartość kształtuje się w granicach 100–150 mln m³.

Zmiana retencji, wyrażona w jednostce objętości, dla okresu pomiędzy stanem ustalonym z końca lipca a kulminacją wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku, sytuacją, w jakiej następuje gromadzenie się wody w osadach przepuszczalnych, a następnie okresem od kulminacji fali do stanu ustalonego we wrześniu 2004 roku, kiedy to zgromadzona woda powraca do Wisły, wynosi:

$$\Delta V_R = V_p - V_k = 155,402 - 124,117 = \mathbf{31,285 \text{ mln m}^3}$$

Dodatnia wartość różnicy oznacza, że w warstwie wodonośnej pozostała pewna część zmagazynowanej wody. Przypuszczalnie odpłynęła ona stopniowo w ciągu kolejnych tygodni lub miesięcy, w zależności od panujących warunków meteorologicznych.

Wielkość zmiany retencji ΔR podawana jest zazwyczaj w milimetrach (tabela 7.9.). Odpowiada ona ilości wody, jaka odpłynęła lub została zgromadzona podczas analizowanego okresu, wyrażonej w postaci warstwy wody rozłożonej na powierzchnię całej zlewni³⁶⁰.

Obliczone wartości w tabeli 7.9. wykazują, że poziom wód gruntowych od stanu ustalonego w lipcu, poprzez fazę wznoszenia się fali wezbraniowej, aż do momentu wystąpienia kulminacji podniósł się o około 0,5 m. Widać również, że w okresie pomiędzy początkiem wznoszenia a kulminacją fali, czyli w ciągu dwóch dni, poziom wód zwiększył się aż o 0,17 m. Pokazuje to, że największy wpływ osadów wodonośnych na transformację fali wezbraniowej jest w trakcie fazy wznoszenia się fali wezbraniowej.

Z porównania obliczonej maksymalnej retencji gruntowej analizowanego obszaru Doliny Środkowej Wisły z rezerwą powodziową zbiorników przeciwpowodziowych (tabela 4.1., załącznik 1) wynika, że żaden z wymienionych zbiorników nie ma takich możliwości retencyjnych. Wartość 150 mln m³ zmagazynowanej wody w trakcie przejścia fali wezbraniowej odpowiada pojemności

³⁶⁰ *Miesięczny biuletyn wód gruntowych...*

całkowitej zbiorników. Tylko cztery z nich, tj. Rożnów, Goczałkowice, Solina i Jeziorsko, posiadają pojemność całkowitą większą od retencji gruntowej doliny rzecznej na odcinku Puławy–Magnuszew.

Nawet jeśli przyjąć gorsze parametry gruntowe, np. zamiast porowatości piasków aluwialnych i pospółek równej 30%, tylko 18% odpowiadającej porowatości efektywnej piasków drobnych, lub mniejszą powierzchnię doliny rzecznej³⁶¹, to i tak taką dużą rezerwą powodziową charakteryzują się tylko największe zbiorniki przeciwpowodziowe w Polsce.

Retencja gruntowa, choć niesterowalna, jest formą retencji, która mimo bariery w postaci wałów przeciwpowodziowych wpływa na transformację fali wezbraniowej przez zmniejszenie wielkości kulminacji fali. W zależności od warunków początkowych, tj. stanu ustalonego przed nadejściem fali wezbraniowej, oraz od powierzchni obszaru i jego właściwości geologicznych, osiąga znaczne wartości, porównywalne do objętości przeciwpowodziowej zbiorników retencyjnych, a koszty jej uzyskania są równe zeru. Z tego powodu powstaje pytanie, dlaczego w wielu sytuacjach rezygnujemy z retencji gruntowej poprzez stosowanie ścianek przeciwfiltracyjnych w celu poprawy bezpieczeństwa wałów przeciwpowodziowych, co z kolei może spowodować wzrost zagrożenia powodziowego, szczególnie na niżej położonych odcinkach rzeki.

7.4. Podsumowanie i wnioski

Rozdział 7 stanowi interpretację wyników obliczeń na podstawie danych zebranych podczas badań terenowych w trakcie czterech etapów: wezbrania w lipcu i stanu ustalonego w październiku 2000 roku, ekstremalnej suszy podczas niżówki hydrologicznej we wrześniu 2003 roku oraz wszystkich faz wezbrania z 2004 roku.

Na podstawie zgromadzonych rzędnych zwierciadła wody gruntowej oraz stanów wody w Wiśle obliczono wartość jednostkowego przepływu filtracyjnego w warunkach ruchu ustalonego za pomocą schematu Dupuita oraz wzoru Boussinesqa przy uwzględnieniu czasu. Obliczenie objętości retencji gruntowej przeprowadzono dwiema metodami, przy wykorzystaniu rzędnych lustra wody

³⁶¹ Wartość retencji dla samej Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej o powierzchni 130 km² wyniosła ponad 40 mln m³, dla przyjętej porowatości piasków aluwialnych i pospółek równej 30%.

w Wiśle i rzędnych zwierciadła wody gruntowej. Na podstawie wyznaczonych wartości wyciągnięto szereg wniosków.

1. Otrzymane dane jednostkowych przepływów filtracyjnych, obliczone za pomocą schematu Dupuita i równania Boussinesqa, nie nadają się do interpretacji i przełożenia na cały badany obszar Doliny Środkowej Wisły. Nie można uwzględnić w nich niejednorodnej budowy geologicznej, która powoduje różne wartości spadków hydraulicznych³⁶², decydujących o pozostałych parametrach hydraulicznych oraz wpływu wielu innych czynników (np. rowów melioracyjnych na drodze filtracji czy kolmatacji dna rzeki) na związek wody gruntowe – rzeka. Korzystnym krokiem w dalszych badaniach w kwestii retencji gruntowej i określania przepływów filtracyjnych byłoby wykonanie modelu numerycznego, opartego na zebranych danych.

2. Największy przyrost objętości retencyjnej występuje na odcinku 383–386 km Wisły – w okolicach miejscowości Regów, od której dolina rzeczna zaczyna stopniowo zwiększać swoją szerokość, w strefie łuku Wisły od km 390 do 398, miejsca dawnego wododziału Wisły i Wieprza, oraz w rejonie km 421–425, gdzie swój początek ma Dolina Maciejowicka, a na lewym – wysoczyzna jest oddalona od koryta Wisły na odległość około 4 km w przekroju km 421 rzeki i stopniowo przybliżyła się na odległość około 200 m w km 425.

3. Poziom wód gruntowych od stanu ustalonego do kulminacji fali wezbraniowej podniósł się o około 0,5 m. W okresie pomiędzy początkiem wznoszenia a kulminacją fali poziom wód zwiększył się o 0,17 m. Z tego wynika, że największy wpływ osadów wodonośnych na transformację fali wezbraniowej jest w trakcie fazy wznoszenia się fali wezbraniowej.

4. Maksymalna wartość retencji dla badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wynosi około 150 mln m³. Została ona określona z uwzględnieniem różnicy stanów zwierciadła pomiędzy niżówką hydrologiczną i kulminacją wezbrania, powierzchni równej 298 km² oraz porowatości gruntu przyjętej jako 30%.

5. Możliwości retencjonowania od stanu ustalonego poprzez fazę wznoszenia aż do kulminacji fali wezbraniowej wynoszą średnio 22 mln m³ na dobę, przy czym w ciągu dwóch dni bezpośrednio poprzedzających kulminację wzrastają do 25 mln m³/d.

³⁶² Patrz też: J. Hauryłkiewicz, *Niektóre nieprawidłowości w obliczeniach czasu przesączania wody podziemnej przez pakiet warstw w strefie saturacji*, „Przegląd Geologiczny”, vol. 53, 2005, nr 8, s. 668.

6. Objętość retencyjna osadów wodonośnych ma wartość porównywalną do pojemności całkowitej i przeciwpowodziowej dużych zbiorników wodnych.

7. Zdolność do retencjonowania wody w osadach wodonośnych zależy od początkowego stanu wód gruntowych, zaś efektywność w ograniczeniu rozmiarów fali – od czasu jej trwania. Zmniejszenie przepływu szczytowego może być niewielkie, gdyż gromadzenie wody zaczyna się już przy małych przepływach. Jednak utrata tej naturalnej pojemności retencyjnej, poprzez budowanie przesłon filtracyjnych w wałach, może powodować wzrost zagrożenia powodziowego, w szczególności na niżej położonych odcinkach rzeki.

Rozdział 8

Transformacja fali wezbraniowej

8.1. Wstęp

Rozdział dotyczący transformacji fali wezbraniowej zawiera wyjaśnienie definicji tego zjawiska, krótkie omówienie różnych schematów obliczeniowych oraz powstałych programów komputerowych, które łączą rozwiązanie równania przepływu wód podziemnych z równaniem ruchu wody w rzece.

Najistotniejszą część rozdziału stanowią obliczenia transformacji fali powodziowej. Dane uzyskano z monografii dużych powodzi oraz roczników hydrologicznych. Analizowano dwa odcinki Wisły: Zawichost–Puławy oraz Puławy–Warszawa. Wyniki obliczeń następnie porównano z wartościami możliwości retencyjnych badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły, wyznaczonymi w poprzednim rozdziale. Celem tych analiz było wykazanie wpływu retencji aluwii na przebieg fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Puław do Magnuszewa.

8.2. Podstawy teoretyczne

Transformacją fal wezbraniowych nazywane jest zjawisko stopniowego spłaszczania się kształtu fali w wyniku działania wielu czynników. Należą do nich przede wszystkim spadki geometryczne, ale również łączna retencja terenów zalewowych.

Do określenia transformacji fal wezbraniowych stosuje się metody hydrauliczne oraz metody hydrologiczne, które wykorzystuje się następnie w obliczeniach numerycznych. Modele numeryczne są dzielone ze względu na rodzaj ruchu (ustalony i nieustalony), wymiarowości (jedno-, dwu- lub trójwymiarowe) czy rodzaju aproksymacji (równanie paraboliczne, hiperboliczne)³⁶³.

³⁶³ A. Szöllösi-Nagy, *Forecasts Applications for Defences...*, s. 131; G. Rossi, B. Reitano, *Modeling tools for Floodplain Management*, in: *Defence from Floods...*, s. 295.

Do opisu ruchu fali w metodach hydraulicznych wykorzystuje się prawo zachowania masy i prawo zachowania pędu dla jednowymiarowego przepływu nieustalonego w korycie³⁶⁴:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} - q = 0 \quad (8.1.)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial \left(\frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0 \quad (8.2.)$$

gdzie: Q – przepływ [m^3/s];
 A – przekrój poprzeczny [m^2];
 q – dopływ boczny [$\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$];
 x – odległość wzdłuż koryta [m];
 h – głębokość [m];
 g – przyspieszenie ziemskie [m/s^2];
 S_0 – spadek dna koryta;
 S_f – spadek hydrauliczny, spadek linii energii.

Obydwa połączone nieliniowe równania różniczkowe o pochodnych cząstkowych rzędu drugiego, typu hiperbolicznego, noszą nazwę równania Saint-Venanta. Pierwszy składnik równania charakteryzuje przyspieszenie lokalne spowodowane przez zmiany prędkości w czasie, drugi – przyspieszenie spowodowane zmianą prędkości wzdłuż koryta, trzeci – człon ciśnieniowy, oznaczający siłę proporcjonalną do zmian głębokości wzdłuż koryta, czwarty – siłę grawitacji, czyli siłę proporcjonalną do spadku dna koryta oraz piąty składnik – siłę tarcia, określającą siłę wobec spadku hydraulicznego³⁶⁵.

Układ równań Saint-Venanta nie można rozwiązać analitycznie, z wyjątkiem bardzo uproszczonych przypadków. W zależności od charakteru przebiegu modelowanego zjawiska oraz potrzeb osiągnięcia dokładności wyników stosuje się kilka alternatywnych wersji równań ruchu fali wezbraniowej. I tak falę wezbraniową nazywa się wtedy falą kinematyczną, dyfuzyjną i dynamiczną³⁶⁶:

³⁶⁴ P.P. Mujumdar, *Flood Wave Propagation. The Saint Venant Equations*, „Resonance”, 2001, s. 68–70. Równanie zachowania pędu uproszczono. Polegało ono na przyjęciu $\beta = 1$ oraz na pominięciu dopływu bocznego, strat spowodowanych przez wiry i siły tnącej wiatru.

³⁶⁵ *Ibidem*, s. 70–71; A. Kot, R. Szymkiewicz, *Uproszczone liniowe modele transformacji fali w korycie rzeczonym*, „Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN”, Warszawa 2002, z. 20, s. 9.

³⁶⁶ P.P. Mujumdar, *Flood Wave Propagation...*, s. 71.

Najdokładniejsze rozwiązania ruchu fali wezbraniowej uzyskuje się przy użyciu modelu fali dynamicznej. Równanie dynamiczne uwzględnia efekt przyspieszenia oraz spadek zwierciadła wody, które są ważnym czynnikiem podczas rozważań nad ruchem nieustalonym. Równanie to może być wykorzystywane do obliczeń położenia fali zarówno w górę rzeki, jak i w dół, co istotne jest przy rzekach, na które ogromny wpływ mają pływy, zjawisko cofki oraz do propagacji fali na płaskich odcinkach rzecznych³⁶⁷.

Bardzo trudnym zadaniem jest połączenie dwóch typów ruchu: w korycie rzeczonym oraz wód podziemnych. Równanie ruchu w korycie rzeczonym najczęściej jest upraszczane do równania jednowymiarowego, natomiast ruch wody podziemnej musi być zawsze rozpatrywany dwu- lub trójwymiarowo. Rozwiązaniem tego problemu zajmuje się wiele środowisk naukowych, m.in. duński ośrodek DHI³⁶⁸.

8.3. Obliczenia transformacji fali wezbraniowej

8.3.1. Koryto Wisły na odcinku Zawichost–Puławy

Badany obszar to dolina Wisły od Zawichostu do Puław, geograficznie przynależna do Małopolskiego Przełomu Wisły. Odcinek ten można określić jako „małochłonny”, ponieważ rzeka płynie tutaj w dolinie wyciętej w utworach jurajskich i kredowych, natomiast osady przepuszczalne typu aluwialnego mają małą miąższość w porównaniu do niżej położonego odcinka badanego na potrzeby niniejszej pracy. Zajmują one także mniejszą objętość, co wynika z niewielkiej szerokości średniej doliny rzecznej, wynoszącej około 3 km.

Generalnie Wisła nie przyjmuje na odcinku Zawichost–Puławy większych dopływów. Rzeki Sanna, Kamienna i Wyżnica nie niosą zbyt dużej ilości wody i nie wpływają zasadniczo na zmianę charakteru Wisły, dlatego jest ona okre-

³⁶⁷ A. Szöllösi-Nagy, *Forecasts Applications for Defences...*, s. 152.

³⁶⁸ Duński ośrodek DHI stworzył program MIKE 11, który zajmuje się matematycznym modelowaniem transformacji wezbrania w dolinie rzeki. Program ten składa się z licznych modułów, dotyczących hydrodynamiki, transformacji opadu w odpływ, transportu rumowiska, jakości wody oraz procesów adwekcji i dyspersji. Za: A. Malinger, *Próby zastosowania modelu MIKE 11 do określania obszarów bezpośredniego zagrożenia powodzią na przykładzie Warty*, „Gospodarka Wodna”, 3, 2004, s. 103. Z tej samej duńskiej rodziny pochodzi program MIKE-SHE. Pozwala on odwzorować przestrzenną dynamikę obiegu wód w powiązaniu z opadami atmosferycznymi i wodami powierzchniowymi. Umożliwia również odwzorować nieustalony obieg wód na obszarach zlewni. Za: T. Sukowski, K. Polańska, *Modelowanie przestrzennego przepływu...*, s. 95.

ślana przez jednakowy typ fizjograficzny doliny, tj. Wisła pod Annopolem jest podobna do Wisły pod Puławami³⁶⁹. Oprócz wymienionych dopływów na analizowanym odcinku mają ujście takie cieki, jak: Krępianka, Iłżanka, Zwolenka i Chodelka. Jednoprocentowe przepływy tych rzek nie są duże. Maksymalna wartość, wynosząca około 300 m³/s, to przepływ Kamiennej, 150 m³/s – Iłżanki, natomiast pozostałe cieki mają mniejsze przepływy, które jednak po zsumowaniu mogą także wpływać na proces transformacji fali wezbraniowej.

W tabeli 8.1. przedstawiono najistotniejsze informacje dotyczące największych powodzi ubiegłego stulecia, które następnie pozwolą przeprowadzić analizę transformacji fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Zawichostu do Puław (84,1 km).

Tabela 8.1.

**Dane hydrologiczne z okresu katastrofalnych powodzi ubiegłego wieku
dotyczące odcinka Wisły od Zawichostu do Puław**

Powódź	Czas przejścia fali pomiędzy wodowskazami [h]	Szybkość fali wezbraniowej [m/s]	Opad [mln m ³]	Odpływ [mln m ³]	Q _{kulm} [m ³ /s]
1934 ¹	–	–	–	–	Z: 5490 ¹ P: 5520 ¹
1960 ²	38	2,21	1721 ²	Z: 3283 P: –	Z: 5820 ³ P: 5460 ³
1962 ³	26	3,23	–	–	Z: 5200 ⁴ P: 4950 ⁴
1970 ⁴	17	4,93	Z: 6870 P: –	Z: 2265 P: 2665	Z: 6160 P: 6460
1997 ⁵	29	–	Z: 6534 P: –	Z: 2649 P: –	Z: 6780 ⁵ P: 6270 ⁵

¹ Wartości orientacyjne przepływu, odczytane na podstawie wykresu 3.3. w monografii powodzi z 1970 roku; na rys. 4.6. przepływy kulminacyjne są inne, tj. Zawichost = 6500 m³/s, a Puławy = 5460 m³/s (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 93; L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21).

² Objętości opadów podano dla całego odcinka Zawichost–Puławy w okresie 1–31 lipca 1960 roku. Przepływy zgodne z monografią powodzi z 1970 roku; dane umieszczone w monografii powodzi z 1960 roku są rozbieżne, tj. Zawichost = 6440 m³/s, a Puławy = 4860 m³/s, ponadto jest ich kilka wersji, dlatego też do dalszych obliczeń przyjęto wartości z 1970 roku, które uznano za poprawione; przepływy z rys. 4.6. są także odmienne, tj. Zawichost = 5820 m³/s, a Puławy ≈ 4950 m³/s (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 55, 91, 97; *Powódź w roku 1960...*, s. 76, 105, 111; L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21).

³ Przepływy przyjęto wg rys. 4.6. oraz rocznika hydrologicznego z 1962 roku, w którym brak jest wartości z wodowskazu Zawichost (za: L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21; *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły. 1962*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1967, s. 153; *Powódź w lipcu 1970...*, s. 91).

⁴ Dane z: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 48, 55, 79, 91, 97–98.

⁵ W monografii powodzi z 1997 roku są dwie różniące się wartości przepływów dla wodowskazu Puławy, tj. 6270 i 6730 m³/s (za: *Dorzecze Wisły...*, s. 54–55, 60–61).

³⁶⁹ A. Kęsik, *Wisła w przełomie...*, s. 198.

Zakładając, że analizowany odcinek stanowi koryto „małochłonne”, retencja koryta powinna się równać zero, czyli łączna ilość transformacji fali wezbraniowej określałaby bezpośrednio wypływ filtracyjny w głąb doliny rzecznej. W tabeli 8.2. zawarto obliczenia tego zjawiska w trakcie kolejnych znaczących powodzi ubiegłego wieku. Dodatkowo pod tabelą, w postaci legendy, znajduje się omówienie dwóch głównych czynników, które wpływają na ujemną lub dodatnią wartość transformacji fali powodziowej. Są nimi dopływy oraz opady atmosferyczne.

Tabela 8.2.

Transformacja fali powodziowej na odcinku Wisły od Zawichostu do Puław

Powódź	Wartość transformacji $\frac{dQ_{kulm}}{dL}$	
	[m ³ /s/km rzeki]	[m ³ /s/mb]
1934 ¹	+ 0,357	+ 0,0004
1960 ²	- 4,281	- 0,0043
1962 ³	- 2,973	- 0,0030
1970 ⁴	+ 3,567	+ 0,0036
1997 ⁵	- 6,064	- 0,0061

¹ Brak danych na temat przepływów w ujściach dopływów oraz opadów, jakie wystąpiły (lub nie) w trakcie przejścia fali powodziowej w 1934 roku.

² Kulminacja fali powodziowej w 1960 roku wystąpiła 28–29 lipca. Wezbranie Iłżanki miało mniej gwałtowny charakter niż na rzece Kamiennej. Również wzrost stanów był mniejszy – wysokość fali na Iłżance wynosiła niewiele ponad 100 cm (stan 279 cm). 29 lipca stan na rzece Kamiennej wyniósł 517 cm. Danych o przepływach brak. Opady z okresu kształtowania się głównej fali wezbrania, tj. 20–28 lipca 1960 roku, kształtowały się w granicach 100–200 mm (za: *Powódź w roku 1960...*, s. 100, 107).

³ Przepływ maksymalny w dniu wystąpienia powodzi 7 czerwca 1962 roku na odcinku Zawichost–Puławy na wodowskazie Kunów na Kamiennej wyniósł 150 m³/s. Punkt ten znajduje się w 71,7 km rzeki, czyli oddalonym od ujścia, w przeliczeniu na czas, na odległość jednej doby. Dzień wcześniej przepływ na wodowskazie wyniósł 202 m³/s. Można zatem przypuszczać, że przy ujściu Kamiennej jego wartość będzie zbliżona lub nieznacznie większa (za: *Rocznik hydrologiczny wód...*, 1962, s. 161). Danych o opadach brak.

⁴ Kulminacja na Wiśle w 1970 roku wystąpiła 21–22 lipca. Na wodowskazie Kunów na rzece Kamiennej w tym dniu zanotowano 77 m³/s, natomiast dzień wcześniej 65 m³/s. 22 lipca wodowskaz Bór na rzece Wyźnicy pokazywał przepływ równy 3,62 m³/s; dzień wcześniej w tym przekroju wystąpiła kulminacja o przepływie 5,13 m³/s – brak danych o kilometrze rzeki (za: *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły. 1970*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1973, s. 209–210). Wzrost stanu na Iłżance nie miał praktycznie żadnego wpływu na przebieg fali powodziowej na Wiśle.

Opady w dniach przejścia fali na odcinku Zawichost–Puławy były słabe, największe znaczenie miały te, które wystąpiły 2–3 dni wcześniej; ich wysokość kształtowała się na poziomie 100 mm (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 18, 32, 88).

⁵ Najwyższy stan w Zawichoście zanotowano 11 lipca 1997 roku, czyli dwa dni po zakończeniu się głównego okresu intensywnych opadów, które spowodowały powódź katastrofalną. 9 lipca na odcinku Zawichost–Puławy opady kształtowały się w granicach 10 mm.

Udział dopływów w formowaniu fali wezbraniowej odcinka Wisły Środkowej był niewielki. Występujące opady na obszarze prawobrzeżnych dopływów spowodowały wzrost stanów wody do strefy średniej, ale nie miały wpływu na zmianę wysokości kulminacji Wisły. Natomiast na lewobrzeżnej Kamiennej zanotowano kulminację, przekraczającą stan alarmowy (za: *Dorzecze Wisły...*, s. 23, 27, 49).

Niestety przy braku konkretnych danych o wartościach przepływów w ujściach dopływów można tylko przypuszczać, że przy dodatniej wartości transformacji fali wezbraniowej wpływ na to miał jeden z czynników, tj. dopływ albo opad, lub oba w tym samym czasie.

Wykorzystując tylko wyniki obliczeń ze znakiem ujemnym, określających ucieczkę wód w głąb doliny rzecznej, można obliczyć średnią wartość transformacji fali powodziowej. W ciągu jednej doby wynosi ona:

$$\left(\frac{dQ_{kulm}}{dL} \right)_{\text{śr dla 1960, 1962, 1997}} = -4,439 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km rzeki}.$$

Dla porównania wyznaczono wartość transformacji fali wezbraniowej z sierpnia 2004 roku. W tym celu wykorzystano wyniki obliczeń możliwości retencyjnych dotyczących fazy wznoszenia się fali wezbraniowej, aż do momentu kulminacji (tabela 7.9.). Retencja gruntowa dla badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wyniosła wtedy 50,86 mln m³. Wyznaczoną ją dla porowatości gruntu równej 30%. Wartość retencji gruntowej odpowiadała dwóm dniom, poprzedzającym moment kulminacji fali. Z tego powodu wynik podzielono przez daną liczbę dni, a następnie przez 70 km, co odpowiada długości odcinka Wisły od Puław do Magnuszewa. Transformacja fali wezbraniowej z sierpnia 2004 roku na tym odcinku wyniosła:

$$\frac{dQ_{kulm}}{dL} = -4,205 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km rzeki}.$$

Wynik w obu przypadkach jest prawie zbliżony do wartości średniej transformacji fali katastrofalnych powodzi ubiegłego wieku, co umożliwiła uzmysłowienie ważnej roli retencji osadów przepuszczalnych w procesie transformacji fali na odcinku Puławy–Warszawa.

8.3.2. Koryto Wisły na odcinku Puławy–Warszawa

Badany obszar to dolina Wisły od Puław do Warszawy, geograficznie przynależna do Doliny Środkowej Wisły. Szczegółowe dane dotyczące odcinka Puławy–Magnuszew zamieszczono w poprzednich rozdziałach. Pozostała część odcinka do wodowskazu Warszawa ma podobną strukturę. Różnica wynika tylko z faktu, że osady przepuszczalne mają z biegiem Wisły coraz większe miąższości, dlatego też ze względu na dużą przepuszczalność tych gruntów transformacja powinna mieć większą wartość niż w korycie „małochłonnym” (odcinek Wisły od Zawichostu do Puław).

Koryto Wisły na odcinku Puławy–Warszawa zasilane jest przez lewobrzeżne dopływy: Zagożdżonka, Radomka, Pilica, Czarna, Wilanówka (Jeziorna), oraz

prawobrzeżne: Kurówka, Wieprz, Okrzejka, Promnik, Wilga, Świder. Jednoprocentowe przepływy tych rzek nie są duże. Maksymalna wartość, wynosząca około $650 \text{ m}^3/\text{s}$, to przepływ Pilicy, $300 \text{ m}^3/\text{s}$ – Wieprza, natomiast pozostałe cieką mają mniejsze przepływy, które jednak po zsumowaniu mogą także wpływać na proces transformacji fali wezbraniowej.

W tabeli 8.3. przedstawiono najistotniejsze informacje dotyczące największych powodzi ubiegłego stulecia, które następnie pozwolą przeprowadzić analizę transformacji fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Puław do Warszawy (141,7 km).

Tabela 8.3.

Dane hydrologiczne z okresu katastrofalnych powodzi ubiegłego wieku dotyczące odcinka Wisły od Puław do Warszawy przez Dęblin i Gusin

Powódź	Czas przejścia fali pomiędzy wodowskazami [h]	Szybkość fali wezbraniowej [m/s]	Odptyw [mln m^3]	Q_{kulm} [m^3/s]
1934 ¹	30	1,31	–	P: 5520
				W: 5670
1960 ²	26	1,51	–	P: 5460 ²
				W: 5650 ³
1962 ³	26	1,51	–	P: 4950
				W: 5470 ⁴
1970 ⁴	36	1,09	P: 2665,0	P: 6460
			W: –	W: 5120
1997 ⁵	42	–	P: 6155,1	P: 6270 ⁵
			D: 6178,1	D: 5800
			G: 6607,8	G: 4730
			W: 6713,2	W: 4730 ⁶

¹ Dla wodowskazu Puławy przyjęto wartość orientacyjną przepływu, odczytaną na podstawie wykresu 3.3. w monografii powodzi z 1970 roku; na rys. 4.6. przepływ kulminacyjny dla tego wodowskazu jest inny i wynosi $5460 \text{ m}^3/\text{s}$ (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 91, 93; L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21).

² Przepływ dla wodowskazu Puławy podano za monografią powodzi z 1970 roku; dane umieszczone w monografii powodzi z 1960 roku są rozbieżne ($4860 \text{ m}^3/\text{s}$), ponadto jest ich kilka wersji, dlatego też do dalszych obliczeń przyjęto wartości z 1970 roku, które uznano za poprawione; przepływ odczytany z rys. 4.6. dla tego wodowskazu jest także odmienny i wynosi $\approx 4950 \text{ m}^3/\text{s}$ (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 91, 97; *Powódź w roku 1960...*, s. 108–109, 111; L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21). Przepływ kulminacyjny dla wodowskazu Warszawa wg rocznika z 1960 roku różni się nieznacznie od danych z monografii powodzi z 1970 roku ($5570 \text{ m}^3/\text{s}$) (za: *Rocznik hydrograficzny 1960. Wisła i rzeki Przymorza na wschód od Wisły*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1965, s. 194; *Powódź w lipcu 1970...*, s. 91, 97).

³ Dane z: *Rocznik hydrologiczny wód... 1962*, s. 153–154.

⁴ Dane z: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 91, 93, 97–98.

⁵ W monografii powodzi z 1997 roku są dwie różniące się wartości przepływów dla wodowskazu Puławy, tj. 6270 i $6730 \text{ m}^3/\text{s}$. Przepływ kulminacyjny odczytany z rys. 4.6. dla wodowskazu Warszawa-Nadwilanówka wynosi $\approx 5100 \text{ m}^3/\text{s}$ (za: *Dorzecze Wisły...*, s. 60; L. Starkel, *Historia doliny Wisły...*, s. 20–21).

Podobnie jak w podrozdziale 8.3.1. określono transformację fali wezbraniowej dla znaczących powodzi ubiegłego stulecia o parametrach wymienionych w tabeli 8.3. Wyniki obliczeń zestawiono w tabeli 8.4. Dodatkowo pod tabelą, w postaci legendy, wymieniono wpływ dopływów oraz opadów atmosferycznych.

Tabela 8.4.

**Transformacja fali powodziowej na odcinku Wisły
od Puław do Warszawy przez Dęblin i Gusin**

Powódź	Wartość transformacji $\frac{dQ_{kulm}}{dL}$	
	[m ³ /s/km rzeki]	[m ³ /s/mb]
1934 ¹	+ 1,059	+ 0,0011
1960 ²	+ 1,341	+ 0,0013
1962 ³	+ 3,670	+ 0,0037
1970 ⁴	- 9,457	- 0,0095
1997 ⁵	- 10,868	- 0,0109

¹ Brak danych na temat przepływów w ujściach dopływów oraz opadów, jakie wystąpiły (lub nie) w trakcie przejścia fali powodziowej w 1934 roku.

² Kulminacja fali powodziowej w 1960 roku w przekroju Puławy wystąpiła 30 lipca. Bezpośrednią przyczyną fali powodziowej były opady z 23–27 lipca 1960 roku. Dodatkowo wpłynęły na to opady z czerwca i pierwszej połowy lipca, które spowodowały okresowe podniesienie się stanów wody w rzekach i znaczne nasycenie podłoża wodą. Przepływ kulminacyjny na wodowskazie Kośmin (km 19) na rzece Wieprz wystąpił 26 lipca, czyli cztery dni wcześniej, i wyniósł 45,3 m³/s. Kulminacja Pilicy w przekroju Białobrzegi (km 45,2) nastąpiła 1 sierpnia, czyli dzień później niż na wodowskazie Warszawa, a przepływ był równy 436 m³/s (za: *Powódź w roku 1960...*, s. 13–14, 33; *Rocznik hydrograficzny 1960...*, s. 202–203).

³ Kulminacja wezbrania 1962 roku nastąpiła w przekroju Puławy 8 czerwca, a w Warszawie – dzień później. Przepływ kulminacyjny na wodowskazie Kośmin na rzece Wieprz wystąpił 11 czerwca, czyli trzy dni później niż na Wiśle, wyniósł 137 m³/s. Kulminacja Pilicy w przekroju Białobrzegi nastąpiła 9 czerwca w godzinach popołudniowych, a przepływ był równy 387 m³/s. Fala wezbraniowa na Pilicy prawdopodobnie zasiłała falę na Wiśle w fazie opadania (za: *Rocznik hydrologiczny wód...*, 1962, s. 161–162). Danych o opadach brak.

⁴ Fala wezbraniowa z 1970 roku na środkowym i dolnym odcinku Wisły przebiegała 18–24 lipca. Na jej uformowanie wpłynęły warunki opadu i odpływu w górnej zlewni Wisły powyżej Zawichostu. Wartości opadów z 15–19 lipca 1970 roku na odcinku Puławy–Warszawa wahały się w granicach 50–100 mm.

Wahania stanów wody na dopływach podczas wezbrania w 1970 roku miały łagodniejszy przebieg niż na Wiśle. Wzrost stanów wody na Wieprzu wyniósł 38 cm, a największy przepływ równał się 44 m³/s; kulminacja dotarła do Wisły po przejściu kulminacji fali na Wiśle w rejonie ujścia Wieprza. Na Wildze zaobserwowano falę o trzech kulminacjach. Przepływ kulminacyjny Radomki na wodowskazie Słowików (km 59,6) 20 lipca wyniósł 66,5 m³/s. Wezbranie na Pilicy przekroczyło stan alarmowy o 71 cm i zasiłało falę wezbrania na Wiśle w fazie opadania wód. Przepływ kulminacyjny na wodowskazie Białobrzegi 24 lipca wyniósł 232 m³/s. Jedynie wezbranie na ujściowym odcinku Jeziornej miało charakter gwałtowny. Wezbrania na Wildze, Pilicy i Jeziornej spowodowały zahamowanie stanów wód na Wiśle oraz ich nieznaczny przyrost przed nadejściem głównej fali powodziowej z górnej części dorzecza (za: *Powódź w lipcu 1970...*, s. 32, 83, 88–89; *Rocznik hydrologiczny wód...*, 1970, s. 211–212).

⁵ Najwyższy stan w Puławach zanotowano 12 lipca 1997 roku, czyli trzy dni po zakończeniu się głównego okresu intensywnych opadów, które spowodowały powódź katastrofalną. Opady na odcinku Puławy–Warszawa wahały się w granicach 0–10 mm.

Udział dopływów w formowaniu fali wezbraniowej odcinka Wisły Środkowej był niewielki. Występujące opady na obszarze prawobrzeżnych dopływów spowodowały wzrost stanów wody do strefy średniej, ale nie miały wpływu na zmianę wysokości kulminacji Wisły (kulminacja Wieprza była w 10–11 sierpnia). Poziom dopływów lewobrzeżnych skutkiem znacznych opadów podniósł się i wystąpiły lokalne wezbrania. Wezbranie na Pilicy powyżej zbiornika w Sulejowie składało się z dwóch kulminacji, przekraczających stany alarmowe. Pierwsza, 14 lipca, przekroczyła o 70 cm stan alarmowy, druga, 26 lipca, była wyższa o 32 cm od pierwszej; nie nałożyła się na kulminację Wisły. Kulminacja Radomki, o prawdopodobieństwie wystąpienia równym 41%, wystąpiła 25 lipca (za: *Dorzecze Wisły...*, s. 23, 27, 49, 60).

Z obliczeń transformacji fali wezbraniowej na odcinku Wisły od Puław do Warszawy można zauważyć, że dla trzech pierwszych powodzi (1934, 1960 i 1962) wartość transformacji jest dodatnia. Brak jest danych opadowych dla powodzi 1934 i 1962, przypuszczalnie jednak wpływ na wartość transformacji miały opady, które wystąpiły w miesiącach poprzednich. Spowodowały one podwyższone stany wód w rzekach, ale, co najistotniejsze, nasycenie gruntu wodą. Taka sytuacja wystąpiła w 1960 roku. Dopływy zasilające Wisłę na odcinku Puławy–Warszawa miały w tym roku stosunkowo niewielkie oddziaływanie³⁷⁰.

Ujemne wartości transformacji powodzi 1970 i 1997 roku mają wartości zbliżone. Dopływy nie miały wpływu na przepływ kulminacyjny fali powodziowej w obydwu przypadkach. Dane z monografii tych powodzi na temat opadów atmosferycznych nie sygnalizują o ich jakimkolwiek znaczeniu dla fali powodziowej na odcinku Wisły od Puław do Warszawy, dlatego uznano, że ujemna wartość transformacji fali powodziowej 1970 i 1997 roku określa ucieczkę wód rzecznych do warstwy wodonośnej.

Podobnie jak w podrozdziale 8.3.1., wykorzystując tylko wyniki obliczeń ze znakiem ujemnym, obliczono średnią wartość transformacji fali powodziowej na odcinku Wisły od Puław do Warszawy. W ciągu jednej doby wynosi ona:

$$\left(\frac{dQ_{kulm.}}{dL} \right)_{sr \text{ dla } 1970, 1997} = -10,163 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km rzeki}.$$

Porównując średnią wartość transformacji fali powodziowej na prawie 150-kilometrowym odcinku Wisły od Puław do Warszawy, równą **-10,163** m³/s/km rzeki, ze średnią transformacją fali wezbraniowej z 2004 roku na 70-kilometrowym odcinku od Puław do Magnuszewa, równą **-4,205** m³/s/km rzeki, można zauważyć, że jest ona 2,5-krotnie większa, co jest o tyle istotne, że fala wezbraniowa z 2004 roku nie miała charakteru powodzi i tylko o 0,85 m przekroczyła stan alarmowy na wodowskazie Puławy, a na dalszych odcinkach rzeki wartość ta sukcesywnie się zmniejszała. Co ciekawe, wartość transformacji fali

³⁷⁰ *Powódź w roku 1960...*, s. 13–14, 33, 107.

z 2004 roku ma wielkość porównywalną ze średnią transformacją fali powodziowej, obliczoną dla tych samych powodzi katastrofalnych z ubiegłego stulecia, tylko dla odcinka wyżej położonego – od Zawichostu do Puław.

Transformacja fali powodziowej 1997 roku na odcinku Puławy–Dęblin (21,7 km) wyniosła:

$$\left(\frac{dQ_{kulm}}{dL} \right)_{1997} = -21,659 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km rzeki},$$

a na odcinku Dęblin–Gusin (68,1 km):

$$\left(\frac{dQ_{kulm}}{dL} \right)_{1997} = -15,712 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km rzeki}.$$

Pierwszy odcinek Wisły zamyka Małopolski Przełom Wisły i rozpoczyna Dolinę Środkowej Wisły. Charakteryzuje się znacznym zwiększeniem szerokości doliny rzecznej (z 3 km na co najmniej 9 km) oraz „opadaniem” stropu osadów kredowych w kierunku północnym, a co za tym idzie stopniowym zwiększaniem się miąższości osadów przepuszczalnych. Drugi odcinek Wisły stanowi odcinek typowej doliny rzeki nizinnej, której podłoże stanowią piaski i żwiry aluwialne o miąższości wzrastającej z biegiem rzeki.

Wśród parametrów podanych w monografii powodzi 1997 roku widoczna jest zerowa wartość transformacji na odcinku Wisły od Gusina do Warszawy (tabela 8.3.). Można zatem przypuszczać, że największy wpływ na wartość transformacji ma odcinek położony powyżej Gusina, zawierający badany odcinek od Puław do Magnuszewa.

8.4. Podsumowanie i wnioski

Rozdział 8 zawiera ostateczne i podsumowujące rozważania dotyczące wpływu retencji osadów aluwialnych na transformację fali wezbraniowej. Omówiono teoretyczne zagadnienie zjawiska transformacji oraz przedstawiono również praktyczne obliczenia, wykorzystując parametry znaczących powodzi ubiegłego stulecia. Na ich podstawie wyciągnięto następujące wnioski.

1. Średnia wartość transformacja fali powodziowej, obliczona z wykorzystaniem przepływów kulminacyjnych powodzi lat 1934, 1960, 1962, 1970 i 1997, na odcinku Wisły od Zawichostu do Puław jest zbliżona do transformacji fali wezbraniowej z sierpnia 2004 roku na odcinku od Puław do Magnuszewa. Ich wartości są rzędu od -4,4 do -4,2 m³/s/km rzeki.

2. Średnia wartość transformacji fali powodziowej (dane z lat 1934, 1960, 1962, 1970 i 1997) na odcinku Wisły od Puław do Warszawy ma wartość 2,5-krotnie większą.

3. Fala powodziowa z 1997 roku największej transformacji uległa na odcinku Wisły od Puław do Dębina. Ten odcinek rzeki, liczący 21,7 km, kończy Małopolski Przełom Wisły, obszar, na którym dolina rzeczna ma średnią szerokość równą około 3 km, a osady kredowe położone są blisko powierzchni terenu. Poniżej dolina rzeczna gwałtownie się rozszerza, miejscami osiągając szerokość co najmniej 9 km, a jej dno wypełnione jest dobrze przepuszczalnymi osadami.

4. Transformacja fali powodziowej z 1997 roku na odcinku Wisły od Dębina do Gusina miała równie dużą wartość, niewiele mniejszą niż wyżej położony odcinek Puławy–Dębin. Dzięki temu można stwierdzić, że retencja aluwiów, wypełniających dno doliny Wisły na odcinku od Puław do Magnuszewa jest niezwykle istotna dla zmniejszenia wartości kulminacji fal wezbraniowych.

Rozdział 9

Podsumowanie i wnioski końcowe

Niniejsza praca poświęcona jest ustaleniu wpływu retencji osadów przepuszczalnych, wypełniających dno Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew na wielkość transformacji fali wezbraniowej. Dla oceny możliwości magazynowania wody przede wszystkim przeanalizowano budowę geologiczną i hydrogeologiczną podłoża. Następnie wykonano szereg obliczeń na podstawie danych uzyskanych podczas czterech serii badań pomiarowych, przeprowadzonych w trakcie charakterystycznych okresów hydrologicznych.

Znane chwilowe położenia zwierciadła wody podziemnej i lustra wody w Wiśle pozwoliły na określenie związków pomiędzy wodami, a także oszacowanie zasięgu wpływu wód rzeki na wody podziemne, ale przede wszystkim ustalenie możliwości retencyjnych obszaru Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew. Ostatnim rozpatrywanym aspektem było określenie wielkości procesu transformacji fali wezbraniowej oraz ocena wpływu retencji osadów przepuszczalnych na to zjawisko.

Analiza zebranych danych pozwoliła na sformułowanie następujących wniosków.

1. Średnia miąższość osadów przepuszczalnych na badanym obszarze Doliny Środkowej Wisły wynosi 30,1 m. Odpowiada ona przeciętnej miąższości aluwów dolnych odcinków rzeki. Wielkość ta wynika stąd, że w przeszłości Wisła wielokrotnie zmieniała położenie swojego koryta, jednocześnie niosąc olbrzymie ilości transportowanego rumowiska.

2. Średnia wodoprzepuszczalność wynosi 297 m²/d. Wartość ta podzielona przez średnią miąższość daje współczynnik filtracji k , odpowiadający piaskom drobnym i średnim, co wskazuje również na bardzo dobre właściwości hydrauliczne warstwy wodonośnej. Wartość ta pozwala jednocześnie określić zdolność retencyjną badanego obszaru. W przeliczeniu na 1 km biegu rzeki wynosi ona 3,44 m³/s.

3. Obliczone wartości średniej miąższości i wodoprzewodności są zgodne z danymi literaturowymi, co potwierdza założoną tezę o dużej przepuszczal-

ności osadów wypełniających dno Doliny Środkowej Wisły na odcinku Puławy–Magnuszew.

4. Zasięg wpływu wód Wisły na wody podziemne terenów zawała określono na $\frac{1}{2}$ szerokości przekroju poprzecznego doliny. Średnio wynosi ona, licząc od środka koryta rzecznoego, 3600 m.

5. Największą różnicę (ponad 2 m) między rzędnymi wody gruntowej w trakcie niżówki hydrologicznej i stanów wysokich wykazują studnie położone w niewielkiej odległości od wału przeciwpowodziowego (do 175 m). Przy większej odległości od wałów wahania zwierciadła wody nie mają określonej tendencji, co może wynikać od wielu nakładających się czynników. Potwierdza to występowanie skomplikowanych warunków zasilania i drenażu w dolinie rzecznej. Można jednak zaobserwować, że małe różnice pomiędzy rzędną minimalną a maksymalną (do 30 cm) były w miejscach, gdzie z pewnymi wyjątkami miąższość osadów wodonośnych kształtowała się mniej więcej na poziomie 25 m, a wodoprzewodność była dość niska, równa 100 m²/d.

6. Poziom wód gruntowych od stanu ustalonego w lipcu do kulminacji fali wezbraniowej, która wystąpiła 3 sierpnia 2004 roku, podniósł się o około 0,5 m. W okresie pomiędzy początkiem wznoszenia a kulminacją fali, czyli w ciągu dwóch dni, poziom wód zwiększył się o aż 0,17 m. Z tego wynika, że największy wpływ osadów wodonośnych na transformację fali wezbraniowej występuje w trakcie fazy wznoszenia się fali wezbraniowej.

7. Dane meteorologiczne uzyskane z Lotniskowego Biura Meteorologicznego i internetowej stacji meteorologicznej Warszawa–Ursus dla okresu wezbrania z lipca 2000 roku i sierpnia 2004 roku wykazują niewielki wpływ opadów na przechodzącą przez analizowany obszar Doliny Środkowej Wisły falę wezbraniową. Ta nieznaczna ilość opadów w okresie panujących wysokich temperatur nie miała również jakiegokolwiek możliwości wpłynąć na wahania poziomu wód gruntowych.

8. Maksymalna wartość retencji dla badanego obszaru Doliny Środkowej Wisły wynosi około 150 mln m³. Została ona określona z uwzględnieniem różnicy stanów zwierciadła pomiędzy niżówką hydrologiczną i kulminacją wezbrania, dla powierzchni równej 298 km² oraz porowatości gruntu przyjętej jako 30%.

9. W przeliczeniu na jedną dobę możliwości retencionowania fragmentu Doliny Środkowej Wisły w okresie pomiędzy stanem ustalonym w lipcu 2004 roku a kulminacją wezbrania wynoszą średnio 22 mln m³, przy czym w czasie dwóch dni poprzedzających kulminację wzrastają do 25 mln m³/d.

10. Zdolność do retencjonowania wody w osadach wodonośnych zależy od początkowego stanu wód gruntowych, zaś efektywność w ograniczeniu rozmiarów fali – od czasu jej trwania. Zmniejszenie przepływu szczytowego może być niewielkie, gdyż gromadzenie wody zaczyna się już przy małych przepływach. Jednak utrata tej naturalnej pojemności retencyjnej, poprzez budowanie przesłon filtracyjnych w wałach, może powodować wzrost zagrożenia powodziowego, w szczególności na niżej położonych odcinkach rzeki.

11. Objętość retencyjna osadów wodonośnych ma wartość porównywalną do pojemności całkowitej i przeciwpowodziowej dużych zbiorników wodnych.

12. Wartość transformacji fali wezbraniowej z 2004 roku na odcinku Wisły od Puław do Magnuszewa jest porównywalna ze średnią wartością transformacji fali znaczących powodzi ubiegłego stulecia na odcinku Wisły od Zawichostu do Puław. Transformacja fali powodziowej na badanym odcinku była 2,5-krotnie większa.

Podsumowując, można stwierdzić, że rola retencji gruntowej w procesie transformacji fali wezbraniowej jest znacząca, jednak nie w takim stopniu, jaką by miała retencja dolinowa nieobwałowanego obszaru zalewowego badanego fragmentu Doliny Środkowej Wisły. Mimo zmniejszonego przekroju poprzecznego łóżyska wód wielkich retencja gruntowa przynajmniej w kilku procentach przejmuje rolę retencji dolinowej.

Zdolność magazynowania wody przez osady wodoprzepuszczalne jest istotna nie tylko w kwestii transformacji fali wezbraniowej. Warty rozpatrzenia aspektem byłoby określenie zachowania się zanieczyszczeń filtrujących w głąb dna doliny rzecznej. Istnieje też kilka innych interesujących kwestii związanych z zagadnieniem związków wód rzecznych z wodami podziemnymi, które w niniejszej pracy zostały tylko poruszone w nieznacznym stopniu, a które mogą stanowić odrębne problemy badawcze. Należy do nich problem zakolmatowanego dna, co może mieć w dużym stopniu wpływ na filtrację korytową oraz pojemność brzegową.

Na podstawie wyników obserwacji zwierciadła wody podziemnej określić można, oprócz oporów hydraulicznych koryta rzecznej, również parametry hydrogeologiczne, jak np. współczynnik odsączalności.

Wydaje się konieczne wykonanie modelu numerycznego, opartego na zebranych danych, który uwzględniałby teoretyczny dopływ wód podziemnych z wysoczyzny oraz wpływ opadów atmosferycznych. Wniosek taki nasuwał się po obliczeniach jednostkowych przepływów filtracyjnych za pomocą schematu

Dupuita i równania Boussinesqa, których wartości były trudne do interpretacji, szczególnie z uwzględnieniem tak dużego obszaru, jakim jest Dolina Środkowej Wisły. Stworzenie modelu numerycznego pozwoliłoby również wziąć pod uwagę niejednorodną budowę geologiczną, której w obliczeniach analitycznych nie uwzględnia się w sposób wystarczający.

Bibliografia

Literatura zwarta

1. Alden A.S., Munster C.L., *Assessment of river-floodplain aquifer interactions*, „Environmental and Engineering Geoscience”, vol. 3/4, 1997.
2. Allen P.A., *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2000.
3. *Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska. Posterunki wodowskazowe IMGW wg stanu na 1 stycznia 1996 r.*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa–Katowice 1995–1996.
4. Bajkiewicz-Grabowska E., *Dynamika wód gruntowych w dolinie Wisły pod Płockiem*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996.
5. Bajkiewicz-Grabowska E., *Skład chemiczny wód gruntowych doliny Wisły powyżej Płocka*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996.
6. Bajkiewicz-Grabowska E., *Udział wód wgłębnych w zasilaniu rzeki nizinnej (na przykładzie Skrzy Prawej)*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXXV, 1990, z. 1–2.
7. Bajkiewicz-Grabowska E., *Wezbrania Wisły w Kotlinie Płockiej*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996.
8. Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., *Hydrogram wezbrania; jego rozdział genetyczny i podstawowe pojęcia*, „Przegląd Geofizyczny”, t. 29, z. 3, 1984.
9. Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., *Obieg wody i materii stałej w aluwialnej dolinie rzecznej*, w: *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, pod red. Z. Mikulskiego i E. Bajkiewicz-Grabowskiej, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa 1996.
10. Bear J., *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill Inc., 1979.
11. Bieniaszewska H., *Metody obliczeń odpływu gruntowego na przykładzie małej zlewni*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego” 277: *Z badań hydrogeologicznych w Polsce*, t. III, 1973.
12. Biernacki Z., *Wiek oraz przebieg przyrostu miąższości mad na tarasie zalewowym Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych*, „Przegląd Geologiczny”, 1, 1975.

13. Bourg A.C.M., Bertin C., *Biogeochemical Processes during the Infiltration of River Water into an Alluvial Aquifer*, „Environmental Science and Technology”, vol. 27, 1993.
14. Bury C., *Wykonanie obiektów małej retencji wodnej w 2002 roku*, „Wiadomości melioracyjne i łąkarskie. Zagadnienia inżynierii środowiska wiejskiego”, 3, 2003.
15. Byczkowski A., *Hydrologia*, t. II, Wydawnictwo SGGW, Warszawa 1996.
16. Chełmicki W., *Wybrane metody oceny wahań zwierciadła wód podziemnych*, „Przełęcz Geograficzny”, t. 61, 1989, z. 1–2.
17. Chen X., Chen X., *Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations*, „Journal of Hydrology” 280, 2003.
18. Ciepielowski A., *Charakterystyka zjawisk powodziowych w Polsce*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992.
19. Ciepielowski A., *Zbiorniki wodne i ich rola w ochronie przeciwpowodziowej*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992.
20. Cisło K., *Straty wody w dorzeczu Wisły środkowej w okresie jesiennych niskich stanów wód gruntowych*, „Gospodarka Wodna”, 1, 1947.
21. *Coping with Flash Floods*, ed. by E. Grunfest, J. Handmer, NATO Science Series: *Environmental Security*, vol. 77, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London 2001.
22. Czaban S., Sura R., *Wpływ zbiorników retencyjnych na przepływy i zasolenie Odry w przekroju Głogów*, „Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska III”, nr 232, 1993.
23. Czerwińska-Tomczyk J., Sadurski A., *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000*. Arkusz Łaskarzew (636), maszynopis, Warszawa 2002.
24. Ćwiklińska M., Kuźniar P., *The Effect of the Vistula Water Level Fluctuation on the Groundwater Level System*, materiały konferencyjne International School of Hydraulics, Instytut Budownictwa Wodnego, Gdańsk 2005.
25. Ćwiklińska M., Kuźniar P., *Związek anomalii przepływów wielkich z budową geologiczną podłoża koryta rzeki na przykładzie Doliny Środkowej Wisły*, Sympozjum Ogólnokrajowe HYDROTECHNIKA VIII, Katowice 2006.
26. Ćwiklińska M., Wierzbowska A., *Zmiany układu koryta Wisły Środkowej na obszarze Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej*, praca magisterska, Warszawa 2001.
27. Dębski K., *Bilans wodny zlewni Wisły po Warszawę*, „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej”, z. 2, t. II, Warszawa 1950.
28. Dębski K., *Hydrologia*, ARKADY, Warszawa 1970.
29. *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi. Lipiec 1997*, pod red. J. Greli, H. Słoty, J. Zielińskiego, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1999.
30. Drożdżal E., *Przyczyny i skutki powodzi*, „Czasopismo techniczne”, z. 8-Ś/2002 (Rok 99), Wydawnictwo Politechniki Krakowskiej.
31. Dynowska I., Tłałka A., *Hydrografia*, PWN, Warszawa–Poznań 1982.
32. Falaćński P., Garbulewski K., Kledyński Z., Skutnik Z., Ziarkowska K., *Realizacja i badania kontrolne przesłony przeciwfiltracyjnej z zawiesziny twardniejącej z dodatkiem popiołów fluidalnych*, „Gospodarka Wodna”, 4, 2005.

33. Falkowska E., *Związek akumulacji metali ciężkich w osadach facji powodziowej z morfologią doliny Wisły na odcinku od Annapola do Gołębia*, „Przegląd Geologiczny”, vol. 53, 2005, nr 8.
34. Falkowski E., *Inżyniersko-geologiczne aspekty ochrony środowiska przyrodniczego na obszarach den dolinnych Nizżu Polskiego*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989.
35. Falkowski E., *Prawidłowości rozwoju rzek nizinnych w holocenie*, maszynopis, [b.d. i m.w.].
36. Falkowski E., *Problemy granicy między plejstoceniem a holocenem w aluwiach rzek nizinnych*, „Przegląd Geologiczny”, 4, 1967.
37. Falkowski E., *Zasady interpretacji budowy geologicznej aluwiów dolin „dojrzałych swobodnych” na podstawie odcinka Wisły Środkowej*, „Przegląd Geologiczny”, 8–9, 1970.
38. Falkowski E., Kowalski W., *Kopalne doliny rzeczne i kopalne aluwia w badaniach inżyniersko-geologicznych*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 31, 1987, nr 4.
39. Falkowski T., *Wycięcia utworów spoistych w strefach krawędziowych dolin rzecznych na Nizżu Polskim jako elementy ograniczające kontakt wód podziemnych doliny i wysoczyzny*, „Współczesne problemy hydrogeologii”, t. IX: „Hydrogeologia na przełomie wieków”, red. S. Krajewski, A. Sadurski, Warszawa–Kielce 1999.
40. Fic M., *Zasilanie podziemne małych rzek nizinnych w świetle różnych metod badawczo-obliczeniowych – na przykładzie zlewni górnej Mławki*, „Współczesne problemy geologiczne Polski Centralnej”, materiały sesji naukowej, red. A. Macioszczykowa, Uniwersytet Warszawski, Warszawa 1989.
41. Flisowski J., Iwanejko R., Trzos O., Wieczysty A., Brzoza-Wójcik M., *Prognozowanie wpływu piętrzenia rzek na wody podziemne i obliczanie systemów odwadniających. Poradnik*, Politechnika Krakowska, Kraków 1986.
42. Frankowski Z., *Metody ustalania własności gruntów słabonośnych na przykładzie utworów facji powodziowej Doliny Wisły koło Karczewa*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego 324”, t. IX: „Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce”, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980.
43. Głodek J., *Jeziora zaporowe świata*, PWN, Warszawa 1985.
44. Gradziński R., *Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*, „Postępy Nauk Geologicznych”, nr 5, 1973.
45. Grochulski J., *Ochrona przed powodzią w programie kompleksowego wykorzystywania zasobów wodnych dorzeczy Wisły, Odry i innych rzek*, „Gospodarka Wodna”, 10–11, 1979.
46. Gutry-Korycka M., *Podstawy teoretyczne kształtowania różnych form retencji*, w: *Rola retencji zlewni w kształtowaniu wezbrań opadowych*, pod red. M. Gutry-Koryckiej, B. Łowickiej i U. Soczyńskiej, Warszawa 2003.
47. Gutry-Korycka M., Gąsowska G., *Związek wezbrań dolinnych wód podziemnych z wezbraniami Wisły*, „Przegląd Geograficzny”, t. 73, 2001, z. 3.
48. Gutry-Korycka M., Mikulski Z., *Odływ powierzchniowy jako składowa odpływu rzeczno-*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXVII, 1982, z. 1–2.

49. Hauryłkiewicz J., *Niektóre nieprawidłowości w obliczeniach czasu przesączania wody podziemnej przez pakiet warstw w strefie saturacji*, „Przegląd Geologiczny”, vol. 53, 2005, nr 8.
50. Hunt B., *Bank-storage problem and the Dupuit approximation*, „Journal of Hydrologic Engineering”, vol. 10/2, 2005.
51. *Informator o przepływach charakterystycznych rzek polskich oraz o systemie bazy danych hydrologicznych*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1990.
52. Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., *Słownik geologii dynamicznej*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1985.
53. Jokiel P., *Próba modyfikacji metody Natermanna*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXIV (XXXII), 1979, z. 3–4.
54. Karabon J., *Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi w dolinie Wisły Środkowej*, „Przegląd Geologiczny”, 9, 1980.
55. Kęsik A., *Od Puław do ujścia Pilicy (84 km)*, w: *Z biegiem Wisły*, red. nauk. C. Kolago, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967.
56. Kęsik A., *Wisła w przełomie przez wyżyny*, w: *Z biegiem Wisły*, red. nauk. C. Kolago, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1967.
57. Kiciński T., *Odływ gruntowy w rzekach oraz jego określenie*, „Gospodarka Wodna”, 10, R. XX, 1960.
58. Kiciński T., *Udział wód gruntowych w odpływie całkowitym rzek*, „Gospodarka Wodna”, 5, 1964.
59. Kledyński Z., Kuźniar P., Ćwiklińska M., Falaciński P., *Koncepcja programowo-przestrzenna przebudowy ujściowego odcinka rzeki Długiej na terenie m.st. Warszawy, Dzielnicy Białołęka*, maszynopis, Warszawa 2004.
60. Klimaszewski M., *Geomorfologia*, PWN, Warszawa 1978.
61. Kondracki J., *Geografia regionalna Polski*, wyd. II popr., Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa 2000.
62. Kostecki M., *Związki wód powierzchniowych i podziemnych w dolinie Warty w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją ujęć dla aglomeracji Poznania*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, t. 26, Poznań 2000.
63. Kot A., Szymkiewicz R., *Uproszczone liniowe modele transformacji fali w korycie rzeczonym*, „Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN”, z. 20, Warszawa 2002.
64. Kraużlis K., *Transport boczny rumowiska a typ morfogenetyczny odcinka doliny rzecznej – uwagi wstępne*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989.
65. Krogulec E., *Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 2004.
66. Kulma R., *Podstawy obliczeń filtracji wód podziemnych*, Wydawnictwa AGH, Kraków 1995.

67. Kuźniar P., *Hydrauliczna charakterystyka koryta Wisły Środkowej*, materiały z seminarium „Wybrane zagadnienia hydrauliki wód śródlądowych”, Akademia Rolnicza w Poznaniu, Poznań 2004.
68. Labadie G., *Flood waves and flooding models*, w: *Coping with Floods*, ed. by G. Rossi, N. Harmancioglu, V. Yevjevich, NATO ASI Series: *Applied Sciences*, vol. 257, Dordrecht–Boston–London 1994.
69. Laskowski K., *Próba wyjaśnienia genezy powodziowych utworów błotnistych*, „Przeгляд Geologiczny”, 1, 1968.
70. Laskowski K., *Wpływ wydm i procesów eolicznych na kształtowanie się dolin rzek nizinnych schyłku plejstocenu i w holocenie*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 25, 1981, nr 2.
71. Laskowski K., *Związek pomiędzy przepływem i litologią aluwii w korycie rzeki jako podstawa metody wydzielenia litogenetycznych i stratygraficznych osadów w dolinie rzecznej*, w: *Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka*, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa 1989.
72. Majewski J., *Hydrogeologia. Dla klas III, IV i V techników geologicznych*, wyd. II, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1966.
73. Malinger A., *Próby zastosowania modelu MIKE 11 do określania obszarów bezpośredniego zagrożenia powodzią na przykładzie Warty*, „Gospodarka Wodna”, 3, 2004.
74. Maruszczak H., *Naturalne tendencje zmian krajobrazu Polski Środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci*, „Acta Geographica Lodziensia”, 74, 1998.
75. Massmann G., *Infiltration of River Water into the Groundwater – Investigation and Modelling of Hydraulic and Geochemical Processes during Bank Filtration in the Oderbruch, Germany*, praca doktorska, Uniwersytet Berliński, Berlin 2002.
76. McKee E.D., Crosby E.J., Berryhill H.L. Jr., *Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965*, „Journal of Sedimentary Petrology”, vol. 37, 1967, no. 3.
77. Mianowski Z., *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000*. Arkusz Kozienice (673), maszynopis, Warszawa 1997.
78. Mielcarzewicz E., *Melioracje terenów miejskich i przemysłowych*, ARKADY, Warszawa 1971.
79. *Miesięczny biuletyn wód gruntowych*, R. 2, wrzesień 1996, nr 10 (23).
80. Miler A., *Modelowanie obszarowych zmienności różnych miar retencji*, wyd. I, Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Poznań 1998.
81. Mioduszeński W., *Mała retencja. Ochrona zasobów wodnych i środowiska naturalnego. Poradnik*, Wydawnictwo IMUZ, Falenty 2003.
82. Mioduszeński W., *Ochrona przed powodzią a walory przyrodnicze dolin rzecznych*, Sympozjum Ogólnokrajowe HYDROTECHNIKA VIII, Katowice 2006.
83. Mosiej K., Pawłat H., Popek Z., Sokołowski J., Żbikowski A., Żelazo J., *Regulacja rzek i obwałowania*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992.

-
84. Mujumdar P.P., *Flood Wave Propagation. The Saint Venant Equations*, „Resonance” 2001.
85. Myślińska E., *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły*, „Przegląd Geologiczny” 6, 1980.
86. Nanson G.C., *Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River northeastern British Columbia, Canada*, „Sedimentology”, vol. 27/1, 1980.
87. Nortz P.E., Bair E.S., Ward A., White D., *Interactions between an alluvial-aquifer wellfield and the Scioto river, Ohio, USA*, „Applied Hydrogeology”, 4, 1994.
88. Orsztynowicz J., *Metoda wyznaczania odpływu podziemnego na podstawie odpływu akumulacyjnego zlewni*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXIV (XXXII), 1979, z. 3–4.
89. Orsztynowicz J., Kijkowska E., Wierzbicka B., Wita A., Izdebska J., *Odpływ wód z koryta Odry Środkowej i Granicznej do warstw wodonośnych i ocena ewentualnego wzrostu tego odpływu w wyniku skaskadowania rzeki*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1981.
90. Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa 1994.
91. Paślawski Z., Olejnik K., *Wpływ pradolin na transformację fal wezbraniowych rzeki Warty*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XII (XX), 1967, z. 2.
92. Pazdro Z., *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1977.
93. Perek M., *Kształtowanie się zwierciadła wód gruntowych na warszawskim odcinku Wisły*, „Kwartalnik Geologiczny”, t. 35, 1991, nr 3.
94. Perek M., *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Dęblin (674), maszynopis*, Warszawa 1996.
95. Perkins S.P., Koussis A.D., *Stream-aquifer interaction model with diffusive wave routing*, „Journal of Hydraulic Engineering”, vol. 122/4, 1996.
96. Petersen M.S., *Impacts of Flash Floods*, w: *Coping with Flash Floods*, ed. by E. Gruntest, J. Handmer, NATO Science Series: *Environmental Security*, vol. 77, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht–Boston–London 2001.
97. Pietrygowa Z., *Wydzielenie form odpływu podziemnego w górach według metody reprezentatywnych źródeł dolinowych*, „Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej”, t. V (XXVI), 1979, z. 1–2.
98. Pinder G.F., *Groundwater Modeling using Geographical Information System*, Jon Wiley & Sons, New York 2002.
99. Pisarczyk S., *Mechanika gruntów*, Oficyna Wydawnicza PW, Warszawa 1999.
100. Plewa M., *Geologia inżynierska w inżynierii środowiska. Podręcznik dla studentów wyższych szkół technicznych*, Politechnika Krakowska, Kraków 1999.
101. *Powódź w lipcu 1970 r. Monografia*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1972.
102. *Powódź w roku 1960 r. Materiały monograficzne*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1967.
103. *Powódź w sierpniu 1972 r. Monografia*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1975.

104. Przedwojski B., Przybyłek J., Rembeza L., *Wpływ zbiornika Jeziorsko na stosunki wodne w dolinie Warty*, „Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska IV”, nr 233, 1993.
105. *Przepływy maksymalne roczne o określonym prawdopodobieństwie występowania rzek polskich (obliczone na podstawie danych z okresu 1921–1985)*, pod kier. B. Fal, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa 1989.
106. *Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej*, red. P. Roniewicz, Wydawnictwo PAE, Warszawa 1999.
107. *Przyjazne naturze kształtowanie rzek i potoków*, „Polska Zielona Sieć”, Wrocław–Kra-ków 2006.
108. Radczuk L., Szarska O., *Ocena warunków zasilania Odry Środkowej wodami gruntowymi*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXXI, 1986, z. 2.
109. Rembeza L., *Przepływy wody i zanieczyszczeń w gruncie. Analityczne metody rozwiązań*, Akademia Rolnicza, Poznań 1998.
110. *Rocznik hydrograficzny 1960. Wisła i rzeki Przymorza na wschód od Wisły*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1965.
111. *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły. 1962*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1967.
112. *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły. 1970*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1973.
113. Rosłoński R., *Wiadomości o wodach podziemnych w Polsce*, „Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej”, t. II, 1959.
114. Rossi G., Reitano B., *Modeling tools for Floodplain Management*, in: *Defence from Floods and Floodplain Management*, Gardiner J. et al (eds.), NATO ASI Series, Series E: *Applied Sciences*, vol. 299, Kluwer Academic Publishers, 1995.
115. Rungø M., Olesen K.W., *Combined 1- and 2-Dimensional Flood Modelling*, 4th Iranian Hydraulic Conference, Shiraz 2003.
116. Ryka W., Maliszewska A., *Słownik petrograficzny*, wyd. II popr., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1991.
117. Sarnacka Z., *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Magnuszew*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980.
118. Sawicki J.M., *Problemy doboru modelu hydrogeologicznego*, „Współczesne problemy hydrogeologii”, t. IX: „Hydrogeologia na przełomie wieków”, red. S. Krajewski, A. Sadurski, Warszawa–Kielce 1999.
119. Scheidegger A.E., *Geomorfologia teoretyczna*, wyd. II popr., PWN, Warszawa 1974.
120. Schubert J., *Hydraulic aspects of riverbank filtration – field studies*, „Journal of Hydrology”, 266, 2002.
121. Sinicyn G., *Wpływ niepewności danych na precyzję oceny stanu środowiska wód podziemnych w otoczeniu składowisk odpadów*, praca doktorska, Politechnika Warszawska, Warszawa 1997.
122. Skibniewski L., *Anomalie przepływu rzek polskich*, „Przegląd Geofizyczny”, R. VI, 1961, z. 3.

123. Skibniewski L., *Anomalie przepływu Wisły*, „Gospodarka Wodna”, 4, R. XIX, 1959.
124. Soczyńska U., Gutry-Korycka M., Buza J., *Ocena zdolności retencyjnej zlewni*, w: *Rola retencji zlewni w kształtowaniu wezbrań opadowych*, pod red. M. Gutry-Koryckiej, B. Nowickiej, U. Soczyńskiej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa 2003.
125. Sokołowski A., *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000*. Arkusz Puławy (710), maszynopis, Warszawa 2000.
126. Sophocleous M., *Interactions between groundwater and surface water: the state of the science*, „Hydrogeology Journal”, 10, 2002.
127. Squillace P.J., *Observed and simulated movement of bank-storage water*, „Ground Water”, vol. 34/1, 1996.
128. Starkel L., *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Warszawa 2001.
129. Steger R.D., *Changes in Ground-Water levels in Selected Wells in the Arkansas River Alluvial Aquifer Downstream from Pueblo Reservoir, Southeastern Colorado, 1965–2001*, USGS Fact Sheet 023-02, 2002.
130. Strupczewski W., Kundzewicz Z., *Liniowy hydrodynamiczny model przepływu w korytach otwartych*, „Przegląd Geofizyczny”, R. XXIV (XXXII), 1979, z. 3–4.
131. Sukowski T., Polańska K., *Modelowanie przestrzennego przepływu wód podziemnych w kompleksach wodonośnych*, „Inżynieria morska i geotechnika”, 2, 1997.
132. *SURFER 8, Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers. User's Guide*, GOLDEN SOFTWARE, Inc., 2002.
133. Szöllösi-Nagy A., *Forecasts applications for defences from floods*, in: *Defence from Floods and Floodplain Management*, Gardiner J. et al (eds.), NATO ASI Series, Series E: Applied Sciences, vol. 299, Kluwer Academic Publishers, 1995.
134. Szymanko J., *Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1980.
135. Tarka R., *Konwencjonalne a numeryczne metody oceny odpływu podziemnego rzek. Część I – metody badań*, „Gospodarka Wodna”, 4, 2002.
136. Vekerdy Z., Meijerink A.M.J., *Statistical and analytical study of the propagation of flood-induced groundwater rise in an alluvial aquifer*, „Journal of Hydrology”, 205, 1998.
137. Wett B., Jarosch H., Ingerle K., *Flood induced infiltration affecting a bank filtrate well at the River Enns, Austria*, „Journal of Hydrology”, 266, 2002.
138. Williams P.F., Rust B.R., *The sedimentology of a braided river*, „Journal of Sedimentary Petrology”, vol. 39, 1969, no. 2.
139. Włostowski J., *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000*. Arkusz Magnuszew (635), maszynopis, Warszawa 1998.
140. *Wodowskazy na rzekach Polski*, cz. II: *Wodowskazy w dorzeczu Wisły i na rzekach Przymorza na wschód od Wisły*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa 1972.
141. Workman S.R., Serrano S.E., Liberty K., *Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction*, „Journal of Hydrology”, 200, 1997.
142. Woś A., *Klimat Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 1999.

143. Yevjevich V., *Floods and society*, w: *Coping with Floods*, ed. by G. Rossi, N. Harmancioğlu, V. Yevjevich, NATO ASI Series: *Applied Sciences*, vol. 257, Dordrecht–Boston–London 1994.
144. Yevjevich V., *Technology for coping with floods in the 21st century*, w: *Coping with Floods*, ed. by G. Rossi, N. Harmancioğlu, V. Yevjevich, NATO ASI Series: *Applied Sciences*, vol. 257, Dordrecht–Boston–London 1994.
145. Żarski M., *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Dęblin*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1993.
146. Żarski M., *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kozienice*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1996.
147. Żarski M., *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Puławy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1998.
148. Żbikowski A., *Ogólne informacje o środkach ochrony przed powodzią*, w: *Ochrona przed powodzią*, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty 1992.
149. Żelazo J., *Renaturyzacja rzek – potrzeby i możliwości (I)*, „Aura”, 1, 1997.
150. Żelazo J., *Renaturyzacja rzek – potrzeby i możliwości (II)*, „Aura”, 2, 1997.
151. Żelazo J., Popek Z., *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wydawnictwo SGGW, Warszawa 2002.

Strony internetowe

1. <http://oh.water.usgs.gov/reports/Abstracts/wrir.95-4139.html> z 15.01.2007.
2. <http://pl.wikipedia.org/wiki/Izohieta> (25.10.2006).
3. <http://pl.wikipedia.org/wiki/Lignit> (18.07.2005).
4. <http://pl.wikipedia.org/wiki/Trzeciorz%C4%99d> (25.08.2005).
5. <http://www.ar.wroc.pl/~weber/aleuryty.html> (18.07.2005).
6. <http://www.ar.wroc.pl/~weber/gezy.html> (18.07.2005).
7. <http://www.ar.wroc.pl/~weber/talk.htm> (18.07.2005).
8. http://www.bgw.gov.pl/raporty/Raport_art5_OD_Wisly.pdf. z 2005.
9. http://www.imgw.pl/wl/internet/zz/zagrozenia/_biez_zagroz/definicje.html (25.10.2006).
10. <http://www.kozienice.pl/index.php?id=307> (3.08.2006).
11. <http://www.kozienice.pl>: Uchwała XXV/419/2004 Rady Miejskiej w Kozienicach z dnia 02.09.2004 r. w sprawie uchwalenia Strategii Rozwoju Gminy Kozienice.
12. <http://www.mos.gov.pl/dgikg/slownik/t04.htm> z 15.01.2007.
13. <http://www.odra.org.pl>: Jankowski W., *Czy można pogodzić ochronę przyrody z ochroną przeciwpowodziową?* z 23.03.2007.
14. http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/kreda.htm (8.05.2005).
15. http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/krzemienie.htm (18.07.2005).
16. <http://www.srh.noaa.gov/fwr/resources/glossary/f.html> (10.08.2006).
17. http://www.stat.gov.pl/dane_spol-gosp/ludnosc/stan_struk_teryt/2005/30_06/Tablica8.xls (22.11.2006).
18. <http://znik.wbc.lublin.pl/Mineraly/Zloza/hydro.html> (24.07.2006).

Załącznik 1

Tabele

Tabela 3.1.

Ogólne informacje dotyczące 184 odwiertów, uzyskanych z Państwowego Instytutu Geologicznego

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
1	Wólka Tarnowska	100,3	47,5	17,6	P_{π} 0,3, π 2,7	Otoczaki, 6,5 m	Ił, glina zwięzła, ił pstry i ił pylasty	
2	Grzybów	101,8	70,0	25,4 10,4	P_{π} 0,4 G 0,7	Żwir z otoczakami, 3 m; głazy narzut., 0,4 m	Ił, glina pylasta, ił pstry i ił pylasty	Czwartorzęd przeplata się z trzeciorzędem
3	Magnuszew	102,0	100,0	50,7	Gleba 0,3		Pliocen: ił i węgiel brunatny ¹ ; miocen: ił pylasty i węgiel brunatny	
4	Ostrów	101,8	30,0	–	π 1,0 P 0,3 P_s^g/G 0,5 G_{π} 1,6	Żwir, 2,7 m		
5	Holendry Magnuszewskie	99,0	55,0	21,7 1,9 9,0 1,5 4,5	Mady, P 1,0 P_d , Mady 0,5 Mady, P 0,5 P , Ił 0,1 Mady, Ił 0,4		Ił, piasek z iłem i muły ²	Czwartorzęd przeplata się z trzeciorzędem (pliocen)
6	Podwierzbie	101,3	41,7	36,8	Gleba 0,1 P_d/P_{π} 1,2		Ił pylasty i ił	
7	Ostrów	102,1	61,5	–	Gleba/ G_{π} 0,4 π_p 1,2 G_{π} 0,8 π 0,3	Otoczaki ze śladami piasku, 1,1 m		
8	Ostrów	102,0	50,0	38,0	Gleba 0,3 G_{π} 1,3		Ił pylasty	

Numer od-wiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
9	Tarnów	103,0	40,4	14,5 1,5	Gleba 0,5		Ił i ił pylasty, piasek drobny ze śladami iłu, ił pstry	
10	Samogoszcz	108,0	10,5	–	Gleba 0,2	Żwir, 3 m	–	
11	Bączki	104,1	35,5	27,5	Gleba 1,0	Rumosz skalny ³ ze śladami żwiru i otoczków, 0,7 m	Ił pstry i ił	
12	Magnuszew	102,6	25,0	–	Gleba 0,3 P _g 2,7	Żwir z otoczkami, 3 m	–	
13	Przydworzyce	104,3	50,0	29,1	π 0,6		Pliocen: ił pylasty; miocen: piaski i ślady pyłu burowęglowego	
14	Przydworzyce	104,5	26,0	25,0	Gleba 0,3		Ił piaszczysty ze śladami węgla brunatnego	
15	Trzebień	104,6	110,0	33,0 2,7	Gleba/P _π 0,4 P _π 0,9		Pliocen: ił; miocen: piaski, glina zwięzła, węgiel brunatny, pył i ił.	II warstwa czwartorzędowa to glina zwałowa.
15b	Ryczywół	106,2	25,0	21,4	Gleba 0,3 P _π 0,2 G _p 0,8	Żwir, 1,3 i 2,9 m	Miocen: piasek średni	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczkowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
16	Świerże Górne	107,8	25,0	21,1	P_{π} 1,0		Piasek pylasty, piasek drobny, Piaski różne ze śladami otoczków bądź żwiru oraz węgiel brunatny	
17	Świerże Górne	107,7	25,0	21,5	–	Żwir z otoczkami, 0,5 m	Piasek drobny	
18	Świerże Górne	107,7	28,0	25,0	–		Piasek drobny ze śladami iłu	
19	Świerże Górne	107,7	25,0	22,0	Nasyp 1,2	Żwir, 1 m	Piasek drobny	
20	Wilczkowice	107,4	27,0	21,5	Gleba 0,2	Żwir, 3 m; rumosz skalny, 1 i 1,5 m	Miocen: ił pylasty, piasek ze śladami węgla brunatnego	
21	Wilczkowice	106,7	25,0	21,0	Gleba G 0,3 0,3	Żwir, 5 m	Miocen: piasek drobny	
22	Wilczkowice	107,8	30,0	24,5	Gleba 0,2	Rumosz skalny, 2 i 4,7 m	Miocen: piasek średni	
23	Wilczkowice	107,4	19,5	–	–	Żwir, 1 m; rumosz skalny, 2,8 m	–	
24	Wilczkowice	111,0	25,0	20,9	–	Rumosz skalny, 1,8 i 1 m	Miocen: piasek drobny	
25	Ryczywół	107,5	146,5	21,0	–	Żwir, 3 m	Miocen: pył, lignit ⁴ , ił i węgiel brunatny; oligocen: pył, glaukonit ⁵ , żwir i ił	Pod trzeciorzędem – margle ⁶ kredowe ze śladami iłów.

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
26	Ryczywół	107,5	134,0	22,0	–	–	Pył, lignit, muły, węgiel brunatny, glaukonit, żwir, piasek i piasek pylasty	
27	Maciejowice	110,0	28,5	–	Gleba 0,5		–	
28	Nowa Wieś	109,5	117,5	63,0	Gleba 0,3		Ił piaszczysty, ił, ił z otoczkami i piaskiem kwarcowym ⁷ drobnym	
29	Nowa Wieś	109,5	117,5	63,0	Gleba 0,3		Ił piaszczysty, ił, ił z otoczkami i piasek drobny kwarcowy	
30	Łuczynów	110,0	20,0	–	Gleba 0,5	Żwir z otoczkami	–	
31	Świerże Górne	106,0	178,0	32,0	Gleba 0,2	Żwir z otoczkami, 3 m	Piasek drobny, mułowce z glaukonitem, pył piaszczysty, pył, piasek glaukonitowy z pyłem, mułowce z lignitem, muły	Pod trzeciorzędem – kreda: geza, iłowce, wapienie, wapienie margliste, margle i mułowce
32	Świerże Górne	106,0	16,1	–	–	Głazy narzutowe	–	–
33	Świerże Górne	108,3	24,0	22,0	Nasyp 1,5	Żwir, 2 m	Miocen: ił z piaskiem i piaskiem drobnym	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
34	Świerże Górne	106,5	24,0	–	Nasyp 1,5		–	
35	Łuczynów	113,0	71,0	21,0	Gleba 0,2	Żwir piaszczysty, 2 m; otoczaki, 0,8 m	Miocen: piaski, muły, ily; oligocen: piaski kwarcowe i glaukonitowe, piasek pylasty, piasek gliniasty, muły i ily	
36	Kępa Wólczyńska	107,8	50,0	43,0	P _d 0,3 P _π 0,7		Ił pylasty	
37	Pawłowice	111,6	40,0	38,7	P _g 0,4 P _π 0,3	Otoczaki	Oligocen: ił piaszczysty i piasek ze żwirem	
38	Janików	115,5	24,0	22,5	Gleba 0,5 P _g 1,3			–
39	Janików	115,5	28,0	25,3	Gleba 0,5 P _g 2,0	Żwir gruby, 1,3 m		–
40	Janików	115,6	26,0	25,6	Gleba 0,5	Żwir, 2,2 m	Ił	
41	Wola Klasztorna	113,0	40,6	38,2	Gleba 0,2 Mady 1,0 Mady/P 0,4	Otoczaki ze żwirami, 0,5 m; żwir z otoczakami, 2, 5 i 3,2 m	–	Pod czwartorzędem – kreda: ił z wapieniami i ił z marglami
42	Brzeźnica	115,7	30,0	–	Gleba 0,5		–	
43	Dęblin	114,1	37,0	10,5	Nasyp 1,0	Żwir z otoczakami, 0,5 m	Miocen: ił pylasty ze żwirem, pył piaszczysty; oligocen: pył piaszczysty z łem, piasek drobny z pyłem i ił piaszczysty ze żwirem	–

Numer od-wiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
44	Dęblin	118,0	91,5	19,5	Gleba 0,2	Żwir, 2,7 m	I warstwa: ił piaszczysty, piasek drobny z glaukonitem, piasek grubo i ił piaszczysty. Pod nią margle (Tr-Cr). II: muły z wapieniami, piasek drobny, pył piaszczysty	Pod II warstwą trzeciorzędową – kreda: margle z geżą
45	Dęblin	117,8	45,0	23,6	Nasyp 2,7		Muły z pyłem i piaski z glaukonitem	
46	Dęblin	113,0	31,7	10,4	Gleba 0,2		Oligocen: piasek glaukonitowy	
47	Dęblin	109,5	28,6	9,1	Gleba 0,2		Oligocen: piasek gliniasty z glaukonitem i piasek kwarcowy z gliną	
48	Dęblin	114,0	27,2	9,4	P _g 0,9 G _p 0,9		Oligocen: piasek kwarcowy z glaukonitem i piasek gliniasty z glaukonitem	
49	Dęblin	114,3	17,0	–	Mady 1,5		–	
50	Dęblin	113,7	18,0	–	Mady 1,5		–	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
51	Borowa	115,0	30,0	9,6	Gleba/P π 0,2 P_{π} 0,8 P_d 1,0 π 0,5		Piasek z glaukonitem, piasek pylasty z miką i pyłem	–
52	Borowa	118,3	48,0	20,0	–		Pył, piasek średni i piasek pylasty	
53	Borowa	117,5	74,0	18,0	Gleba 0,6	Żwir z otoczakami, 10 m	Piaski przedzielone: muły z piaskiem i piaskowiec	Pod trzeciorzędem – kreda: muły, geza i siwak ⁸
54	Borowa	118,2	20,0	–	Gleba/ P_{π} 0,4		–	
55	Dęblin	113,1	30,0	–	Nasyp 0,5	Żwir z otoczakami i śladami piasku, 2 m	–	
56	Dęblin	117,6	110,0	14,0	Nasyp G_p 1,0 1,2		Oligocen: ił z piaskiem i ił	Pod trzeciorzędem – kreda: geza
57	Stężycza	115,4	20,0	–	Gleba π 0,4 1,1		–	
58	Stężycza	112,0	120,0	25,0	P_{π} 2,0	Bruk morenowy ⁹ , 1 m	Muły z piaskiem, piaski z domieszką iłu lub piasku pylastego	Pod trzeciorzędem – kreda: ił i margle
59	Stężycza	112,0	110,0	21,5	–		Muły i muły z piaskiem	Pod trzeciorzędem – kreda: wapienie i ślady margli
60	Stężycza	113,0	100,0	19,0	Gleba 0,2	–	Oligocen: iły, mułowce ¹⁰ , pył z piaskiem, piasek drobny i iły z marglami	Pod trzeciorzędem – kreda: margle

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
61	Stężycza	117,2	76,0	38,0	–	Żwir ze śladami piasku, 5,5 m	Piasek ilasty, pył, piasek pylasty, piasek drobny, piasek z iłem i ił	
62	Stężycza	116,6	24,0	19,0	Gleba 0,3		Lignit, konkrekcje ¹¹ i muły	–
63	Gołąb	116,3	24,0	21,7	Gleba 1,0 P 1,5 π 1,5		–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina ¹² i ślady margli
64	Opatkowice	148,3	35,1	27,2	Gleba/ π_p 0,3 G_p/\dot{Z}_o 3,3	–	–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina z gezą i geza
65	Łęka	119,6	14,5	13,0	Namuł/P 0,5 P_g 1,4 G_π 1,6 P_π 0,2		–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina z gezą i geza
66	Wólka Gołębska	121,5	16,2	14,0	Gleba/P 0,3		–	Pod czwartorzędem – kreda: geza
67	Puławy	120,3	38,0	5,0	Gleba 0,5		–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina z gezą i geza
68	Puławy	123,5	80,0	8,2	Gleba 0,2		–	Pod czwartorzędem – kreda: margle
69	Puławy	122,4	80,0	7,2	Gleba/org. 0,6	Żwir, 3,2 m	–	Pod czwartorzędem – kreda: margle i ślady opoki

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
70	Puławy	124,5	80,0	6,0	Gleba 0,4	Otoczaki w kredzie: 4,1 m	–	Pod czwartorzędem – kreda: margle i piaski z otoczakami
71	Puławy	125,7	81,5	9,0	–		–	Pod czwartorzędem – kreda: margle z gezą i margle
72	Puławy	122,8	80,0	5,0	Gleba/P 0,3	–	–	Pod czwartorzędem – kreda: margle z zwietrzeliną, margle z piaskiem i margle
73	Puławy	126,5	80,0	10,2	Gleba/P 0,2	–	–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina z marglami i margle z piaskiem
74	Góra Puławska	119,7	25,0	13,0	Nasyp 0,3 Gleba 0,2 G 1,5 P _g 1,0		–	Pod czwartorzędem – kreda: geza
75	Puławy	122,1	20,0	18,0	Gleba 0,5	Żwir z otoczakami, 2,5 m	–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina i ślady wapieni
76	Puławy	122,6	20,0	18,0	Gleba 0,5		–	Pod czwartorzędem – kreda: geza
77	Gołęb	117,4	31,0	30,0	Gleba 0,4 P _π 1,6		–	Pod czwartorzędem – kreda: geza
78	Gołęb	117,4	30,0	29,0	Gleba 0,4 P _π 1,6		–	Pod czwartorzędem – kreda: geza
79	Świerże Górne	108,8	22,2	–	–		–	–

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
80	Świerże Górne	108,5	123,0	46,4	–		Oligocen: muły z glaukonitem, piasek pylasty z glaukonitem, muły z piaskiem, piasek pylasty, muły z fosforytem, piasek drobny z piaskiem pylastym i piasek kwarcowy z fosforytem	Pod trzeciorzędem – kreda: zwietrzelina z glaukonitem, margle piaszczyste i wapienie z glaukonitem
81	Świerże Górne	104,4	10,0	–	Gleba 0,5 G _π 1,6	Żwir	–	
82	Świerże Górne	105,0	10,0	–	Gleba 0,5	–	–	–
83	Świerże Górne	109,6	25,0	22,0	Gleba 0,2		Miocen: piasek drobny ze śladami piaskowca	
84	Świerże Górne	103,9	20,4	19,4	Gleba 0,2		Muły z lignitem	
85	Świerże Górne	110,0	25,0	–	Gleba 0,2	Żwir z otoczakami, 3 m	–	
86	Świerże Górne	107,6	30,0	22,5	Gleba 0,4	Żwir z otoczakami i piaskiem, 1 m	Węgiel brunatny z piaskiem, węgiel brunatny ze śladami iłu pylastego i ił pylasty ze śladami węgla brunatnego	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
87	Świerże Górne	107,6	27,0	23,0	Gleba 0,3	Żwir z dodatkiem piasku z otoczkami, 4 m; żwir z piaskiem kwarcowym, 1 m	Węgiel brunatny z piaskiem kwarcowym i węgiel brunatny ze śladami iłu pylastego	
88	Świerże Górne	108,2	28,0	20,5	Gleba 0,2	Żwir kwarcowy z dodatkiem piasku z otoczkami, 1 i 1 m	Piasek kwarcowy drobny ze śladami węgla brunatnego	
89	Świerże Górne	107,9	24,5	22,0	Gleba 1,2	Żwir z piaskiem przechodzi w żwir piaszczysty z otoczkami, 6 m	Piasek średni ze śladami węgla brunatnego	
90	Świerże Górne	105,0	10,0	–	Gleba 0,5 G _p 1,0	–	–	
91	Świerże Górne	107,5	20,0	–	Gleba 0,3	Żwir	–	
92	Świerże Górne	107,0	25,0	22,0	–		Piasek drobny	
93	Świerże Górne	107,0	17,0	–	Gleba 0,3		–	
94	Świerże Górne	106,0	19,0	16,0	–	Żwir z piaskiem i otoczkami, 2 m	Miocen: piasek drobny	
95	Świerże Górne	106,0	28,0	23,0	–	Głazy narzutowe, 0,3 m	ł, węgiel brunatny i piasek pylasty	
96	Świerże Górne	107,0	20,0	–	Gleba 0,3	Żwir, 2 m; żwir z otoczkami, 3,2 m	–	

Numer od-wiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
97	Świerże Górne	108,4	42,0	21,0	Nasyp 2,0	–	Miocen: piasek ze śladem węgla brunatny, piasek drobny i piasek pylasty	
98	Świerże Górne	107,2	31,0	22,0	–		Miocen: piasek drobny ze śladem żwiru i piasku drobnego	
99	Świerże Górne	111,6	45,0	23,5	–		Piasek drobny z domieszką lignitu, węgla brunatnego i pyłu, piasek pylasty, piasek pylasty z domieszką iłu i piasek drobny z pyłem	
100	Świerże Górne	108,4	20,0	–	Gleba 0,2	Żwir, 2 m; żwir z domieszką otoczaków	–	–
101	Świerże Górne	110,3	22,0	–	Gleba 0,3 P _d 1,2 P _π 1,5 π _p 4,0 P _π /π _l 2,0	Żwir, 2 m		
102	Świerże Górne	108,0	25,0	22,0	–	–	Piasek ze śladem pyłu burowęglowego	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
103	Świerże Górne	108,1	24,0	21,0	Gleba 0,3 P_d/π 1,2	Żwir z domieszką piasku z otoczakami, 6 m; żwir z otoczakami, 4,4 m	Miocen: piasek drobny ze śladem węgla brunatnego	
104	Świerże Górne	108,3	23,3	20,0	Gleba 0,3	Żwir ze śladem otoczaków, 3,4 m	Ił, piasek gruby i węgiel brunatny ze śladem piasku	–
105	Świerże Górne	108,4	22,0	21,0	P_d 0,8 P_d/π 2,2 π/p_π 0,5 P_d/π 1,5		Piasek drobny ze śladem węgla brunatnego	
106	Świerże Górne	105,0	20,0	–	Gleba 0,3 G 1,7	Żwir, 7 m	–	
107	Świerże Górne	109,2	25,0	21,5	–	–	Piasek drobny ze śladem pyłu burowęglowego	
108	Świerże Górne	108,4	26,0	24,5	P_π 4,8		Piasek drobny z otoczakami i piasek drobny ze śladami drewna	–
109	Świerże Górne	108,3	26,5	22,0	–	–	Piasek drobny ze śladem pyłu burowęglowego	
110	Świerże Górne	108,1	27,0	25,0	Gleba 0,3 P_d/π 5,7		Węgiel brunatny ze śladami drewna, piasek drobny i piasek średni ze śladami drewna	–

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
111	Świerże Górne	107,8	27,0	23,0	Gleba 0,3	Rumosz skalny, 2 m	Piasek średni ze śladami drewna	
112	Świerże Górne	108,3	26,5	23,0	P_d/π 5,8	Żwir, 4,9 m	Piasek średni ze śladami drewna	
113	Opatkowice	129,0	14,3	10,0	Gleba 0,2 p_π 0,9	–	–	Pod czwartorzędem – kreda: zwietrzelina z gezą i geza
114	Nowy Regów	127,0	20,0	18,5	Namuł 1,0 p_π/π 1,5 p_π 2,5	Żwir z otoczakami, 8 m; otoczaki, 0,5 m.	–	Pod czwartorzędem – kreda górna: rumosz skalny i wapienie
115	Gniewoszków	123,7	50,0	25,0	Gleba 0,2	Otoczaki, 4 m	–	Pod czwartorzędem – kreda: ił i margle z marglami piaszczystymi
116	Gniewoszków	121,9	72,0	22,0	Gleba 0,3		–	Pod czwartorzędem – kreda: ił pylasty i margle
117	Gniewoszków	120,9	26,0	20,5	–	Żwir drobny, 2 m; żwir gruby, 4 m; żwir, 1,8 m	–	Pod czwartorzędem – kreda górna: rumosz skalny i piaskowiec
118	Oleksów	115,0	100,5	50,0	Gleba 0,2 $\pi/less$ 2,7	Rumosz skalny, 2 m; żwir drobny, 33 m	–	Pod czwartorzędem – kreda górna: margle ilaste, ił marglisty i margle

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
119	Zajezierze	115,2	150,0	14,0	Gleba 0,5 G 5,5		Pył z glaukonitem i pył z iłem	Pod trzeciorzędem – kreda górna: wapienie margliste, margle, wapienie i ił z marglami
120	Zajezierze	115,6	100,0	10,2	G 1,5 Ił 1,5	Żwir trzeciorzędowy, 0,8 m	Żwir, piasek z mułami, ił, muły i piasek ze żwirem	Pod trzeciorzędem – kreda górna: margle i wapienie z marglami
121	Borek	109,2	23,0	–	G_{π}/π 3,0 P_{π}/π 6,0	–	–	
122	Zajezierze	114,0	12,5	–	Gleba 0,9 P_d 0,6 G 1,1	Otoczaki ze żwirem i domieszką piasku, 1,4 m	–	
123	Zajezierze	115,1	19,0	15,0	Gleba 0,5 G_p 1,0 P_{π} 0,5		Ił	
124	Zajezierze	117,8	20,0	–	Gleba 1,0 P_g 3,0		–	
125	Borek	114,0	100,0	28,0	G_{π} 3,0 G_p 5,0	Żwir, 2 m	Oligocen: ił i piasek gruby ze żwirem; pliocen: wapienie	
126	Opactwo	112,0	16,0	–	Gleba 0,8 P/G 0,4 G_p 1,1 P_p 0,9 P_g		–	–
127	Opactwo	112,0	40,5	19,0	Mady 0,2 P_d/π 3,6 P_{π} 1,5		Oligocen: piasek gliniasty różnego rodzaju, czasem z dodatkiem piasku kwarcowego lub piasku pylastego	Pod trzeciorzędem – kreda górna: margle z wapieniami i ił

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
128	Zajezerze	110,0	14,0	–	Gleba 0,3 G _p 0,7 G/P 4,0		–	
129	Kozienice	113,2	25,0	–	Gleba 0,3 P _d 2,7 G _π 1,0		–	
130	Kozienice	112,8	21,0	–	Gleba 0,3	Żwir, 1,2 m	–	
131	Janików	115,6	23,0	21,0	Gleba 0,4 π _p 2,4	Otoczaki, 1 m	Pył z lignitem	
132	Janików	120,5	17,0	–	Gleba 0,3	Żwir, 3 m	–	Na rzędnej 104,5 m n.p.m. znajduje się torf
133	Kozienice	116,5	25,0	21,0	Nasyp 0,8	Żwir, 4,5 m	Piasek drobny	
134	Kozienice	113,8	23,5	22,0	Gleba 0,3	Żwir, 6 m	Pył ilasty	–
135	Kozienice	115,5	32,5	–	Gleba 0,4 P _g 0,9	Żwir, 0,6 m	–	
136	Janików	115,0	25,0	22,4	Gleba 0,3 P _π 0,4 G _p 0,5		Ił i piasek gliniasty	–
137	Janików	115,7	126,0	23,5	Gleba/G 0,7 P 1,0 P _π 2,5		Ił, pył, pył ilasty, piasek średni z domieszką iłu, ił i zwietrzelina, piaskowiec i margle	
138	Kozienice	108,0	91,5	23,0	–	Żwir, 3,5 i 1,5 m; otoczaki, 2,5 m	Ił z piaskiem pylastym, muły, żwiry, iły, piasek glaukonitowy i piaskowiec	Pod trzeciorzędem – kreda: piaskowiec z glaukonitem

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
139	Kozienice	114,0	78,5	29,5	Gleba 0,2	Otoczaki, 2 m; żwir z otoczakami, 7,5 m	Miocen: ily z domieszką mułów	
140	Kozienice	115,0	89,0	28,7	Gleba 1,3	Bruk morenowy, 5,7 m	Piasek glaukonitowy, pył piaszczysty, ił, piasek z otoczakami i piaskowiec z glaukonitem	Pod trzeciorzędem – kreda: piaskowiec z iłolupkami i piaskowiec z glaukonitem
141	Kozienice	113,5	125,0	24,0	–		Pył, piasek drobny, ił, piasek średni i piasek pylasty	Pod trzeciorzędem – kreda górna: wapienie margliste
142	Kozienice	113,0	402,9	–	Gleba 0,2	–	–	Pod czwartorzędem i trzeciorzędem o nieznanym profilu – kreda górna: wapienie margliste z domieszką margli piaszczystych, kreda pisząca ¹³ , piasek kwarcowy z glaukonitowym
143	Kozienice	115,0	76,9	22,1	Nasyp 2,0	Żwir piaszczysty gruby, 5,6 m	Oligocen: muły, piasek glaukonitowy, muły z domieszką piasku glaukonitowego i piasek kwarcowy z glaukonitem	

Numer od-wiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąszość czwartorzędu [m]	Miąszość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
144	Kozienice	115,0	75,6	5,9	Gleba 0,2	–	Miocen: piasek drobny z pyłem burowęglowym i piasek pylasty z pyłem burowęglowym; oligocen: ił, muły i piasek drobny z glaukonitem	
145	Kozienice	114,0	19,0	–	–	Żwir	–	
146	Kozienice	114,0	17,5	–	Gleba 0,2	–		
147	Kozienice	118,0	71,6	19,2	Gleba 2,0	–	Miocen: ił; oligocen: piasek z domieszką mułków, ił, piasek i muły	
148	Kozienice	119,0	71,0	28,7	Gleba 1,8	Żwir, 5,2 m	Piaski z domieszką mułków, ił piaszczysty i piasek	
149	Kozienice	114,0	69,9	12,8	Gleba 0,2	–	Miocen: piasek z domieszką gliny i glina; oligocen: ił z piaskiem, ił, piasek i piasek drobny z domieszką mułków	

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
150	Kozienice	112,0	80,0	7,6	–	Żwir trzeciorzędowy z otoczakami, 13,7 m	Miocen: żwir z otoczakami, muły, ił i piasek z pyłem burowęglowym; oligocen: piasek, muły i ił	
151	Kozienice	123,0	18,0	4,6 4,3	Gleba 0,4		Miocen: warstwa glebowa, piasek średni z otoczakami, glina pylasta i pył piaszczysty	Czwartorzęd występuje naprzemiennie z trzeciorzędem mioceńskim
152	Kozienice	109,3	15,0	1,5 –	Gleba 0,4	Żwir	Miocen: warstwa glebowa i piasek drobny z domieszką pyłem	Czwartorzęd występuje naprzemiennie z trzeciorzędem mioceńskim
153	Kozienice	108,8	15,0	–	Gleba 0,8 P _g 0,7 Namuł 1,6	Żwir	Miocen: wierzchnia warstwa glebowa	
154	Kozienice	108,6	15,0	2,5 –	Gleba 0,6	Żwir	Miocen: warstwa glebowa i namuły	Czwartorzęd występuje naprzemiennie z trzeciorzędem mioceńskim
155	Kozienice	109,7	150,0	22,0	P _π 1,4 Muły 1,6	Żwir, 2 m	Muły i iły	Pod trzeciorzędem – kreda górna: mułowce pstre, piaskowiec, margle piaszczyste, margle, margle ilaste oraz ił marglisty

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
156	Kozienice	120,3	21,0	19,0	P _d 1,0 P _g 1,0	–	Pył piaszczysty	–
157	Kozienice	114,1	25,0	22,5	Gleba 0,5	Żwir, 5,5 m	Pył z domieszką iltu	–
158	Kozienice	114,3	25,0	22,5	Gleba 0,3	Żwir, 5,5 m	Pył z domieszką iltu	
159	Kozienice	112,0	26,0	–	Gleba 0,4 P _d 3,1 P _π 1,5		–	
160	Kozienice	113,6	26,0	22,0	Gleba 0,5		Ił	
161	Janików	115,3	25,0	–	Humus 0,7 π _G 1,3			
162	Janików	115,5	25,0	–	Nasyp 2,5			
163	Holendry Piotrkowskie	107,5	52,8	19,1	Mady 0,8 Mady/I _π 0,3	Otoczaki z domieszką żwirów, 1,6 m; żwiry z otoczkami, 1,9 m	Miocen: piasek pylasty, piasek drobny z pyłem lub drewnem, muły; oligocen: piasek kwarcowy i piasek glaukonitowym	
164	Opatkowice	112,0	71,7	22,1	Gleba 0,2		Miocen: piasek pylasty, piasek gliniasty, muły, piasek drobny; oligocen: piasek glaukonitowy, muły, piasek gliniasty, piaski różne	Czwartorzęd został określony jako plejstocen
165	Kozienice	111,4	17,5	–	P _s 0,2 P _s /O 0,5 P _π 0,3	–	–	–

Numer od-wiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namułów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
166	Samwodzie	111,3	30,0	19,5	Gleba 0,6 π_p 2,8		Piasek średni ze żwirem, piasek grubo ze żwirem, ił z pyłem, pył piaszczysty i pył	
167	Wólka Tyrzyńska	109,5	50,0	19,6	Gleba 0,9 π_p 0,2		Ił pylasty, różne gliny, piasek gliniasty, pył piaszczysty, ił pylasty i pył	
168	Samwodzie	110,2	50,0	32,5	P_π 0,4 π 0,5	Żwir, 1 i 1,3 m	Gлина piaszczysta z otoczakami lub piasek gliniasty, pył i ił pylasty	
169	Mozolice Duże	111,0	39,6	–	G 1,2	Żwir, 17,7 m	–	
170	Kozienice	108,7	20,5	5,6 8,0	Nasyp 0,5 P_d /Torf 0,8 Namuł 1,2	Żwir, 8 m	Miocen: warstwa nasypu, piasek z otoczakami i żwirem i pył	Czwartorzęd występuje naprzemiennie z trzeciorzędem mioceńskim
171	Staszów	109,6	25,0	–	Gleba 0,9		–	–
172	Brzeźnica	115,7	30,0	–	Gleba 0,5		–	
173	Sieciechów	113,6	50,0	46,0	π 2,0	Żwir, 4 i 23 m	Pył i piaskowiec	–
174	Sieciechów	113,6	70,0	45,5	Gleba 0,5	Żwir, 5,5 m	Oligocen: ił; pliocen: ił z wapieniami i wapienie krzemieńskie z opoką	–

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mad i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
175	Janików	115,3	27,0	–	Gleba 0,5 π 1,0 P_g 0,5	–	–	–
176	Sieciechów	111,8	50,0	46,0	π^g 2,0	Żwir z piaskiem lub krzemieniami ¹⁴ , 21 m	Pył i piaskowiec	–
177	Bąkowiec	114,0	37,1	32,0	Torfy 2,3 Gytia ¹⁵ 0,2	Żwir z otoczakami, 1,5 m; otoczaki, 1,5 m	–	Pod czwartorzędem – kreda górna: ił pylasty, margle z iłem i ił z marglami
178	Piotrkowice	109,0	66,2	20,0	Gleba 0,5	Żwir z otoczakami, 1 m	Pliocen: ił pylasty z piaskiem; miocen: piasek z pyłem, ił z drewnem, piasek pylasty, piasek kwarcowy, ił pylasty, muły i piaski; oligocen: muły z ił pylasty, piaski i muły z piaskiem pylastym lub iłem	
179	Wola Klasztorna	113,0	40,6	38,2	Gleba 0,2 Mady 1,4 P 1,9 P_π 1,0	Otoczaki, 0,5 m; żwir z otoczakami, 2, 5 i 3,2 m	–	Pod czwartorzędem – kreda górna: ił z wapieniami lub marglami
180	Kępa Wólczyńska	107,8	50,0	43,0	P_d 0,3 P_π 1,2		Glina i ił pylasty	
181	Opatkowice	107,0	90,0	83,5	P_g 1,1	Otoczaki, 0,3 m	Oligocen: ił i muły z glaukonitem	Pod trzeciorzędem – kreda górna: margle piaszczyste i glaukonitowe

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	Miąższość czwartorzędu [m]	Miąższość mąd i namulów [m]	Warstwa otoczakowo-głazowa	Trzeciorzęd	Uwagi
182	Holendry Piotrkowskie	106,5	79,6	46,7	P_{kwarc} 0,9 G_p 1,7	–	Oligocen: muły, pył ilasty z piaskiem pylastym, piasek kwarcowy, piasek pylasty z iłem, piasek drobny z piaskiem pylastym, piasek glaukonitowy z fosforytem i muły z glaukonitem	
183	Kozienice	113,6	90,5	21,5	Nasyp 0,6 P_d 2,4 P_π/G 4,0	Żwir, 3,3 m	Piasek pylasty, ił, piaskowiec z glaukonitem, piasek ilasty z glaukonitem, piaskowiec z glaukonitem, muły i piasek glaukonitowy	Pod trzeciorzędem – kreda: piaskowiec z glaukonitem
184	Kozienice	113,9	22,0	18,0	Gleba 0,5 P_π 2,5		Ił z pyłem	–

¹ **Węgiel brunatny** – skała o pośrednim stadium uwęglenia materii roślinnej między torfem a węglem kamiennym. W. Ryka, A. Maliszewska, *Słownik petrograficzny...*, s. 392.

² **Muły** – niescementowany osad, złożony głównie z pyłu i iłu. *Ibidem*, s. 236.

³ **Rumosz skalny** – niescementowany osad, różniący się od żwiru brakiem obróbki mechanicznej materiału detrytycznego. *Ibidem*, s. 310.

⁴ **Lignit** – odmiana węgla brunatnego, wykazująca wyraźną strukturę drewna. *Ibidem*, s. 194. Powstaje pod niewielkim ciśnieniem z torfu i jest pierwszym produktem jego zamiany w węgiel bitumiczny. Zawiera od 60 do 75% węgla; wg <http://pl.wikipedia.org/wiki/Lignit> z 18.07.2005.

⁵ **Glaukonit** – typowy minerał dla osadów pochodzenia morskiego: piasków, piaskowców, margli, wapieni piaszczystych i mułowców. W niektórych osadach jego koncentracja jest tak duża, że tworzy on tzw. piaski glaukonitowe, o charakterystycznym zielonym zabarwieniu. Według niektórych podziałów zaliczany jest do minerałów ilastych; wg <http://www.ar.wroc.pl/~weber/talk.htm> z 18.07.2005.

- ⁶ **Margle** – skały osadowe, złożone głównie z węglanów i minerałów ilastych, mogą także zawierać do 50% detrytycznego kwarcu. Margle często zawierają piryty, glaukonit i substancje organiczne. W. Ryka, A. Maliszewska, *Słownik petrograficzny...*, s. 208.
- ⁷ **Piasek kwarcowy** – jest to piasek, zawierający głównie ziarna kwarcu, czyli dominujący składnik piaskowców. *Ibidem*, s. 274.
- ⁸ **Siwak** – odmiana gezy, zawierająca kalcyt, opal, chalcedon, kwarc, glaukonit, minerały ilaste i minerały ciężkie. *Ibidem*, s. 323.
- ⁹ **Bruk morenowy** – osady w formie nagromadzonych głazów, utworzone wskutek wypłukania przez wody drobniejszych frakcji gliny lodowcowej. W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski, *Słownik geologii dynamicznej...*, s. 21.
- ¹⁰ **Mułowce** – osady, które powstają na skutek diagenezy mułów. Są skałami silnie scementowanymi spoiwem, w którym oprócz innych składników występuje żel. Ich skład mineralny jest zbliżony do piaskowców, lecz wykazuje większą zawartość minerałów ilastych. Występują one jedynie lokalnie w terenach górskich; wg <http://www.ar.wroc.pl/~weber/aleuryty.html> z 18.07.2005.
- ¹¹ **Konkrecje** są to skupienia minerałów, znajdujące się w skałach osadowych, różniące się od otoczenia składem i budową. W. Ryka, A. Maliszewska, *Słownik petrograficzny...*, s. 171.
- ¹² **Zwietrzelina** – produkt wietrzenia fizycznego i chemicznego skał, na którą składają się rumosz skalny i materiał ilasto-piaszczysty. M. Plewa, *Geologia inżynierska w inżynierii...*, s. 97.
- ¹³ **Kreda piząca** – skała wapienna, słabo zwięzła i porowata; http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/kreda.htm z 18.05.2005.
- ¹⁴ **Krzemień** – skała osadowa, tworząca konkrecje w osadach węglanowych, z masywną teksturą. W. Ryka, A. Maliszewska, *Słownik petrograficzny...*, s. 179. Występują najczęściej w skałach wapiennych (kreda, wapienie, margle), tworząc niekiedy ławice. Z uwagi na ich odporność na wietrzenie gromadzą się w osadach żwirowych; wg http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/krzemienie.htm z 18.07.2005.
- ¹⁵ **Gytia** – osad jeziorny lub bagienny, składający się z detrytusu roślinnego (materiał osadowy powstały ze szczątków organicznych planktonu roślinnego, żyjącego w powierzchniowych wodach jeziora), substancji humusowych i iłu. W. Jaroszewski, L. Marks, A. Radomski, *Słownik geologii dynamicznej...*, s. 38, 89; M. Plewa, *Geologia inżynierska w inżynierii...*, s. 126.

Objaśnienia:

G	– glina
G _p	– glina piaszczysta
G _π	– glina pylasta
M	– muły
N	– namuły
O	– otoczaki
org.	– części organiczne
P	– piasek (nieokreślony)
P _d	– piasek drobny
P _g	– piasek gliniasty
P _{kwarc}	– piasek kwarcowy
P _s	– piasek średni
P _π	– piasek pylasty
Ż _o	– żwir z otoczakami
π	– pył
π _G	– pył gliniasty
π _l	– pył ilasty
π _p	– pył piaszczysty

Tabela 3.2.

Przyjęte wartości współczynnika filtracji k

Rodzaj gruntu	Wartość współczynnika filtracji k [m/s]	Wartość współczynnika filtracji k [m/d]
Głazy narzutowe	$5,79 \cdot 10^{-3}$	500 ¹
Rumosz skalny	$5,79 \cdot 10^{-3}$	500 ¹
Otoczaki	$4,63 \cdot 10^{-3}$	400
Otoczaki z piaskiem	$3,47 \cdot 10^{-3}$	300 ¹
Żwir z otoczkami grubymi	$3,47 \cdot 10^{-3}$	300 ¹
Żwir z otoczkami	$2,89 \cdot 10^{-3}$	250 ¹
Żwiry	$2,31 \cdot 10^{-3}$	200
Żwir zapiaszczony	$1,74 \cdot 10^{-3}$	150 ¹
Żwiry piaszczyste	$1,30 \cdot 10^{-3}$	112,5
Piaski grube żwirowate	$8,68 \cdot 10^{-4}$	75
Piaski grube	$5,79 \cdot 10^{-4}$	50
Piaski różne ze żwirem	$5,79 \cdot 10^{-4}$	50 ^a
Nasyp	$3,47 \cdot 10^{-4}$	30 ^b
Piaski różne	$3,47 \cdot 10^{-4}$	30
Piasek średni żwirowaty	$2,89 \cdot 10^{-4}$	25 ³
Piaski średnie	$2,03 \cdot 10^{-4}$	17,5
Piasek drobny żwirowaty	$1,04 \cdot 10^{-4}$	9 ³
Piaski różne z węglem brunatnym lub z gliną	$8,68 \cdot 10^{-5}$	7,5 ³
Piaski drobne	$6,94 \cdot 10^{-5}$	6
Piasek średni zagliniony	$5,06 \cdot 10^{-5}$	4,375 ^c
Torf	$2,50 \cdot 10^{-5}$	2,16
Piaski drobne zaglinione lub z pyłem	$1,74 \cdot 10^{-5}$	1,5
Piasek gliniasty ze żwirem	$7,81 \cdot 10^{-6}$	0,675 ³
Piaski gliniaste	$5,79 \cdot 10^{-6}$	0,45
Gлина piaszczysta ze żwirem	$3,52 \cdot 10^{-6}$	0,3045 ³
Gleba	$3,33 \cdot 10^{-6}$	0,288 ⁴
Gлина piaszczysta	$2,35 \cdot 10^{-6}$	0,203
Pył piaszczysty	$1,49 \cdot 10^{-6}$	0,129 ³
Piasek gliniasty z pyłem	$1,30 \cdot 10^{-6}$	0,1125 ³
Pył drobny	$9,95 \cdot 10^{-7}$	0,086
Namuły	$9,95 \cdot 10^{-7}$	0,086 ²
Muły z piaskiem	$9,95 \cdot 10^{-7}$	0,086 ¹
Piasek pylasty	$8,22 \cdot 10^{-7}$	0,071
Pył z lessem lub gliną	$2,49 \cdot 10^{-7}$	0,0215 ³
Piasek pylasty z domieszką iłu	$2,06 \cdot 10^{-7}$	0,0178 ³
Piasek ilasty	$1,30 \cdot 10^{-7}$	0,0112 ³
Gлина	$7,52 \cdot 10^{-9}$	0,00065
Gлина pylasta	$1,85 \cdot 10^{-9}$	0,00016 ³
Ił	$7,52 \cdot 10^{-11}$	0,0000065

¹ – wartości przyjęte;² – według informacji uzyskanych od prof. dr hab. inż. S. Pisarczyka;³ – według obliczeń szacunkowych na podstawie relacji Pr z Pr ze żwirem oraz Pd z Pd z domieszką pyłu lub innego gruntu słaboprzepuszczalnego;⁴ – według wyników badania uziarnienia gruntu do pracy magisterskiej autorki oraz obliczonej średniej ważonej (za: M. Ćwiklińska, A. Wierzbowska, Zmiany układu koryta...).

Tabela 3.3.

Średni współczynnik filtracji oraz wskaźnik przewodności hydraulicznej dla odwiertów z Państwowego Instytutu Geologicznego (obliczony tylko dla obszaru badań)

L.p.	Rodzaj gruntu	Współczynnik filtracji [m/d]	Miaższość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
4.	Pył	0,086	1,0	46,946	0,003	0,375	11,251
	Piasek gliniasty	0,45	0,3				
	Piasek średni; glina	4,375	0,5				
	Gлина pylasta	0,00016	1,6				
	Piasek średni	17,5	2,9				
	Piasek ze żwirem; otoczaki	50	2,3				
	Żwir	200	2,7				
	Piasek ze żwirem	50	1,3				
	Piasek średni ze żwirem	25	5,2				
	Piasek ze żwirem/piasek gruby	50	2,0				
	Piasek gruby ze żwirem	75	3,0				
	Piasek średni ze żwirem	25	7,2				
		suma:					
6.	Gleba	0,375	0,1	20,199	10,131	14,305	449,181
	Piasek drobny; piasek pylasty	1,5	1,2				
	Piasek drobny	6	1,9				
	Piasek średni	17,5	3,5				
	Piasek średni; żwir	25	21,9				
	Piasek średni; ił	4,375	2,8				
	suma:		31,4				
7.	Gleba; glina pylasta	0,00016	0,4	34,770	0,003	0,307	6,268
	Pył piaszczysty	0,129	1,2				
	Gлина pylasta	0,00016	0,8				
	Pył	0,086	0,3				
	Piasek średni	17,5	0,8				
	Piasek średni; żwir	25	2,0				
	Otoczaki; piasek	300	1,1				
	Piasek średni; żwir	25	7,2				
	Piasek średni	17,5	1,7				
	Piasek średni; żwir	25	4,0				
Piasek drobny	6	0,9					
	suma:		20,4				
8.	Gлина pylasta (+ gleba)	0,00016	1,6	22,341	0,003	0,264	8,227
	Piasek drobny	6	0,4				
	Piasek drobny; pył	1,5	1,0				
	Piasek średni	17,5	2,0				
	Piasek średni; żwir	25	3,5				
	Piasek gruby; żwir	75	1,7				
	Piasek średni	17,5	3,9				
	Piasek gruby	50	0,9				
	Piasek średni	17,5	1,5				
	Piaski różne; żwir	50	3,1				
	Piasek pylasty drobny	0,071	1,5				
	Pył piaszczysty	0,129	0,3				
	Piasek średni	17,5	7,8				
	Piasek drobny	6	2,0				
		suma:					

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
36.	Piasek drobny	6	0,3	33,165	2,354	8,835	362,244
	Piasek pylasty	0,071	0,7				
	Piasek drobny	6	4,2				
	Piasek średni; żwir	25	4,4				
	Piasek z otoczkami	50	0,4				
	Piasek średni; żwir	25	4,0				
	Piasek gruby; żwir	75	3,0				
	Piasek średni; żwir	25	5,0				
	Piasek z otoczkami	50	15,0				
	Piasek gliniasty; żwir	0,675	4,0				
		suma:	41,0				
41.	Gleba; mady	0,0000065	1,2	88,102	0,0002	0,135	5,157
	Mady; piasek	0,086	0,4				
	Piasek drobny	6	1,9				
	Piasek pylasty drobny	0,071	1,0				
	Piasek drobny	6	6,5				
	Otoczaki; żwir	400	0,5				
	Piasek ze żwirem	50	3,5				
	Piaski różne	30	3,0				
	Żwir z otoczkami	250	2,0				
	Piasek ze żwirem	30	6,0				
	Żwir z otoczkami	250	5,0				
	Piaski różne	30	4,0				
	Żwir z otoczkami	250	3,2				
			suma:				
47.	Gleba	0,375	0,2	16,904	0,811	3,702	105,885
	Piasek kwarcowy gruby/ piasek z otoczkami	50	8,9				
	Piasek gliniasty; glaukonit	0,45	7,1				
	Piasek kwarcowy; glina	7,5	4,2				
	Piasek gliniasty; glaukonit	0,45	8,2				
			suma:				
48.	Piasek gliniasty	0,45	0,9	9,273	0,526	2,208	60,059
	Glina piaszczysta	0,203	0,9				
	Piasek kwarcowy; glina	7,5	0,6				
	Piasek kwarcowy gruby/ piasek z otoczkami	50	3,1				
	Piasek gliniasty	0,45	3,9				
	Piasek kwarcowy gruby	50	1,3				
	Piasek kwarcowy; glaukonit	30	0,6				
	Piasek gliniasty; glaukonit	0,45	16,4				
		suma:	27,2				
49.	Mady	0,071	1,5	36,850	0,606	4,726	80,349
	Piaski różne; otoczaki	50	12,5				
	Piasek gliniasty	0,45	3,0				
			suma:				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
50.	Mady	0,071	1,5	37,425	0,721	5,196	80,536
	Piaski różne	30	6,0				
	Piaski różne; otoczaki	50	8,0				
	suma:	15,5					
51.	Gleba, piasek	0,071	0,2	1,262	0,095	0,346	0,866
	Pył	0,086	0,8				
	Piasek pylasty	0,071	1,0				
	Piasek drobny	6	0,5				
	suma:	2,5					
53.	Gleba	0,375	0,6	141,058	8,949	35,529	746,110
	Piaski różne	30	4,4				
	Piaski różne; żwir	50	3,0				
	Żwir z otoczkami	250	10,0				
	Piasek drobny; glaukonit	6	3,0				
	suma:	21,0					
54.	Gleba; piasek pylasty	0,071	0,4	27,116	2,198	7,720	108,086
	Piasek drobny	6	1,6				
	Piasek średni	17,5	4,0				
	Piasek średni; żwir	25	4,0				
	Piaski różne; żwir	50	4,0				
	suma:	14,0					
55.	Nasyp	30	0,5	60,264	16,923	31,935	447,094
	Piasek drobny	6	1,4				
	Piasek drobny; żwir	9	1,7				
	Piasek z otoczkami	50	0,8				
	Piasek średni	17,5	0,8				
	Piasek średni; żwir	25	1,8				
	Żwir z otoczkami; piasek	250	2,0				
	Piasek z otoczkami	50	4,0				
	Piasek drobny	6	1,0				
	suma:	14,0					
63.	Gleba	0,375	1,0	51,175	1,060	7,366	159,852
	Piaski różne	30	1,5				
	Pył	0,086	1,5				
	Piasek gruby; otoczaki	75	7,2				
	Piaski różne; żwir	50	10,5				
	suma:	21,7					
65.	Nasyp; piasek	30	0,5	20,626	0,001	0,164	2,128
	Piasek gliniasty	0,45	1,4				
	Gлина pylasta	0,00016	1,6				
	Piasek pylasty	0,071	0,2				
	Piasek średni; żwir	25	6,6				
	Piaski różne; żwir	50	0,8				
	Piasek średni; żwir	25	1,9				
	suma:	13,0					

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
67.	Gleba	0,375	0,5	38,538	3,450	11,530	57,652
	Piasek gruby	50	1,2				
	Piasek średni; otoczaki	25	1,3				
	Piasek gruby	50	2,0				
	suma:		5,0				
77.	Gleba	0,375	0,4	10,818	0,364	1,984	59,512
	Piasek pylasty	0,071	1,6				
	Piasek drobny	6	6,0				
	Piasek drobny; otoczaki	9	10,0				
	Piaski różne	30	6,0				
	Piasek drobny; otoczaki	9	2,0				
	Piasek pylasty	0,071	4,0				
	suma:		30,0				
78.	Gleba	0,375	0,4	15,327	0,425	2,551	73,975
	Piasek pylasty	0,071	1,6				
	Piasek drobny	6	6,0				
	Piasek drobny; otoczaki	9	10,0				
	Piaski różne; otoczaki	50	6,0				
	Piasek drobny; otoczaki	9	2,0				
	Piasek pylasty	0,071	3,0				
	suma:		29,0				
90.	Humus	0,375	0,5	14,914	1,483	4,702	47,022
	Gлина piaszczysta	0,203	1,0				
	Piasek średni	17,5	8,5				
	suma:		10,0				
106.	Gleba	0,375	0,3	89,242	0,006	0,761	12,944
	Glina	0,00065	1,7				
	Piasek drobny	6	2,0				
	Piasek średni	17,5	6,0				
	Żwir drobny	200	7,0				
	suma:		17,0				
114.	Namuł	0,086	1,0	141,072	0,279	6,273	119,188
	Piasek pylasty	0,071	4,0				
	Piaski różne	30	1,0				
	Żwir z otoczakami	250	8,0				
	Piaski różne ze żwirem	50	4,0				
	Otoczaki	400	0,5				
	Rumosz skalny	500	0,5				
	suma:		19,0				
118.	Gleba	0,375	0,3	153,443	16,518	50,344	2517,209
	Pył z lessem	0,0215	2,7				
	Piasek drobny	6	12,0				
	Rumosz skalny	500	2,0				
	Żwir drobny	200	33,0				
	suma:		50,0				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
119.	Gleba	0,45	0,5	28,588	0,002	0,217	3,045
	Gлина	0,00065	5,5				
	Piaski różne ze żwirem	50	8,0				
	suma:	14,0					
120.	Gлина	0,00065	1,5	30,980	0,00005	0,041	0,510
	Ил	0,0000065	1,5				
	Piasek	30	7,2				
	Żwir	200	0,8				
	Piasek z mułami	7,5	1,5				
	suma:	12,5					
121.	Gлина pylasta	0,00016	3,0	23,584	0,001	0,170	3,903
	Piasek pylasty z pyłem	0,071	6,0				
	Piasek drobny	6	4,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	10,0				
	suma:	23,0					
122.	Gleba	0,45	0,9	68,407	0,006	0,614	6,267
	Piasek drobny	6	0,6				
	Gлина	0,00065	1,2				
	Piasek średni	17,5	2,5				
	Piasek średni ze żwirem	25	3,6				
	Otocz. ze żwirem i pias.	400	1,4				
	suma:	10,2					
123.	Gleba	0,45	0,5	30,921	0,732	4,758	47,584
	Gлина piaszczysta	0,203	1,0				
	Piasek pylasty	0,071	0,5				
	Piasek gruby	50	2,0				
	Piasek średni z pyłem	4,375	2,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	4,0				
	suma:	10,0					
124.	Gleba/piasek gliniasty	0,45	4,0	23,651	1,830	6,578	113,141
	Piasek średni	17,5	4,0				
	Piasek średni z otoczkami	25	5,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	4,2				
	suma:	17,2					
125.	Gлина pylasta	0,00016	3,0	45,501	0,001	0,231	5,080
	Gлина piaszczysta	0,203	5,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	6,0				
	Żwir	200	2,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	6,0				
	suma:	22,0					
126.	Gleba	0,203	0,8	15,887	1,215	4,393	70,284
	Piasek z gliną	1,5	0,4				
	Gлина piaszczysta	0,203	1,1				
	Piasek gliniasty	0,45	0,9				
	Piasek drobny	6	8,8				
	Piasek ze żwirem	50	4,0				
	suma:	16,0					

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
127.	Mady	0,071	0,3	16,535	0,522	2,937	102,798
	Piasek drobny z pyłem	1,5	3,5				
	Piasek pylasty	0,071	1,5				
	Piasek drobny z otocz.	9	2,3				
	Piaski różne ze żwirem	50	4,4				
	Piaski różne	30	1,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	4,9				
	Piasek kwarcowy	6	0,1				
	Piaski różne z otoczkami	50	1,0				
	Piasek gliniasty	0,45	15,5				
	Piasek gliniasty z piaskiem pylastym	0,1125	0,5				
suma:		35,0					
128.	Gleba	0,375	0,3	16,411	0,004	0,249	3,485
	Gлина piaszczysta	0,203	0,7				
	Glina z piaskiem	0,00108	4,0				
	Piasek średni	17,5	3,0				
	Piasek ze żwirem	50	3,0				
	Piasek drobny/kwarcowy ze żwirem	9	3,0				
	suma:		14,0				
152.	Gleba	0,45	0,4	83,593	1,443	10,982	164,735
	Piasek średni	17,5	0,8				
	Namuły	0,086	0,7				
	Piasek drobny z pyłem	1,5	1,6				
	Piasek średni	17,5	2,7				
	Piaski różne z otoczkami	50	3,8				
	Żwir	200	5,0				
	suma:		15,0				
153.	Gleba/piasek gliniasty	0,45	1,5	80,388	0,676	7,369	110,540
	Namuły	0,086	1,6				
	Piasek średni	17,5	2,0				
	Piasek średni ze żwirem	25	1,2				
	Piaski różne z otoczkami	50	4,0				
	Żwir	200	4,7				
	suma:		15,0				
154.	Gleba	0,45	0,6	78,260	1,229	9,809	147,137
	Piasek drobny	6	0,3				
	Piasek średni	17,5	2,0				
	Namuły	0,086	0,9				
	Piasek średni	17,5	2,1				
	Piasek różne z otoczkami	50	4,8				
	Żwir	200	4,3				
	suma:		15,0				
155.	Piasek pylasty	0,071	1,4	49,486	0,491	4,928	93,628
	Muły z piaskiem	0,086	1,6				
	Piaski różne	30	8,0				
	Żwir	200	2,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	6,0				
	suma:		19,0				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
163.	Mady	0,129	0,8	46,417	0,583	5,200	162,253
	Mady z ılem pylastym	0,0326	0,3				
	Piasek ıredni z otoczkami	25	6,1				
	Otoczaki ze ıwirem	400	1,6				
	Piasek ıredni z otoczkami	25	4,7				
	Piaski rżne ze ıwirem	50	0,8				
	ıwir z otoczkami	250	1,9				
	Piasek drobny ze ıwirem	9	0,9				
	Piasek pylasty	0,071	2,2				
	Piasek drobny z pyłem	1,5	9,9				
	suma:		31,2				
166.	Gleba	0,375	0,6	28,038	1,071	5,479	142,454
	Pył piaszczysty	0,129	2,8				
	Piasek drobny	6	1,4				
	Piasek ze ıwirem	50	1,2				
	Piasek ıredni	17,5	2,0				
	Piasek ze ıwirem	50	3,0				
	Piasek ıredni ze ıwirem	25	13,0				
	Piasek gruby ıwir	75	2,0				
	suma:		26,0				
167.	Gleba	0,129	0,9	32,443	1,868	7,784	152,570
	Piasek pylasty	0,071	0,2				
	Piasek ıredni	17,5	7,9				
	Piaski rżne z otoczkami	50	1,0				
	Piasek ıredni	17,5	1,0				
	Piaski rżne z otoczkami	50	8,6				
	suma:		19,6				
168.	Piasek pylasty	0,071	0,4	47,233	2,428	10,708	325,525
	Pył	0,086	0,5				
	Piasek drobny	6	1,1				
	Piasek ıredni	17,5	2,2				
	Piasek drobny ze ıwirem	9	0,8				
	Piasek ıredni ze ıwirem	25	3,0				
	Piasek ıredni	17,5	1,0				
	Piasek ıredni z otoczkami	25	2,3				
	Piaski rżne z otoczkami	50	0,5				
	Piasek ıredni	17,5	2,2				
	Piasek gruby ze ıwirem	75	2,0				
	Piaski rżne z otoczkami	50	2,0				
	Piasek gruby ze ıwirem	75	2,0				
	Piaski rżne z otoczkami	50	1,0				
	Piasek gruby ze ıwirem	75	2,0				
	Piaski rżne z otoczkami	50	4,0				
	ıwir z otoczkami	250	1,0				
	Piaski rżne z otoczkami	50	2,4				
	suma:		30,4				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
169.	Glina	0,00065	1,2	101,812	0,021	1,465	58,032
	Piasek	30	5,2				
	Piasek gruby	50	5,8				
	Żwir	200	17,7				
	Piasek pylasty	0,071	2,1				
	Piasek drobny	6	7,6				
	suma:		39,6				
170.	Nasyp	30	0,5	102,665	1,247	11,314	209,311
	Piasek drobny z torfami	1,5	0,8				
	Namuły	0,086	1,2				
	Piasek średni	17,5	3,6				
	Piaski różne z otoczkami	50	4,4				
	Żwir	200	8,0				
	suma:		18,5				
171.	Gleba	0,129	0,9	29,875	3,132	9,673	241,820
	Piasek średni	17,5	14,1				
	Piaski różne z otoczkami	50	10,0				
	suma:		25,0				
173.	Pył	0,086	2,0	116,439	1,903	14,885	684,714
	Piasek drobny	6	1,0				
	Piasek średni z otoczkami	25	14,0				
	Żwir	200	4,0				
	Piasek gruby	50	2,0				
	Żwir z piaskiem	150	8,0				
	Żwir drobny z otoczkami	200	2,0				
	Żwir z piaskiem	150	2,0				
	Żwir drobny	200	11,0				
	suma:		46,0				
174.	Gleba	0,375	0,5	46,779	14,011	25,601	1164,850
	Piasek średni	17,5	7,5				
	Piasek gruby	50	2,0				
	Piasek drobny ze żwirem	9	8,0				
	Piasek średni ze żwirem	25	4,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	18,0				
	Żwir z piaskiem	150	5,5				
	suma:		45,5				
176.	Pył	0,086	2,0	67,732	1,797	11,032	507,449
	Piasek drobny z pyłem	1,5	2,0				
	Piasek średni z otoczkami	25	21,0				
	Żwir z piaskiem	150	6,0				
	Żwir z krzemieniami	112,5	15,0				
	suma:		46,0				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
177.	Torfy	2,16	2,3	61,546	7,021	20,787	665,186
	Gytia z torfami	0,086	0,2				
	Piasek drobny	6	0,5				
	Piaski różne	30	0,5				
	Piasek drobny	6	1,5				
	Piasek drobny z otocz.	9	2,5				
	Piaski różne ze żwirem	50	5,0				
	Żwir z otoczkami	250	1,5				
	Piaski różne	30	3,0				
	Piasek średni z otoczkami	25	1,0				
	Piaski różne ze żwirem	50	8,0				
	Piasek średni ze żwirem	25	2,0				
	Piaski różne ze żwirem	50	2,5				
	Otoczaki	400	1,5				
	suma:	32,0					
178.	Gleba	0,375	0,5	40,158	1,526	7,827	156,544
	Piasek drobny	6	0,5				
	Piasek drobny z otocz.	9	0,5				
	Piasek średni	17,5	0,6				
	Muły	0,086	0,4				
	Piasek drobny	6	0,5				
	Muły z piaskiem	0,086	0,5				
	Piasek średni ze żwirem	25	1,1				
	Piaski różne ze żwirem	50	5,3				
	Żwir z otoczkami	250	1,0				
	Piasek drobny	6	4,0				
	Piaski różne ze żwirem	50	4,2				
	Piasek drobny	6	0,9				
		suma:	20,0				
179.	Gleba, mady	0,0000065	1,6	91,557	0,0002	0,119	4,553
	Piasek	30	0,5				
	Piasek drobny	6	1,4				
	Piasek pylasty	0,071	1,0				
	Piasek drobny	6	6,5				
	Otoczaki ze żwirem	400	0,5				
	Piaski różne ze żwirem	50	3,5				
	Piaski różne	30	3,0				
	Żwir z otoczkami	250	2,0				
	Piaski różne ze żwirem	50	6,0				
	Żwir z otoczkami	250	5,0				
	Piaski różne	30	4,0				
	Żwir z otoczkami	250	3,2				
		suma:	38,2				

L.p.	Rodzaj gruntu	Współ- czynnik filtracji [m/d]	Miąż- szość warstwy [m]	k_h [m/d]	k_v [m/d]	k_{sr} [m/d]	T [m ² /d]
180.	Piasek drobny	6	0,3	33,165	3,567	10,877	445,958
	Piasek pylasty	0,071	0,7				
	Piasek drobny	6	4,2				
	Piasek średni ze żwirem	25	4,4				
	Piaski różne z otoczkami	50	0,4				
	Piasek średni ze żwirem	25	4,0				
	Piasek gruby ze żwirem	75	3,0				
	Piasek średni ze żwirem	25	5,0				
	Piaski różne z otoczkami	50	15,0				
	Piasek gliniasty ze żwirem	0,675	4,0				
	suma:		41,0				
181.	Piasek gliniasty	0,45	1,1	19,069	7,812	12,205	1019,153
	Piasek kwarcowy drobny	6	5,1				
	Piaski różne	30	40,8				
	Piasek drobny	6	0,7				
	Otoczaki	400	0,3				
	Piasek drobny	6	35,5				
	suma:		83,5				
182.	Piasek kwarcowy drobny	6	0,9	8,307	3,165	5,128	239,465
	Gлина piaszczysta	0,203	1,7				
	Piasek kwarcowy drobny	6	7,7				
	Piasek kwarcowy różny	30	8,4				
	Piasek kwarcowy drobny	6	28,0				
	suma:		46,7				

171 – wytłuszczone numery oznaczają odwiert, który charakteryzował się niepełnymi danymi i było niemożliwe określenie całkowitej miąższości aluwii m . W takim przypadku przyjęto głębokość odwiertu jako całkowitą miąższość aluwii.

Tabela 3.4.

**Pierwszy poziom madowy Doliny Gniewoszowsko-Kozienickiej
i Doliny Maciejowickiej według wyników badań w pracy magisterskiej autorki (I)
i odwiertów Państwowego Instytutu Geologicznego (II)**

Nr odw.	Lokalizacja	Rodzaj gruntu	Fracja		
			2–0,05	0,05–0,02	< 0,002
I					
1.	Nowa Wieś	Piasek gliniasty	80	16	4
2.	Nowa Wieś	Piasek gliniasty	67	23	10
3.	Kępa Bielańska	Glina	40	42	18
4.	Holendry Kuźmińskie	Glina	35	50	15
5.	Holendry Piotrkowskie	Pył piaszczysty	61	34	6
7.	Kozienice	Piasek gliniasty	94	3	3
8.	Wójtostwo pod Dąbrówkami	Glina	43	41	16
9.	Holendry Kozienickie	Piasek gliniasty	80	16	4
10.	Holendry Kozienickie	Piasek gliniasty	65	27	8
11.	Cudów	Piasek gliniasty	64	27	9
12.	Holendry Kozienickie	Glina piaszczysta	55	33	12
13.	Kępa Wólczyńska	Glina	49	39	12
14.	Samwodzie	Pył piaszczysty	38	55	7
15.	Staszów	Pył piaszczysty	49	42	9
16.	Staszów	Pył piaszczysty	51	41	8
17.	Wólka Tyrzyńska	Pył piaszczysty	51	40	9
18.	Dąbrówki	Piasek gliniasty	90	6	4
19.	Wola Klasztorna	Ił pylasty	5	54	41
20.	Zalesie	Ił pylasty	3	50	47
21.	Sławczyn	Piasek gliniasty	86	8	6
22.	Sławczyn	Glina pylasta	28	56	16
23.	Sławczyn	Glina/Glina zwięzła	33	47	20
24.	Borek	Piasek gliniasty	89	8	3
25.	Borek	Piasek gliniasty	76	17	7
26.	Zajezerze	Piasek gliniasty	75	20	5
27.	Wólka Wojcieszowska	Piasek drobny	97	3	–
28.	Nagórniki Mały	Glina pylasta	13	70	17
29.	Mozolice Duże	Glina/Glina zwięzła	43	37	20
31.	Opactwo	Glina piaszczysta	58	26	16
32.	Przewóz	Pył piaszczysty	62	32	6
33.	Zajezerze	Pył piaszczysty	53	41	6
34.	Regów Nowy	Piasek gliniasty	71	19	10
35.	Regów	Piasek gliniasty	63	30	7
36.	Borek	Glina	30	56	14
II					
4.	Ostrów	Pył	15	80	5
6.	Podwierzbie	Piasek drobny	97	3	–
7.	Ostrów	Pył piaszczysty	39	53	8
8.	Ostrów	Glina pylasta	16	66	18
36.	Kępa Wólczyńska	Piasek drobny	97	3	–
47.	Dęblin	Piasek kwarcowy gruby	97	–	–

Nr odw.	Lokalizacja	Rodzaj gruntu	Fracja		
			2-0,05	0,05-0,02	< 0,002
48.	Dęblin	Piasek gliniasty ¹	77	17	6
51.	Borowa	Pył	15	80	5
53.	Borowa	Piaski różne	96	1	–
54.	Borowa	Piasek drobny	97	3	–
55.	Dęblin	Piasek drobny	97	3	–
65.	Łęka	Piasek gliniasty	77	17	6
67.	Puławy	Piasek gruby	97	–	–
77.	Gołęb	Piasek pylasty	78	20	2
78.	Gołęb	Piasek pylasty	78	20	2
90.	Świerże Górne	Gлина piaszczysta ¹	57	29	14
106.	Świerże Górne	Gлина	40	45	15
119.	Zajezerze	Gлина	40	45	15
120.	Zajezerze	Gлина	40	45	15
121.	Borek	Gлина pylasta	16	66	18
123.	Zajezerze	Gлина piaszczysta	57	29	14
124.	Zajezerze	Piasek gliniasty	77	17	6
125.	Borek	Gлина pylasta	16	66	18
128.	Zajezerze	Gлина piaszczysta	57	29	14
152.	Kozienice	Piasek średni	96	2	–
153.	Kozienice	Piasek gliniasty	77	17	6
154.	Kozienice	Piasek drobny	97	3	–
155.	Kozienice	Piasek pylasty	78	20	2
166.	Samwodzie	Pył piaszczysty	39	53	8
168.	Samwodzie	Piasek pylasty	97	3	–
169.	Mozolice Duże	Gлина	40	45	15
173.	Sieciechów	Pył	15	80	5
174.	Sieciechów	Piasek średni	96	2	–
176.	Sieciechów	Pył	15	80	5
178.	Piotrkowice	Piasek drobny	97	3	–
180.	Kępa Wólczyńska	Piasek drobny	97	3	–
181.	Opatkowice	Piasek gliniasty	77	17	6
182.	Holendry Piotrkowskie	Piasek kwarcowy drobny	97	3	–

¹ według średniej arytmetycznej wyników granulometrycznych badań własnych.

Tabela 3.5.

Nieprzepuszczalne osady wysoczyzny

Numer odwiertu	Lokalizacja odwiertu	Osad zastoiskowy	Głębokość zalegania [m]
3	Magnuszew	Muły, ił	40,0
13	Magnuszew	Ił pylasty	29,1
15	Trzebień	Ił	33,0
25	Ryczywół	Pył	13,0
26	Ryczywół	Pył	14,5
28	Nowa Wieś	Muły	40,0
29	Nowa Wieś	Muły	40,0
31	Świerże Górne	Mułowce, glaukonit	42,0
35	Łuczynów	Muły; ił	31,4
38	Janików	Ił	22,5
40	Janików	Ił	25,6
43	Dęblin	Ił pylasty; żwir	10,5
44	Dęblin	Muły; wapienie	29,5
45	Dęblin	Muły; pył	23,6
52	Borowa	Pył	20,0
56	Dęblin	Ił; piasek	14,0
58	Stężycza	Muły; piasek	25,0
59	Stężycza	Muły	21,5
60	Stężycza	Ił	19,0
61	Stężycza	Pył	44,0
62	Stężycza	Lignit	19,0
64	Opatkowice	Pył	12,9
80	Świerże Górne	Muły	46,4
84	Świerże Górne	Muły; lignit	19,4
85	Świerże Górne	Pył	7,0
86	Świerże Górne	Węgiel brunatny	22,5
87	Świerże Górne	Węgiel brunatny	23,0
95	Świerże Górne	Ił	23,0
104	Świerże Górne	Ił	20,0
115	Gniewoszów	Ił	25,0
116	Gniewoszów	Ił pylasty	22,0
129	Kozienice	Pył ilasty	22,0
131	Janików	Pył	21,0
132	Janików	Torfy	16,0
134	Kozienice	Pył ilasty	22,0
136	Janików	Ił	22,4
137	Janików	Ił	23,5
138	Kozienice	Ił	23,0
139	Kozienice	Ił	29,5
140	Kozienice	Ił	18,1
141	Kozienice	Pył	24,0
143	Kozienice	Muły	22,1
144	Kozienice	Ił	23,1
147	Kozienice	Ił	19,2
149	Kozienice	Ił	31,4
150	Kozienice	Muły	21,3

Numer odwiertu	Lokalizacja odwiertu	Osad zastoiskowy	Głębokość zalegania [m]
157	Kozienice	Pył	22,5
158	Kozienice	Pył; ił	22,5
160	Kozienice	İł	22,0
162	Janików	İł	22,6
164	Opatkowice	Muły	30,8
183	Kozienice	İł	25,8
184	Kozienice	İł	18,0

Tabela 4.1.

Wykaz zbiorników retencyjnych wraz z ich pojemnością całkowitą i rezerwą powodziową¹

L.p.	Nazwa zbiornika	Rzeka	Pojemność całkowita [mln m ³]	Rezerwa powodziowa [mln m ³]	
				stała lub okresowa	nadpiętrzenie
1.	Rożnów	Dunajec	177,0	80,0	
2.	Goczałkowice	M. Wisła	168,4	60,3	
3.	Solina	San	474,0	50,0	32,0
4.	Jeziorsko	Warta	202,8	43,6	
5.	Tresna	Soła	100,0	40,0	
6.	Otmuchów	Nysa Kłodzka	134,5	38,9	
7.	Głębinów	Nysa Kłodzka	111,0	28,0	
8.	Turawa	Mała Panew	108,6	19,2	
9.	Pilchowice	Bóbr	49,0	17,0	
10.	Sulejów	Pilica	75,0	15,0	
11.	Jezioro Rajgrodzkie	Jerzgnia	31,7	12,8	10,0
12.	Jezioro Pakość	Noteć	41,0	9,6	
13.	Leśna	Kwisa	14,8	8,0	1,2
14.	Słup	Nysa Szalona	37,9	6,9	
15.	Dzierżno Duże	Kłodnica	94,0	6,0	
16.	Hańcza	Czarna Stasz.	18,6	5,9	
17.	Sobieszów	Kamienna	5,72	5,72	1,02
18.	Poraj	Warta	25,1	5,5	
19.	Porąbka	Soła	28,4	5,0	
20.	Mietków	Bystrzyca	69,91	4,54	
21.	Pierzchały	Pasłęka	11,5	4,0	
22.	Cieplice	Wrzosówka	3,90	3,90	1,03
23.	Mirsk	Długi Potok	3,35	3,35	0,67
24.	Wapienica	Wapienica	1,1	3,3	
25.	Dąbrówka	Młynówka Malb.	8,4	3,1	
26.	Turawa II	Mała Panew	8,2	3,0	
27.	Mysłakowice	Łomnica W.	3,00	3,00	0,56
28.	Przeczyce	Przemsza Czarna	20,7	2,9	
29.	Jarnońtówek	Złoty Potok	2,25	2,25	
30.	Bukówka	Bóbr	2,14	2,14	0,49
31.	Wisła Czarna	M. Wisła	4,9	2,1	0,4
32.	Dzierżno II	Drama	11,6	2,1	
33.	Lubachów	Bystrzyca	8,0	2,0	
34.	Kozłowa Góra	Brynica	15,6	1,9	
35.	Świerzawa	Kamiennik	1,58	1,58	0,17
36.	Besko	Wisłok	16,0	1,3	
37.	Gąskowo	Słupia	17,9	1,2	
38.	Stronie Śląskie	Morawka	1,18	1,18	
39.	Myczkowce	San	10,0	1,0	
40.	Brody Iłżańskie	Kamienna	7,0	1,0	
41.	Niedów	Witka	5,6	1,0	
42.	Kaczorów	Kaczawa	0,86	0,86	0,12
43.	Międzygórze	Wilczka	0,83	0,83	
44.	Bolków	Rachowicka Woda	0,74	0,74	0,13

L.p.	Nazwa zbiornika	Rzeka	Pojemność całkowita [mln m ³]	Rezerwa powodziowa [mln m ³]	
				stała lub okresowa	nadpiętrzenie
45.	Rosnowo	Radew	8,7	0,7	
46.	Czechło	Czechło	1,0	0,6	
47.	Krzeszów I	Zadrna	0,40	0,40	0,21
48.	Hajka	Radew	5,4	0,4	
49.	Braswald	Łyna	2,1	0,4	
50.	Krzeszów II	Meta	0,35	0,35	0,17
51.	Starachowice	Kamienna	1,7	0,3	
52.	Rybnik	Ruda	24,0		1,5
53.	Złotniki	Kwisa	10,4		1,5

¹ J. Grochulski, *Ochrona przed powodzią...*, s. 317–318; E. Drożdżal, *Przyczyny i skutki powodzi...*, s. 128; S. Czaban, R. Sura, *Wpływ zbiorników retencyjnych na przepływy i zasolenie Odry w przekroju Głogów*, „Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska III”, 1993, nr 232, s. 228; B. Przedwojski, J. Przybyłek, L. Rembeza, *Wpływ zbiornika Jeziorsko...*, s. 185.

Tabela 5.1.

**Wartości głównych parametrów jednostek hydrogeologicznych Doliny Środkowej Wisły
na odcinku Puławy–Magnuszew**

Jednostka hydrogeologiczna	Średnia miąższość warstwy wodonośnej [m]	Średni współczynnik filtracji [m/d]	Wodoprzewodność [m ² /d]	Wydajności studzien [m ³ /h]	Arkusze mapy hydrogeologicznej w skali 1:50 000
aQ – Cr ₃ IV	100	18 (P) 27,4 (D)	1800 (P) 959 (D)	b.d.	Puławy, Dęblin
aCr ₃ III	120	14,2	> 500 > 1000	b.d.	Puławy
$\frac{Q}{bc\ Tr - Cr}$ II	20	27	540	b.d.	Kozienice
$\frac{aQ}{Cr}$ IV	25 (K) 27,4 (D)	20	200–500 (K) 548 (D)	b.d.	Kozienice, Dęblin
Q – Tr – Cr IV	35	27	500–1000	b.d.	Kozienice
aQ – Tr III		46,2	1192	> 70	Łaskarzew
$\frac{aQ}{Tr}$ III	30	35	600	70–120	Magnuszew
$\frac{aQ-Tr}{Cr}$ IV	35	34	950 (M) 500–1000 (K)	50–70 (K) 70–120 (M) > 120	Magnuszew, Kozienice, Głowaczów

Objaśnienia:

- aQ – Cr₃ IV: jest jednostką związaną głównie z doliną Wisły, obejmującą taras zalewowy i nadzalewowy rzeki. Głównym poziomem wodonośnym są tu obszary szczelinowe kredy górnej, pozostające w łączności hydraulicznej z piaskami i żwirami pochodzenia aluwialnego i fluwioglacjalnego okresu czwartorzędowego. Obszar ten charakteryzuje się prostym i jednorodnym reżimem hydrogeologicznym, a bazę drenażową stanowi Wisła. Zwierciadło wód podziemnych posiada na ogół charakter swobodny. Jednostka ta jest zasobna, ale i zagrożona ze względu na brak izolacji od powierzchni terenu.
- aCr₃ III: obejmuje śródmieście i północne przedmieścia Puław. Poziom wodonośny stanowią wapienie i margle kredy górnej. Zwierciadło wody podziemnej jest zazwyczaj swobodne, lokalnie, w punktach występowania zwietrzliny, znajduje się pod niewielkim napięciem rzędu 2–3 m.
- $\frac{Q}{bc\ Tr - Cr}$ II
występuje w formie pasa, rozciągającego się z rejonu Kozienic w kierunku południowo-zachodnim. Główny poziom wodonośny występuje w utworach trzeciorzędowo-kredowych, połączonych hydraulicznie. Głębokość występowania poziomu wodonośnego mieści się w przedziale 50–100 m, przeważają jednak głębokości 50–60 m. Izolacja poziomu wodonośnego jest średnia lub dobra, dlatego jakość wody określana jest na bardzo dobrą, a stopień zagrożenia – niski. Drugorzędnym poziomem użytkowym może być lokalnie poziom czwartorzędowy.
- $\frac{aQ}{Cr}$ IV
obejmuje znaczny obszar tarasu zalewowego Wisły. Czwartorzędowy poziom użytkowy pozbawiony jest izolacji, przez co narażony jest na zanieczyszczenie, ale jednocześnie ma dobre warunki dla odnawialności wód. Woda jest średniej jakości. Podrzednym poziomem wodonośnym są szczelinowe utwory kredy górnej.
- Q – Tr – Cr IV: występuje na obszarze środka arkusza Kozienice w kierunku południowym i południowo-wschodnim. Głównym poziomem użytkowym jest poziom wodonośny w połączonych hydraulicznie utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych i kredowych. Praktycznie ujmowane są tylko wody w warstwie czwartorzędowej, rzadziej trzeciorzędowej. Głębokość występowania wód jest mniejsza niż 5 m. Poziom użytkowy pozbawiony jest izolacji, dlatego jakość wody jest średnia, a zagrożenie wysokie.

6. aQ – Tr III: występuje w niej połączony czwartorzędowo-trzeciorzędowy, główny użytkowy poziom wodonośny, związany z piaskami i żwirami akumulacji rzecznej, zalegającymi bezpośrednio na piaskach kwarcowych miocenu. Zwierciadło wody jest swobodne, a głębokość do stropu warstwy wodonośnej nie przekracza 5 m. Sumaryczna miąższość warstwy wodonośnej jest większa niż 40 m, zmniejszając się w kierunku Wisły. Na obszarze tym są dobre warunki odnawialności poprzez infiltrację powierzchniową, dzięki braku izolacji, oraz przez dopływ lateralny z obszarów wysoczyzny.
7. $\frac{aQ}{Tr}$ III
wody podziemne o zwierciadle swobodnym znajdują się w tej jednostce w odsłoniętych piaskach różnoziarnistych ze żwirem i otoczkami pochodzenia rzecznej. Brak izolacji stwarza dobre warunki odnawialności przez infiltrację powierzchniową.
8. $\frac{aQ-Tr}{Cr}$ IV
obszar doliny Wisły z zachowanymi utworami trzeciorzędowymi. Za poziomy główne przyjęto poziom czwartorzędowo-trzeciorzędowy, którego głębokość występowania określa się na mniejszą niż 5 m. Brak izolacji powierzchniowej stwarza dobre warunki odnawialności wód przez infiltrację powierzchniową i zasilanie boczne. Za: A. Sokołowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 14, 16; M. Perek, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 3; Z. Mianowski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. 7–9; J. Czerwińska-Tomczyk, A. Sadurski, Mapa hydrogeologiczna Polski..., s. nlb.; J. Włostowski, Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000. Arkusz Magnuszew (635), maszynopis, Warszawa 1998, s. 13.

Tabela 5.2.

Poziomy wodonośne na podstawie odwiertów Państwowego Instytutu Geologicznego

Numer odwiertu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
1	Wólka Tarnowska	100,3	47,5	U 1,5 N 3,0	Q	U 3,8 N 23,7	Tr pl	U 4,0 N 34,4	Tr pl		
2	Grzybów	101,8	70,0	2,0	Q	U 2,5 N 29,7	Q	U 5,2 N 53,2	Tr pl		
3	Magnuszew	102,0	100,0	3,0	Q	U N 46,0	Q	U N 58,5	Tr pl	U 3,0 N 66,0	Tr m
4	Ostrów	101,8	30,0	U 1,6 N 3,4	Q						
5	Holendry Magnuszewskie	99,0	55,0	2,0	Q	U N 25,6	Q	U N 51,0	Q		
6	Podwierzbie	101,3	41,7	1,3	Q	U N 32,1	Q				
7	Ostrów	102,1	61,5	U 2,6 N 2,7	Q	U 14,0 N 52,7	Q				
8	Ostrów	102,0	50,0	U 1,5 N 1,6	Q	U 3,5 N 33,5	Q				
9	Tarnów	103,0	40,4	2,3	Q	U 8,0 N 24,5	Q				
10	Samogoszcz	108,0	10,5	3,3	Q						
11	Bączki	104,1	35,5	1,7	Q						
12	Magnuszew	102,6	25,0	2,2	Q						
13	Przydworzyce	104,3	50,0	2,2	Q	U 11,7 N 34,3	Tr pl				
14	Przydworzyce	104,5	26,0	1,8	Q						
15	Trzebień	104,6	110,0	3,2	Q	U 12,2 N 39,6	Q	U 14,7 N 86,6	Tr m		
15b	Ryczywół	106,2	25,0	3,0	Q						
16	Świerże Górne	107,8	25,0	4,5	Q	U 4,5 N 21,2	Tr				

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
17	Świerże Górne	107,7	25,0	4,2	Q	U 4,2 N 21,5	Tr				
18	Świerże Górne	107,7	28,0	4,5	Q						
19	Świerże Górne	107,7	25,0	4,0	Q						
20	Wilczkowice	107,4	27,0	3,9	Q	U 3,9 N 22,1	Tr m				
21	Wilczkowice	106,7	25,0	1,3	Q						
22	Wilczkowice	107,8	30,0	3,2	Q						
23	Wilczkowice	107,4	19,5	4,0	Q						
24	Wilczkowice	111,0	25,0	2,8	Q						
25	Ryczywół	107,5	146,5	2,7	Q	U 0,9 N 113,0	Tr ol				
26	Ryczywół	107,5	134,0	2,5	Q	U 1,2 N 110,0	Tr				
27	Maciejowice	110,0	28,5	1,5	Q						
28	Nowa Wieś	109,5	117,5	2,8	Q	U 5,5 N 58,0	Q	U 1,2 N 96,0	Tr		
29	Nowa Wieś	109,5	117,5	2,9	Q	U 5,7 N 58,0	Q	U 1,5 N 97,5	Tr		
30	Łuczynów	110,0	20,0	2,5	Q						
31	Świerże Górne	106,0	178,0	3,7	Q	U 10,0 N 110,0	Tr	U 1,4 N 130,0	Cr		
32	Świerże Górne	106,0	16,1	4,1	Q						
33	Świerże Górne	108,3	24,0	4,5	Q	U N 23,0	Tr m				
34	Świerże Górne	106,5	24,0	4,7	Q						
35	Łuczynów	113,0	71,0	U N 0,2	Q	U N 21,0	Q/Tr m	U N 63,6	Tr ol		
36	Kępa Wólczyńska	107,8	50,0	1,5	Q						
37	Pawłowice	111,6	40,0	2,5	Q	U N 39,2	Tr ol				

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
38	Janików	115,5	24,0	7,3	Q						
39	Janików	115,5	28,0	7,5	Q						
40	Janików	115,6	26,0	7,1	Q						
41	Wola Klasztorna	113,0	40,6	U N 1,6	Q						
42	Brzeźnica	115,7	30,0	5,2	Q						
43	Dęblin	114,1	37,0	0,7	Q	U N 30,8	Tr ol				
44	Dęblin	118,0	91,5	4,5	Q	U N 20,0	Tr	U N 33,0	Tr	U 4,0 N 57,0	Cr
45	Dęblin	117,8	45,0	3,7	Q	U 4,6 N 30,0	Tr				
46	Dęblin	113,0	31,7	U N 2,1	Q						
47	Dęblin	109,5	28,6	U N 3,0	Q						
48	Dęblin	114,0	27,2	U N 2,4	Q						
49	Dęblin	114,3	17,0	2,5	Q						
50	Dęblin	113,7	18,0	1,5	Q						
51	Borowa	115,0	30,0	U N 3,0	Q						
52	Borowa	118,3	48,0	4,0	Q	U 4,6 N 37,0	Tr				
53	Borowa	117,5	74,0	5,0	Q	U 6,5 N 54,0	Cr 3				
54	Borowa	118,2	20,0	3,8	Q						
55	Dęblin	113,1	30,0	0,9	Q						
56	Dęblin	117,6	110,0	5,8	Q	U 10,6 N 60,0	Cr				

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
57	Stężycza	115,4	20,0	3,1	Q						
58	Stężycza	112,0	120,0	3,7	Q	U 4,2 N 50,0	Tr	U 3,3 N 78,0	Cr		
59	Stężycza	112,0	110,0	U 4,7 N 62,5	Tr/Cr						
60	Stężycza	113,0	100,0	6,0	Q	U 6,6 N 48,0	Tr ol	U 6,7 N 66,0	Tr ol / Cr		
61	Stężycza	117,2	76,0	U 3,7 N 60,0	Tr						
62	Stężycza	116,6	24,0	6,0	Q						
63	Gołąb	116,3	24,0	U 3,3 N 4,0	Q						
64	Opatkowice	148,3	35,1	24,0	Q	U 24,0 N 35,0	Cr 3				
65	Łęka	119,6	14,5	U N 3,7	Q						
66	Wólka Gołębska	121,5	16,2	U N 10,0	Q						
67	Puławy	120,3	38,0	2,0	Q						
68	Puławy	123,5	80,0	6,4	Q						
69	Puławy	122,4	80,0	5,7	Q						
70	Puławy	124,5	80,0	7,2	Cr 3						
71	Puławy	125,7	81,5	9,0	Q/Cr						
72	Puławy	122,8	80,0	7,5	Cr						
73	Puławy	126,5	80,0	11,0	Cr						
74	Góra Puławska	119,7	25,0	3,5	Q	U 2,4 N 16,5	Cr				
75	Puławy	122,1	20,0	4,0	Q						
76	Puławy	122,6	20,0	4,8	Q						
77	Gołąb	117,4	31,0	3,0	Q						
78	Gołąb	117,4	30,0	3,0	Q						

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
79	Świerże Górne	108,8	22,2	4,2	Q						
80	Świerże Górne	108,5	123,0	U N 5,0	Q	U N 48,0	Tr ol	U N 87,7	Tr ol	U N 117,2	Tr ol / Cr
81	Świerże Górne	104,4	10,0	U N 2,1	Q						
82	Świerże Górne	105,0	10,0	2,0	Q						
83	Świerże Górne	109,6	25,0	4,4	Q						
84	Świerże Górne	103,9	20,4	5,0	Q						
85	Świerże Górne	110,0	25,0	2,8	Q	U N 13,0	Q				
86	Świerże Górne	107,6	30,0	4,3	Q						
87	Świerże Górne	107,6	27,0	4,6	Q						
88	Świerże Górne	108,2	28,0	3,7	Q						
89	Świerże Górne	107,9	24,5	7,4	Q						
90	Świerże Górne	105,0	10,0	2,1	Q						
91	Świerże Górne	107,5	20,0	3,0	Q						
92	Świerże Górne	107,0	25,0	5,8	Q						
93	Świerże Górne	107,0	17,0	3,4	Q						
94	Świerże Górne	106,0	19,0	5,9	Q						
95	Świerże Górne	106,0	28,0	5,6	Q	U N 27,0	Tr m				
96	Świerże Górne	107,0	20,0	3,0	Q						
97	Świerże Górne	108,4	42,0	5,4	Q						
98	Świerże Górne	107,2	31,0	3,2	Q						
99	Świerże Górne	111,6	45,0	6,8	Q						
100	Świerże Górne	108,4	20,0	U N 4,5	Q						
101	Świerże Górne	110,3	22,0	2,0	Q						
102	Świerże Górne	108,0	25,0	4,5	Q						
103	Świerże Górne	108,1	24,0	5,0	Q						
104	Świerże Górne	108,3	23,3	4,2	Q						

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
105	Świerże Górne	108,4	22,0	5,0	Q						
106	Świerże Górne	105,0	20,0	2,0	Q						
107	Świerże Górne	109,2	25,0	U 6,4 N 21,6	Tr						
108	Świerże Górne	108,4	26,0	U 5,3 N 24,5	Q/Tr						
109	Świerże Górne	108,3	26,5	4,8	Q						
110	Świerże Górne	108,1	27,0	7,0	Q						
111	Świerże Górne	107,8	27,0	6,8	Q						
112	Świerże Górne	108,3	26,5	6,2	Q						
113	Opatkowice	129,0	14,3	U N 9,0	Q						
114	Nowy Regów	127,0	20,0	U N 2,5	Q						
115	Gniewoszków	123,7	50,0	U 6,7 N 28,0	Cr						
116	Gniewoszków	121,9	72,0	U 6,5 N 24,0	Cr						
117	Gniewoszków	120,9	26,0	8,2	Q	U 4,3 N 15,7	Q				
118	Oleksów	115,0	100,5	2,5	Q	U 0,3 N 83,0	Cr				
119	Zajezerze	115,2	150,0	U 1,8 N 6,0	Q	U 6,0 N 64,5	Cr				
120	Zajezerze	115,6	100,0	U 4,8 N 54,0	Cr						
121	Borek	109,2	23,0	U 1,7 N 3,2	Q						
122	Zajezerze	114,0	12,5	2,4	Q						
123	Zajezerze	115,1	19,0	U 2,4 N	Q?						

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
124	Zajezerze	117,8	20,0	5,9	Q						
125	Borek	114,0	100,0	U 2,0 N 8,0	Q	U 3,5 N 50,0	Tr pl				
126	Opactwo	112,0	16,0	U N 2,3	Q						
127	Opactwo	112,0	40,5	U N 0,3	Q						
128	Zajezerze	110,0	14,0	U 2,2 N 5,0	Q						
129	Kozienice	113,2	25,0	5,3	Q						
130	Kozienice	112,8	21,0	4,6	Q						
131	Janików	115,6	23,0	6,3	Q						
132	Janików	120,5	17,0	5,8	Q						
133	Kozienice	116,5	25,0	8,2	Q						
134	Kozienice	113,8	23,5	4,0	Q						
135	Kozienice	115,5	32,5								
136	Janików	115,0	25,0	7,2	Q						
137	Janików	115,7	126,0	8,5	Q	U 8,5 N 48,0	Tr	U 6,0 N 70,0	Tr		
138	Kozienice	108,0	91,5	6,6	Q	U N 38,6	Tr	U 0,5 N 55,0	Tr		
139	Kozienice	114,0	78,5	7,5	Q						
140	Kozienice	115,0	89,0	U N 1,3	Q	U N 28,7	Tr	U N 65,5	Tr	U 0,1 N 82,0	Cr
141	Kozienice	113,5	125,0	4,0	Q	U 3,1 N 60,0	Tr				
142	Kozienice	113,0	402,9	U N 95,2	Cr						
143	Kozienice	115,0	76,9	U N 5,0	Q	U N 31,0	Tr ol	U N 67,0	Tr ol		
144	Kozienice	115,0	75,6	U N 5,0	Q	U N 63,4	Tr ol				

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
145	Kozienice	114,0	19,0	U N 4,0	Q						
146	Kozienice	114,0	17,5	U N 4,0	Q						
147	Kozienice	118,0	71,6	U N 2,0	Q	U N 22,3	Tr ol	U -0,3 N 56,4	Tr ol		
148	Kozienice	119,0	71,0	U N 5,0	Q	U N 28,7	Tr	U 4,0 N 61,9	Tr		
149	Kozienice	114,0	69,9	U N 5,5	Q	U 4,6 N 58,5	Tr ol				
150	Kozienice	112,0	80,0	U N 7,6	Tr m	U N 30,8	Tr m	U 1,8 N 60,4	Tr ol		
151	Kozienice	123,0	18,0		3,7 Q						
152	Kozienice	109,3	15,0		1,5 Q						
153	Kozienice	108,8	15,0		0,9 Q						
154	Kozienice	108,6	15,0		0,4 Q						
155	Kozienice	109,7	150,0		1,4 Q	U 5,0 N 84,0	Cr	U 7,0 N 113,0	Cr		
156	Kozienice	120,3	21,0		3,4 Q						
157	Kozienice	114,1	25,0		5,0 Q						
158	Kozienice	114,3	25,0		5,0 Q						
159	Kozienice	112,0	26,0		6,3 Q						
160	Kozienice	113,6	26,0		6,2 Q						
161	Janików	115,3	25,0		6,4 Q						
162	Janików	115,5	25,0		7,7 Q						
163	Holendry Piotrkowskie	107,5	52,8	U N 1,1	Q						
164	Opatkowice	112,0	71,7	U N 0,2	Q	U N 38,5	Tr m	U N 70,3	Tr ol		
165	Kozienice	111,4	17,5		0,7 Q						
166	Samwodzie	111,3	30,0		3,1 Q						

Numer odwier- tu	Miejsce	Rzędna terenu [m n.p.m.]	Głębokość całkowita otworu [m]	I poziom wodonośny		II poziom wodonośny		III poziom wodonośny		IV poziom wodonośny	
				Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy	Głęb. [m]	Rodzaj warstwy
167	Wólka Tyrzyńska	109,5	50,0	2,6	Q	U N 3,2	Tr				
168	Samwodzie	110,2	50,0	1,6	Q						
169	Mozolice Duże	111,0	39,6	1,2	Q						
170	Kozienice	108,7	20,5	0,5	Q						
171	Staszów	109,6	25,0	3,1	Q						
172	Brzeźnica	115,7	30,0	5,2	Q						
173	Sieciechów	113,6	50,0	2,2	Q						
174	Sieciechów	113,6	70,0	3,5	Q	U 3,5 N 50,0	Tr pl				
175	Janików	115,3	27,0	7,2	Q						
176	Sieciechów	111,8	50,0	2,3	Q						
177	Bąkowiec	114,0	37,1	U N 2,5	Q						
178	Piotrkowice	109,0	66,2	U N 0,5	Q	U N 21,1	Tr pl	U N 43,7?	Tr m		
179	Wola Klasztorna	113,0	40,6	U N 1,6	Q						
180	Kępa Wólczyńska	107,8	50,0	1,5	Q						
181	Opatkowice	107,0	90,0	U N 6,2	Q	U N 85,8	Cr				
182	Holendry Piotrkowskie	106,5	79,6	U N 2,6	Q	U N 50,7	Tr ol				
183	Kozienice	113,6	90,5	8,0	Q	U N 59,0	Tr	U 3,0 N 79,5	Cr		
184	Kozienice	113,9	22,0	5,2	Q						

Oznaczenia:

U – zwierciadło ustalone,

N – zwierciadło nawiercone,

180 – odwierty zlokalizowane na obszarze badań.

Tabela 6.1.

Lokalizacja punktów pomiarowych

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni	Uwagi pomiarowe
		X	Y		[m n.p.m. Kr 60]	
1	Regów Stary 93	5562276	4689375	lewobrzeżny taras zalewowy	117.33	wewnętrzna niższa krawędź
2	Regów Stary 70	5564877	4689908	lewobrzeżny taras zalewowy	116.55	
3	Borek 53	5566902	4688480	lewobrzeżny taras zalewowy	116.80	względem starej deski
4	Zajezierze, ul. Wiślana 11	5568717	4688250	lewobrzeżny taras zalewowy	116.34	od betonu
5	Głusiec	5570686	4688096	lewobrzeżny taras zalewowy	115.07	od zaokrąglonego betonu
6	Głusiec 32	5571088	4686744	lewobrzeżny taras zalewowy	114.92	
7	Występ	5569665	4686641	lewobrzeżny taras zalewowy	115.60	do drewna
8	Wólka Wojcieszowska 12	5567570	4687220	lewobrzeżny taras zalewowy	116.27	od drewna
9	Nagórnik 3	5567926	4685674	lewobrzeżny taras zalewowy	114.93	od bardzo zaokrąglonego betonu
10	Kępicze 24	5569820	4684401	lewobrzeżny taras zalewowy	114.57	od zaokrąglonego betonu
11	Kępicze 18	5569778	4684612	lewobrzeżny taras zalewowy	114.25	od betonu
12	Przewóz	5570784	4683971	lewobrzeżny taras zalewowy	114.30	od betonu
13	Opactwo 50	5568442	4684783	lewobrzeżny taras zalewowy	114.07	od betonu w części najwyższej po stronie domu
14	Wola Klasztorna 43	5566641	4683759	lewobrzeżny taras zalewowy	116.26	od betonu
15	Sieciechów, ul. 11 listopada 120	5568377	4682841	lewobrzeżny taras zalewowy przy starorzeczu	115.12	od betonu
16	Mozolice Duże 3	5569761	4680127	lewobrzeżny taras zalewowy	113.89	od betonu
17	Nowa Wieś 129	5579706	4666314	starorzecze; brzeg lewy; wpływ Zagożdżonki	107.12	od deski bocznej
18	Nowa Wieś 181	5581200	4668054	lewobrzeżny taras zalewowy; wpływ Zagożdżonki	107.59	od betonu

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni	Uwagi pomiarowe
		X	Y		[m n.p.m. Kr 60]	
19	Kępa Bielańska 12	5582248	4667510	lewobrzeżny taras zalewowy; wpływ Zagożdżonki	107.68	od deski
20	Nowa Wieś 178	5581815	4667551	lewobrzeżny taras zalewowy; wpływ Zagożdżonki	107.09 107.48	od nowej płyty; nowa niwelacja, ze względu na wymianę kręgu
21	Piotrkowice 1	5578948	4668703	lewobrzeżny taras zalewowy	107.82	nie istnieje
22	Holendry Piotrkowskie 12a	5578262	4667649	lewobrzeżny taras zalewowy; wpływ Zagożdżonki	108.20	od średniego poziomu kręgu betonowego z obitym rantem
23	Holendry Kuźmińskie 37	5581790	4668570	lewobrzeżny taras zalewowy; wpływ Zagożdżonki	107.93	od równego betonu
24	Wójtostwo pod Dąbrówkami 24	5575380	4671342	lewobrzeżny taras zalewowy	109.28	od betonu
25	Wymysłów 2	5576520	4670757	lewobrzeżny taras zalewowy	108.41	od niższej części betonu
26	Holendry Kozienickie 17	5576286	4672741	lewobrzeżny taras zalewowy	108.81	od najwyższej części obwodu betonowego kręgu; żuraw
27	Cudów 12	5576485	4670084	lewobrzeżny taras zalewowy	109.92	od betonu z 1952 r.
28	Holendry Kozienickie 42	5576495	4671623	lewobrzeżny taras zalewowy	109.91	od niższej zaokrąglonej części betonu
29	Holendry Kozienickie 49	5577324	4670790	lewobrzeżny taras zalewowy	108.77	od betonu
30	Samwodzie 2	5575440	4675326	lewobrzeżny taras zalewowy	110.65	od drewna (płaszczyzna styczna)
31	Samwodzie 15	5574482	4675410	lewobrzeżny taras zalewowy	111.33	od betonu
32	Samwodzie 53	5573621	4675994	lewobrzeżny taras zalewowy	111.68	od betonu („beczki”)
33	Staszów 6	5572520	4677408	lewobrzeżny taras zalewowy	111.67	od betonu od strony drogi do budynku (czerwone ślady)
34	Staszów 27	5572520	4677446	lewobrzeżny taras zalewowy	111.58	od betonu

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni [m n.p.m. Kr 60]	Uwagi pomiarowe
		X	Y			
35	Wólka Tyrzyńska (naprzeciwko szkoły)	5573946	4673912	lewobrzeżny taras zalewowy	109.82	od betonu; od drewna wychodzi 2,97 m
36	Dąbrówki 30a	5573909	4673085	lewobrzeżny taras zalewowy	109.67	od betonu
37	Regów Kolonia 79	5565367	4689498	lewobrzeżny taras zalewowy	112.50	względem betonu
38	Borek 119	5566316	4688543	lewobrzeżny taras zalewowy	111.86	
39	Borek 158a	5567906	4687958	lewobrzeżny taras zalewowy	115.13	od betonu
40	Zajezierze 53	5569158	4688418	lewobrzeżny taras zalewowy	115.00	mierzone od drewna
41	Zbyszczyn 14	5570799	4685618	lewobrzeżny taras zalewowy	114.89	
42	Głusiec 21	5571434	4686300	lewobrzeżny taras zalewowy	114.56	od średniego poziomu krzywego kręgu (od frontu studni)
43	Opactwo 84	5569115	4685200	lewobrzeżny taras zalewowy	113.98	mierzone od betonu; na krawędzi data 24.05.1938
44	Opactwo 11	5568744	4683932	starorzecze; brzeg lewy	113.32	
45	Sieciechów, ul. Kozienicka 40	5569125	4682533	lewobrzeżny taras zalewowy	114.46	
46	Łoje 5	5570324	4681779	lewobrzeżny taras zalewowy	113.48	od frontu w części najwyższej
47	Opactwo 23	5567676	4684083	starorzecze; brzeg lewy	114.64	od betonu; od drewna wychodzi 3,07 m
48	Opactwo – przepust	5568621	4684049	starorzecze; brzeg lewy	112.25	pomiędzy rurami w osi przepustu od strony zachodniej (Sieciechowa)
49	Zajezierze 11, ul. Piłsudskiego	5568625	4687653	lewobrzeżny taras zalewowy	116.02	do betonu
50	Oleksów 79	5564918	4687882	starorzecze; brzeg lewy	116.09	od kręgu
51	Oleksów 77	5563711	4687663	lewobrzeżny taras zalewowy	116.86	od betonu
52	Sławczyn Stary 43	5564652	4685879	lewobrzeżny taras zalewowy	115.87	od starej deski

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni [m n.p.m. Kr 60]	Uwagi pomiarowe
		X	Y			
53	Zalesie 12	5565419	4685313	lewobrzeżny taras zalewowy	116.89	mierzone od wcięcia w kręgu, żuraw
54	Mozolice Małe 14	5571103	4678016	lewobrzeżny taras zalewowy	112.11	od betonu
55	Bąkowiec Kolonia – przepust	5565602	4682734	starorzecze; brzeg lewy	115.80	do reperu
56	Łoje 52	5570744	4682989	lewobrzeżny taras zalewowy	114.12	
57	Sieciechów – przepust	5569220	4681943	lewobrzeżny taras zalewowy	112.90	
58	Borek 150	5565792	4688703	lewobrzeżny taras zalewowy	111.97	od betonu
59	Jesionka, ul. Kozienicka 66	5569581	4680745	lewobrzeżny taras zalewowy przy starorzeczu	113.60	od betonu od strony deski
60	Mozolice Duże 24	5569908	4679220	lewobrzeżny taras zalewowy	112.75	od betonu; z dużym błędem – reper pod fundamentem płotu
61	Mozolice Duże 54	5570054	4678256	lewobrzeżny taras zalewowy przy starorzeczu	112.68	od betonu
62	Mozolice Małe – mostek	5571936	4677798	lewobrzeżny taras zalewowy	110.77 111.87	górną i dolną barierką mostku
63	Mozolice Małe 37	5571842	4677702	lewobrzeżny taras zalewowy	112.27	od drewna
64	Brzeźnica 78	5570619	4675516	lewobrzeżny taras zalewowy	112.28	od betonu
65	Psary – przepust	5572154	4674021	lewobrzeżny taras zalewowy	108.84	od wierzchu betonu
66	Psary 1	5571969	4673984	starorzecze; brzeg lewy	110.11	
67	Samwodzie	5572749	4674980	lewobrzeżny taras zalewowy	110.72	od betonu z datą 26 VII 1952
68	Samwodzie – mostek	5572780	4674999	lewobrzeżny taras zalewowy	110.43	poniżej Rp zw w kanale po stronie wg mostu
69	Samwodzie 39	5573366	4674898	lewobrzeżny taras zalewowy	110.42	od drewna
70	Wólka Tyrzyńska B 37	5575956	4674032	lewobrzeżny taras zalewowy	110.17	

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni	Uwagi pomiarowe
		X	Y		[m n.p.m. Kr 60]	
71	Dąbrówki 3	5574929	4673058	lewobrzeżny taras zalewowy	108.83	od b. niskiego betonu (planującą nadbudowę studni)
72	Dąbrówki – mostek	5574897	4672962	lewobrzeżny taras zalewowy	109.88 109.74	od dolnego płaskownika bariery, przy przecię, w osi kanału
73	Kozienice, ul. Dolna 24	5573060	4670857	lewobrzeżny taras zalewowy	109.64	od drewna
74	Wójtostwo pod Dąbrówkami – mostek	5575563	4670918	lewobrzeżny taras zalewowy	108.16	od krawędzi do wody dolnej w osi rzeczki
75	Wójtostwo pod Dąbrówkami – mostek	5575995	4670857	lewobrzeżny taras zalewowy	110.11	od krawędzi do wody dolnej w osi rzeczki
76	Kozienice – pomost na kąpielisku	5575518	4668762	starorzecze; brzeg lewy	106.21	od desek pomostu (bez listwy krawędziowej); zmierzone na prawym, dalszym rogu pomostu
77	Piotrkowice – mostek	5578856	4668761	lewobrzeżny taras zalewowy niższy Zagożdżonki	107.97	od krawędzi
78	Piotrkowice – szkoła	5580251	4669560	lewobrzeżny taras zalewowy	108.03	
79	Piotrkowice 41	5580283	4669579	lewobrzeżny taras zalewowy	108.19	
80	Kuźmy 15	5581084	4669247	lewobrzeżny taras zalewowy	108.24	od belki drewnianej
81	Kępa Bielańska	5582241	4666395	lewobrzeżny taras zalewowy	106.68	od betonu
82	Podmieście 22					nie będzie brana pod uwagę
83	Wysokie Koło 45	5560855	4689428	starorzecze; brzeg lewy	119.46	
84	Podmieście 15	5560866	4690490	lewobrzeżny taras zalewowy	118.90	na dolnej krawędzi
85	Kolonia Wysokie Koło 49	5560057	4689996	lewobrzeżny taras zalewowy	119.09	na dolnej krawędzi koło wyszczerbienia, po prawej stronie

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni [m n.p.m. Kr 60]	Uwagi pomiarowe
		X	Y			
86	Podmieście 3	5560473	4691305	lewobrzeżny taras zalewowy	118.17	
87	Kowala 61	5559974	4693742	lewobrzeżny taras zalewowy	119.22	
88	Łęka 42	5560077	4694726	lewobrzeżny taras zalewowy	118.66	
89	Łęka 69	5559034	4695336	lewobrzeżny taras zalewowy	119.26	
90	Bronowice 45	5557890	4695330	lewobrzeżny taras zalewowy	119.45	do pokrywy
91	Góra Puławska, ul. Powiśle 23	5555492	4696362	lewobrzeżny taras zalewowy	120.33	
92	Góra Puławska 42	5556047	4696278	lewobrzeżny taras zalewowy	120.49	
93	Jaroszyn 9	5556111	4696490	lewobrzeżny taras zalewowy	120.16	
94	Matygi 55	5567299	4690962	prawobrzeżny taras zalewowy	116.49	
95	Matygi 4	5567276	4691734	prawobrzeżny taras zalewowy	116.52	
96	Borowina	5566573	4692474	prawobrzeżny taras zalewowy	118.57	
97	Gołab, ul. Wiśniowa 31	5564437	4692131	prawobrzeżny taras zalewowy	117.53	do śruby
98	Gołab, ul. Kolejowa 40	5564259	4692769	prawobrzeżny taras zalewowy	117.86	na lewym rogu patrząc w stronę studni
99	Gołab Piaski 34	5564698	4693382	prawobrzeżny taras zalewowy	117.90	
100	Gołab, ul. Folwarki 84	5563660	4693349	prawobrzeżny taras zalewowy przy starorzeczu	118.68	na kamieniu (na cembrowinie) przy rączce do kręcenia
101	Gołab, ul. Puławska 33	5563080	4692415	prawobrzeżny taras zalewowy	119.13	
102	Gołab 1	5562961	4694135	prawobrzeżny taras zalewowy	118.44	
103	Gołab, ul. Błotna 33?	5562691	4693519	prawobrzeżny taras zalewowy	118.55	do śruby
104	Gołab, ul. Błotna 6	5562101	4693275	prawobrzeżny taras zalewowy	119.27	do drewna
105	Prażmów 40	5572785	4679563	prawobrzeżny taras zalewowy	112.99	od deski
106	Drachalica 11a	5574296	4679242	prawobrzeżny taras zalewowy	112.18	
107	Pawłowice 1	5575062	4678370	prawobrzeżny taras zalewowy	112.00	
108	Piotrowice 2	5575518	4677442	prawobrzeżny taras zalewowy	112.05	do kamyka przy rączce do kręcenia

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni [m n.p.m. Kr 60]	Uwagi pomiarowe
		X	Y			
109	Podmieście 25	5561479	4689982	prawobrzeżny taras zalewowy	118.27	
110	Rybakówka 28	5583275	4665550	prawobrzeżny taras zalewowy	107.06	do betonu; rama z żelazem 12 cm powyżej betonu
111	Przewóz 35	5583788	4666713	prawobrzeżny taras zalewowy	108.23	
112	Powiśle	5584072	4667633	prawobrzeżny taras zalewowy	106.54	
113	Kochów 76a	5583708	4668827	prawobrzeżny taras zalewowy	107.21	
114	Kochów 63	5583093	4669369	prawobrzeżny taras zalewowy	108.25	
115	Antoniówka Świerżowska	5585137	4664803	starorzecze; brzeg prawy	106.61	do gwoździa
116	Maciejowice – mleczarnia	5585353	4670008	prawobrzeżny taras nadzalewowy	109.50	
117	Pasternik 8	5587601	4663177	prawobrzeżny taras zalewowy	105.92	
118	Kraski Nowe 12	5589203	4662305	prawobrzeżny taras zalewowy	105.99	
119	Kępa Podwierzbiańska 111	5590066	4661725	prawobrzeżny taras zalewowy	104.86	
120	Podwierzbie 58	5592101	4660737	prawobrzeżny taras zalewowy	103.60	od betonu od strony ściany z pustaków
121	Podwierzbie 55	5591947	4660930	prawobrzeżny taras zalewowy	103.97	
122	Kraski Dolne 20	5589117	4663630	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	105.17	
123	Topolin 2	5588505	4664804	starorzecze; brzeg prawy	104.55	
124	Oblin – pomost na kąpielisku	5586572	4667100	starorzecze; brzeg prawy; wpływ Okrzejki	104.29	do pomostu stałego stalowego, do bliższej (lewej, zewnętrznej) krawędzi od strony wsi
125	Antoniówka Wilczkowska 24	5585695	4665050	prawobrzeżny taras zalewowy	105.98	
126	Kochów 28	5584390	4669226	starorzecze; brzeg prawy	106.77	na gwoździu bliżej okna
127	Kobylnica 60	5582048	4670279	prawobrzeżny taras zalewowy	109.43	
128	Kobylnica 57	5581650	4670704	prawobrzeżny taras zalewowy	110.14	

Lp.	Miejscowość	Współrzędna geodezyjna w układzie „1965”		Położenie w dolinie rzecznej	Rzędna studni [m n.p.m. Kr 60]	Uwagi pomiarowe
		X	Y			
129	Wróble – przy Kościele	5578938	4671818	prawobrzeżny taras zalewowy	109.76	
130	Tyrzyn 3	5578213	4674247	prawobrzeżny taras zalewowy	110.34	
131	Kobylnica 7	5580144	4672002	prawobrzeżny taras zalewowy	110.88	
132	Kraski Nowe – starorzecze	5589175	4662325	starorzecze; brzeg prawy	100.85	
133	Kochów	5583700	4668850	prawobrzeżny taras zalewowy	103.86	dół z wodą
134	Latków	5594169	4660172	lewobrzeżny taras zalewowy	102.57	
135	Latków 9	5594281	4660799	lewobrzeżny taras zalewowy	102.80	cembrowina
136	Ostrów 35	5592960	4659525	lewobrzeżny taras zalewowy	102.93	
137	Ostrów 27	5592248	4659068	lewobrzeżny taras zalewowy	102.15	od górnej krawędzi betonowej
138	Brzeście	5574092	4680707	starorzecze; brzeg prawy	110.99	jezioro Błonie
139	Prazmów	5573684	4679940	prawobrzeżny taras zalewowy	111.93	od betonu
140	Drachalica – mostek	5574264	4679031	prawobrzeżny taras zalewowy	110.15	przy słupku centralnym, po prawej stronie
141	Ostrów 7	5592907	4661858	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	103.06	od betonu
142	Podwierzbie 12	5591892	4662407	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	103.58	beton od przodu
143	Podwierzbie 95	5590808	4661894	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	104.80	beton
144	Podlęż 99	5590690	4663065	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	103.64	
145	Budy Podlężkie	5590168	4663663	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	105.11	
146	Oblin Grądkki 20	5587154	4666213	prawobrzeżny taras zalewowy; wpływ Okrzejki	105.62	patrząc od przodu na tylnej krawędzi

Tabela 6.2.

**Dane opadowe z Lotniskowego Biura Meteorologicznego z Dęblina
i internetowej stacji meteorologicznej Warszawa-Ursus**

Data	Dęblin		Ursus
	Opad	Czas trwania [h]	Opad [mm]
Wezbranie z lipca 2000 roku			
11.07.	Burza; deszcz ciągły słaby	5	bd.
12.07.	Deszcz z przerwami słaby; burza	1	bd.
13.07.	Deszcz słaby	0,5	bd.
14.07.	Brak	–	bd.
15.07.	Słaby deszcz przelotny	0,5	bd.
16.07.	Deszcz słaby; burza	8	bd.
17.07.	Deszcz słaby	24	bd.
18.07.	Brak	–	bd.
19.07.	Brak	–	bd.
20.07.	Deszcz słaby przelotny	0,5	bd.
21.07.	Brak	–	bd.
22.07.	Deszcz z przerwami słaby	2	bd.
23.07.	Deszcz z przerwami słaby	0,5	bd.
24.07.	Słaby deszcz przelotny	0,5	bd.
25.07.	Burze; słaby deszcz przelotny	5,5	bd.
26.07.	Słaby deszcz przelotny	0,5	bd.
27.07.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły umiarkowany	11	bd.
28.07.	Słaby deszcz przelotny	0,5	bd.
29.07.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły słaby i deszcz ciągły umiarkowany	18	bd.
30.07.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły słaby i deszcz ciągły umiarkowany, po deszcz umiarkowany z przerwami	14	bd.
Nizówka z października 2000 roku			
1.10.	Brak	–	bd.
2.10.	Deszcz z przerwami słaby	2	bd.
3.10.	Deszcz z przerwami słaby	1	bd.
4.10.	Brak	–	bd.
5.10.	Brak	–	bd.
6.10.	Brak	–	bd.
7.10.	Brak	–	bd.
8.10.	Brak	–	bd.
9.10.	Brak	–	bd.
10.10.	Brak	–	bd.
11.10.	Deszcz z przerwami słaby	1	bd.
12.10.	Brak	–	bd.
13.10.	Brak	–	bd.
14.10.	Brak	–	bd.
15.10.	Brak	–	bd.
16.10.	Brak	–	bd.
Nizówka z września 2003 roku			
12.09.	Deszcz ciągły słaby, do deszczu z przerwami słabego	1	12,9
13.09.	Brak	–	–

Data	Dęblin		Ursus
	Opad	Czas trwania [h]	Opad [mm]
14.09.	Brak	–	–
15.09.	Brak	–	–
16.09.	Brak	–	–
17.09.	Słaby deszcz przelotny	0,5	–
18.09.	Brak	–	0,2
19.09.	Brak	–	–
20.09.	Brak	–	0,1
21.09.	Brak	–	–
22.09.	Brak	–	–
23.09.	Deszcz z przerwami słaby	0,5	0,8
24.09.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły słaby i deszcz ciągły umiarkowany	6	4,3
25.09.	Brak	–	0,8
26.09.	Brak	–	0,2
27.09.	Deszcz z przerwami słaby	1	0,1
28.09.	Brak	–	0,2
29.09.	Deszcz z przerwami słaby i deszcz ciągły umiarkowany	5	0,1
30.09.	Deszcz ciągły umiarkowany, przechodzący w deszcz ciągły słaby i deszcz z przerwami słaby	8,5	0,3
1.10.	Brak	–	1,3
2.10.	Deszcz z przerwami słaby	0,5	0,6
Wezbranie z sierpnia 2004 roku			
16.07.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły umiarkowany, deszcz ciągły słaby i mżawkę z przerwami umiarkowaną	4,5	2,5
17.07.	Brak	–	–
18.07.	Brak	–	–
19.07.	Deszcz z przerwami słaby; burze	5,5	22,0
20.07.	Brak	–	–
21.07.	Burza; deszcz z przerwami słaby	3,5	12,0
22.07.	Deszcz z przerwami słaby	2	–
23.07.	Brak	–	–
24.07.	Brak danych		–
25.07.	Brak danych		4,5
26.07.	Deszcz z przerwami słaby i deszcz ciągły słaby	3	2,5
27.07.	Deszcz z przerwami słaby; mżawka z przerwami słaba, później mżawka ciągła słaba, deszcz ciągły słaby i deszcz umiarkowany z przerwami	21	6,5
28.07.	Deszcz ciągły słaby, przechodzący w deszcz z przerwami słaby i deszcz umiarkowany z przerwami	8	–
29.07.	Deszcz z przerwami słaby	3	–
30.07.	Brak	–	–
31.07.	Brak	–	–
1.08.	Brak	–	–
2.08.	Deszcz z przerwami słaby i deszcz ciągły słaby	16	11,7
3.08.	Deszcz ciągły słaby, przechodzący w deszcz z przerwami słaby, mżawkę z przerwami umiarkowaną, po mżawkę ciągłą słabą	5	0,8

Data	Dęblin		Ursus
	Opad	Czas trwania [h]	Opad [mm]
4.08.	Brak	–	1,1
5.08.	Brak	–	–
6.08.	Deszcz z przerwami słaby	1	0,5
7.08.	Brak	–	–
8.08.	Brak	–	–
9.08.	Burze; słaby deszcz przelotny	1	–
10.08.	Burze	1	–
11.08.	Brak	–	–
12.08.	Brak	–	0,1
13.08.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły słaby, deszcz ciągły umiarkowany i deszcz ciągły silny	8	5,8
14.08.	Słaby deszcz przelotny	3	3,2
15.08.	Brak	–	–
16.08.	Brak	–	–
17.08.	Brak	–	–
18.08.	Brak	–	0,1
19.08.	Brak	–	–
20.08.	Burza; słaby deszcz przelotny	2	0,3
21.08.	Brak	–	–
22.08.	Deszcz z przerwami słaby, przechodzący w deszcz ciągły słaby	7,5	1,5
23.08.	Brak	–	–
24.08.	Brak	–	0,2
25.08.	Deszcz ciągły słaby	2,5	7,4
26.08.	Słaby deszcz przelotny	1	–
27.08.	Brak	–	–
28.08.	Brak	–	–
29.08.	Brak	–	–
30.08.	Brak	–	–
31.08.	Burza bez opadów; słaby deszcz przelotny; deszcz z przerwami słaby i deszcz ciągły słaby	11,5	4,7
1.09.	Brak	–	–
2.09.	Brak	–	–
3.09.	Brak	–	–
4.09.	Mżawka z przerwami słaba	2	0,9

b.d. – brak danych.

Tabela 6.4.

Dane wynikające z porównania stanów wód Wisły ze zwierciadłem wody gruntowej dla wybranego kilometra

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]	[m ² /d]		[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]		
1.	Regów Stary 93	15–25	400–500	384,0	1300	325	0,94	1,21	2	4	nie	–
2.	Regów Stary 70	15–25	400–500	386,0	775	300	0,16	0,99 ²	–	4 ²	tak ²	–
3.	Borek 53	15–25	0–100	388,5	1750	1000	2,46	0,41	0	2	nie	stan prawie stały, minimalnie opada
4.	Zajezerze, ul. Wiślana 11	5–15	0–100	390,5	975	450	1,70	0,34 ²	–	–	tak ²	–
5.	Głusiec	15–25	100–200	393,0	800	50	0,25	1,54	6	4	tak	–
6.	Głusiec 32	15–25	200–300	396,0	1125	513	1,04	0,51 ²	–	1 ²	tak ²	–
7.	Występ	15–25	100–200	397,0	2150	1725	1,88	0,24 ³	–	2	nie	opada
8.	Wólka Wojcieszowska 12	15–25	100–200	389,5	2450	1850	0,77	–	–	27	nie	stan prawie stały, minimalnie opada
9.	Nagórnik 3	25–35	100–200	390,5	3500	3075	0,83	0,36	0	> 6	nie	–
10.	Kępcice 24	35–45	500–600	398,5	1425	1075	1,47	0,44 ²	0 ²	–	nie ²	–
11.	Kępcice 18	35–45	400–500	398,5	1500	1175	1,58	–	–	–	–	–
12.	Przewóz	35–45	600–700	399,0	675	38	0,52	2,34	1	3	nie	–
13.	Opactwo 50	35–45	100–200	398,5	2775	2425	2,19	–	–	–	nie ²	stały poziom ²
14.	Wola Klasztorna 43	35–45	200–300	386,5	6900	4150	0,34	0,70	0	–	nie	–

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m ² /d]	[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]		
15.	Sieciechów, ul. 11 listopada 120	35–45	400–500	399,0	2800	2550	2,26	–	–	–	–	–
16.	Mozolice Duże 3	35–45	200–300	402,0	1925	1675	1,34	0,45	2	3	nie	–
17.	Nowa Wieś 129	35–45	100–200	417,5	4000	750 do wału cofkow.	0,82	0,51	4	–	nie	–
18.	Nowa Wieś 181	15–25	0–100	419,0	1775	1000	1,27	–	–	–	–	–
19.	Kępa Bielańska 12	15–25	0–100	422,0	775	163	0,56	1,59	4	–	nie	–
20.	Nowa Wieś 178	15–25	0–100	422,0	1200	600	0,78	–	–	–	tak	stale wznosi się
21.	Piotrkowice 1	15–25	100–200	418,0	2325	1350	1,09	–	–	–	–	–
22.	Holendry Piotrkowskie 12a	55–65	400–500	417,0	3325	2600	0,64	0,32	–	27	nie	wznosi się, a później stały poziom
23.	Holendry Kuźmińskie 37	15–25	0–100	420,0	850	200	0,20	1,39	6	–	nie	–
24.	Wójtostwo pod Dąbrówkami 24	25–35	200–300	413,5	2900	2150	0,86	0,50 ³	–	5	nie	we wrześniu wyżej
25.	Wymysłów 2	35–45	300–400	414,5	2025	1400	0,95	–	–	–	–	–
26.	Holendry Kozienickie 17	25–35	300–400	412,5	1500	863	0,36	–	–	> 6	tak	stale wznosi się
27.	Cudów 12	35–45	400–500	415,0	2575	1900	0,89	0,53	2	5	nie	–
28.	Holendry Kozienickie 42	35–45	300–400	414,0	1550	900	0,74	–	–	–	–	–

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m ² /d]	[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]		
29.	Holendry Kozienickie 49	35–45	300–400	415,0	1500	800	0,66	0,30 ³		> 6		poziom prawie stały, we wrześniu wyżej
30.	Samwodzie 2	25–35	200–300	409,5	1000	375	0,30	0,80	4	5	nie	–
31.	Samwodzie 15	15–25	100–200	408,5	1250	825	0,38	–	–	–	–	–
32.	Samwodzie 53	15–25	100–200	407,5	950	563	0,50	0,62	6	5	tak	–
33.	Staszów 6	25–35	200–300	406,5	1075	100	0,38	1,31	1	4	nie	–
34.	Staszów 27	25–35	200–300	406,5	1675	1063	1,00	–	–	–	–	–
35.	Wólka Tyrzyńska	15–25	100–200	409,5	3050	2413	0,64	0,32	–	7	tak	opada, a następnie rośnie do września
36.	Dąbrówki 30a	15–25	100–200	409,5	3475	3050	0,55	–	–	–	–	–
37.	Regów Kolonia 79	15–25	400–500	400,5	9450	500	-0,27	0,74	6	–	nie	–
38.	Borek 119	15–25	100–200	400,5	8000	1125	-0,31	–	–	–	–	–
39.	Borek 158a	15–25	0–100	390,0	1525	1050	0,90	0,56 ²	- ²	2 ²	tak ²	–
40.	Zajezerze 53	5–15	0–100	391,0	675	175	0,37	2,11	0	4	nie	–
41.	Zbyszyn 14	25–35	300–400	397,0	1125	600	0,93	0,47 ²	- ²	1 ²	–	–
42.	Głusiec 21	25–35	200–300	397,0	1300	300	0,73	1,04	2	4	nie	–
43.	Opactwo 84	25–35	200–300	398,0	2350	1900	1,87	0,32	–	3	nie	na podobnym poziomie, ale z tendencją do opadania

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]		
44.	Opactwo 11	35–45	400–500	398,5	2475	2075	2,01	0,22	–	3	nie	opada
45.	Sieciechów, ul. Kozienicka 40	45–55	900–1000	399,5	2175	1850	1,82	0,15 ^{2,3}	–	–	tak ²	–
46.	Łoje 5	35–45	700–800	400,5	1250	825	0,92	0,58	6	4	nie	–
47.	Opactwo 23	35–45	100–200	398,5	3500	3075	2,62	0,23	–	2	nie	podwyższenie 2 dni przed kulminacją, później opada
48.	Opactwo – rów melioracyjny	35–45	300–400	398,5	2600	2150	2,03	–	–	–	–	–
49.	Zajezerze 11, ul. Piłsudskiego	15–25	0–100	390,0	1850	1050	0,84	0,80 ²	0 ²	2 ²	nie ²	–
50.	Oleksów 79	25–35	1000–1100	386,0	2550	2150	0,74	0,37 ³	2	> 6	nie	–
51.	Oleksów 77	35–45	> 1200	385,0	2825	1975	1,15	0,36 ³	–	5	nie	stany prawie stałe
52.	Sławczyn Stary 43	35–45	> 1200	385,5	4500	3950	0,69	–	–	–	tak ²	–
53.	Zalesie 12	35–45	800–900	387,5	5150	4675	0,76	0,32	0?	> 6	nie	opada
54.	Mozolice Małe 14	25–35	100–200	403,5	1825	950	0,81	–	–	–	–	–
55.	Bąkowiec Kolonia – rów melioracyjny	35–45	500–600	385,0	7875	5250	1,62	0,00	–	4	nie	podwyższenie 2 dni przed kulminacją, później stałe stany

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m ² /d]	[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]		
56.	Łoje 52	35–45	800–900	399,5	550	200	0,01	–	–	–	–	–
57.	Sieciechów – rów melioracyjny	35–45	800–900	399,5	2300	1850	1,57	0,12	0	3	nie	–
58.	Borek 150	15–25	300–400	400,5	8400	1200	-0,22	–	–	–	–	–
59.	Jesionka, ul. Kozienicka 66	35–45	500–600	400,5	2400	1750	1,25	–	–	–	–	–
60.	Mozolice Duże 24	35–45	0–100	402,0	2275	1675	1,21	0,36	6	3	tak	w lipcu wyżej
61.	Mozolice Duże 54	25–35	100–200	403,5	2575	1775	1,65	0,35	0	2	nie	prawie stały poziom
62.	Mozolice Małe – rów melioracyjny	25–35	200–300	405,0	1075	325	1,41	0,03	2	3	nie	w lipcu wyżej
63.	Mozolice Małe 37	25–35	200–300	405,0	1175	425	0,73	–	–	–	–	–
64.	Brzeźnica 78	25–35	100–200	403,5	4125	2775	1,69	0,22	–	2	nie	opada
65.	Psary – rów melioracyjny	15–25	100–200	407,0	3400	2975	1,34	-0,10	0	4	nie	–
66.	Psary 1	15–25	100–200	407,5	3550	3113	1,66	–	–	–	–	–
67.	Samwodzie	15–25	100–200	407,5	2275	1838	0,77	0,19	–	5	tak	prawie stały poziom
68.	Samwodzie – rów melioracyjny	15–25	100–200	408,0	2375	1875	0,90	0,22	2	5	nie	–
69.	Samwodzie 39	15–25	100–200	408,0	2050	1638	0,64	–	–	–	–	–
70.	Wólka Tyrzyńska B 37	25–35	200–300	411,5	1475	825	0,55	–	–	–	–	–

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m ² /d]	[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]		
71.	Dąbrówki 3	25–35	200–300	411,5	2825	2200	0,62	–	–	–	–	–
72.	Dąbrówki – rów melioracyjny	25–35	200–300	411,5	2900	2263	0,60	–	–	–	–	–
73.	Kozienice, ul. Dolna 24	15–25	100–200	411,5	5600	4475	1,17	0,14	4	4	nie	w lipcu i wrześniu wyżej
74.	Wójtostwo pod Dąbrówkami – rów melioracyjny	25–35	300–400	414,0	2850	2225	1,07	0,56	2	3	nie	–
75.	Wójtostwo pod Dąbrówkami – rów melioracyjny	35–45	300–400	414,0	2525	1875	0,78	0,73	2	3	nie	–
76.	Kozienice – jezioro	45–55	600–700	414,0	4375	3538	0,33	0,09	2	–	nie	w trakcie kulminacji stan taki sam jak w lipcu i wrześniu
77.	Piotrkowice – rów melioracyjny	25–35	100–200	418,0	2325	688	0,12	1,69	0	–	nie	–
78.	Piotrkowice	25–35	100–200	418,0	1225	75	0,26	–	–	–	–	–
79.	Piotrkowice 41	15–25	100–200	418,0	1150	38	0,19	2,77	0	–	nie	–
80.	Kuźmy 15	15–25	100–200	419,0	875	275	0,17	1,39	4	–	nie	–
81.	Kępa Bielańska	15–25	0–100	423,5	675	100	0,53	–	–	–	–	–

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]			
82.	Podmieście 22	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
83.	Wysokie Koło 45	15–25	0–100	380,0	3950	875	3,22	0,23	6	2	tak	we wrześniu wyżej
84.	Podmieście 15	15–25	0–100	380,0	2875	25	2,30	1,61	0	1	nie	–
85.	Kolonia Wysockie Koło 49	15–25	0–100	379,5	4000	925	3,25	–	–	–	–	–
86.	Podmieście 3	15–25	0–100	379,5	2625	38	1,66	1,42	2	2	nie	–
87.	Kowala 61	15–25	0–100	377,5	1825	400	1,58	0,80	4	3	tak	–
88.	Łęka 42	15–25	0–100	377,5	850	50	1,00	–	–	–	–	–
89.	Łęka 69	5–15	0–100	376,0	875	400	1,06	0,95	6	5	tak	–
90.	Bronowice 45	b.d.	b.d.	374,0	1625	688	1,57	0,46 ³	–	5	tak	stałe wzrosło się
91.	Góra Puławska, ul. Powiśle 23	b.d.	b.d.	372,0	875	325	0,94	0,96	5	5	nie	–
92.	Góra Puławska 42	b.d.	b.d.	372,0	1075	288	0,89	1,17	4	4	tak	brak dalszych danych, możliwy wzrost rzędnych
93.	Jaroszyn 9	b.d.	b.d.	372,0	825	50	0,63	–	–	–	–	–
94.	Matygi 55	15–25	300–400	388,5	825	238	0,89	0,81	6	4	tak	–
95.	Matygi 4	15–25	200–300	388,0	1625	925	1,41	–	–	–	–	–
96.	Borowina	5–15	100–200	387,5	1950	1250	2,37	0,10	1	2	nie	stały poziom
97.	Gołąb, ul. Wiśniowa 31	15–25	100–200	386,0	1725	1125	2,00	0,27	1	3	tak	obniżenie w trakcie przejścia fali

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]			
98.	Gołąb, ul. Kolejowa 40	15-25	100-200	384,0	2575	1750	2,05	-	-	-	-	-
99.	Gołąb Piaski 34	15-25	0-100	382,0	3275	2313	2,51	0,20	3	2	nie	w lipcu wyżej, prawie stały poziom
100.	Gołąb, ul. Folwarki 84	15-25	0-100	381,0	2125	1650	1,99	0,20	-	3	nie	opada
101.	Gołąb, ul. Puławska 33	15-25	100-200	382,0	1400	1025	1,08	0,39	-	5	tak	w lipcu i wrześniu wyżej
102.	Gołąb 1	15-25	0-100	379,5	1475	1000	2,10	-	-	-	-	-
103.	Gołąb, ul. Błotna 33?	15-25	0-100	380,0	1125	675	-	-	6	4	tak	-
104.	Gołąb, ul. Błotna 6	15-25	0-100	380,5	625	100	0,64	2,60	1	3	nie	-
105.	Prażmów 40	25-35	300-400	403,5	500	38	0,14	2,54	1	3	nie	-
106.	Drachalica 11a	25-35	300-400	404,5	1625	1125	0,54	0,33	-	5	nie	stały poziom
107.	Pawłowice 1	25-35	300-400	406,0	1775	1250	0,70	-	-	-	-	-
108.	Piotrowice 2	25-35	300-400	408,0	1300	375	0,96	0,71	1	3	nie	-
109.	Podmieście 25	15-25	100-200	382,0	1600	50	0,95	-	-	-	-	-
110.	Rybakówka 28	15-25	0-100	425,0	925	325	0,54	1,38	5	-	tak	-
111.	Przewóz 35	15-25	0-100	423,0	875	500	1,45	-	-	-	-	-
112.	Powiśle	15-25	0-100	422,0	1075	638	1,00	0,77	1	-	nie	-
113.	Kochów 76a	15-25	0-100	421,0	925	413	1,30	-	-	-	-	-

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]			
114.	Kochów 63	15–25	0–100	420,0	650	113	0,96	2,21	1	–	nie	–
115.	Antoniówka Świerżowska	15–25	0–100	428,0	1425	650	0,64	0,35	–	–	nie	1 dzień przed kulminacją w rzece i we wrześniu wyżej
116.	Maciejowice – Mleczarnia	b.d.	b.d.	420,0	2950	2313	4,17	0,17	–	0	nie	stały poziom
117.	Pasternik 8	25–35	100–200	431,0	700	400	0,50	0,81 ³	5	–	tak	–
118.	Kraski Nowe 12	25–35	200–300	433,0	1000	25	0,37	2,16	1	–	nie	–
119.	Kępa Podwierzbiańska 111	25–35	200–300	434,0	400	50	-0,08	–	–	–	–	–
120.	Podwierzbie 58	25–35	300–400	437,0	800	425	0,16	1,04 ³	5	–	tak	–
121.	Podwierzbie 55	25–35	300–400	437,0	1050	675	0,43	–	–	–	–	–
122.	Kraski Dolne 20	25–35	100–200	433,0	1575	1300	1,01	0,36	5	–	tak	–
123.	Topolin 2	15–25	100–200	431,0	2550	2238	1,01	–	–	–	–	–
124.	Oblin – jezioro	15–25	0–100	428,0	3975	3150	1,87	0,23	1	3	nie	w lipcu taki sam poziom jak podczas kulminacji
125.	Antoniówka Wilczkowska 24	15–25	0–100	428,0	2075	1475	0,57	–	–	–	tak	w lipcu wyżej, później stany prawie stałe

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]	[dni]		
126.	Kochów 28	15–25	0–100	421,0	1725	1175	2,27	0,28	5	3	tak	–
127.	Kobylnica 60	15–25	100–200	418,5	575	75	1,12	–	–	–	–	–
128.	Kobylnica 57	15–25	100–200	418,0	750	400	1,28	0,85	3	3	nie	–
129.	Wróble	25–35	200–300	415,0	450	50	0,19	–	–	–	–	–
130.	Tyrzyn 3	35–45	300–400	412,5	850	50	0,32	2,58	1	2	nie	–
131.	Kobylnica 7	25–35	200–300	415,5	1400	825	1,24	0,41	5	3	tak	we wrześniu taki sam poziom co w czasie kulminacji
132.	Kraski Nowe – odnoga rzeki	25–35	200–300	433,0	300	63	0,79	–	–	–	–	–
133.	Kochów – dół z wodą	15–25	0–100	421,0	900	388	1,14	–	–	–	–	–
134.	Latków	b.d.	b.d.	439,5	850	450	–	–	–	–	–	–
135.	Latków 9	b.d.	b.d.	440,0	375	50	–	–	1	3	nie	–
136.	Ostrów 35	b.d.	0–100	438,0	675	63	–	–	–	–	–	–
137.	Ostrów 27	b.d.	b.d.	437,0	875	150	–	–	1	–	nie	–
138.	Brzeście – jezioro	25–35	400–500	402,0	2200	1650	–	–	–	–	–	–
139.	Prażmów	25–35	300–400	403,5	1900	1275	–	–	–	–	tak	w lipcu wyżej, stany prawie stałe

Lp.	Adres studni	Miąższość utworów przepuszczalnych	Przepuszczalność utworów wodonośnych	Przypisany km Wisły	Odległość studni do wybranego kilometra Wisły (środek koryta)	Odległość studni do wału	Różnica pomiędzy stanem Wisły a wody gruntowej w czasie niżówki	Różnica pomiędzy niżówką a wezbraniem ¹	Różnica pomiędzy kulminacjami	Zmiana zasilania	Czy mogło jeszcze wzrosnąć?	Odmienne zachowanie się zwierciadła wody gruntowej podczas wezbrania ¹
		[m]			[m ² /d]	[m]	[m]	[m]	[m]	[dni]		
140.	Drachalica – rów melioracyjny	25–35	300–400	405,0	1575	1088	–	–	–	–	–	–
141.	Ostrów 7	25–35	0–100	439,0	1250	725	–	–	–	–	tak	we wrześniu wyżej
142.	Podwierzbie 12	25–35	100–200	438,5	2150	1800	–	–	–	> 6	nie	w lipcu wyżej, stany prawie stałe
143.	Podwierzbie 95	25–35	200–300	434,0	1000	750	–	–	–	–	tak	stałe wzноси się
144.	Podłęż 99	25–35	100–200	433,5	1750	1525	–	–	5	–	tak	–
145.	Budy Podłężskie	25–35	100–200	433,0	1800	1600	–	–	5	2	tak	–
146.	Oblin Grądkki 20	15–25	0–100	429,5	3625	3275	–	–	–	–	–	–
147.	Prażmów	25–35	300–400	–	–	675	–	–	–	–	–	–

¹ Większość danych dotyczy wezbrania z sierpnia 2004 roku.

² Dane z wezbrania z lipca 2000 roku.

³ Oszacowane.

Tabela 7.5.

Zestawienie danych do obliczeń wg wzoru Skibniewskiego

Km Wisły	Rzędne lustra wody w Wiśle [m n.p.m. Kr60]				Lewostron- na odle- głość od środku ko- ryta (max) [m]	Prawostron- na odle- głość od środku ko- ryta (max) [m]	Maksymal- na szerokość doliny [m]	1/2 maksy- malnej szerokości doliny [m]	Lewostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Prawostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Suma odle- głości nie- większych niż 2600 m od środka koryta [m]
	Niżówka wrzesień 2003	Wzno- szenie 1 VIII 2004	Kulmina- cja 3 VIII 2004	1 IX 2004							
371	115,39	119,272	120,663	116,863	775		775	387,5	775	0	775
372	115,13	118,986	120,399	116,599	1375	400	1775	887,5	1375	400	1775
373	114,82	118,700	120,135	116,335	1400	300	1700	850,0	1400	300	1700
374	114,48	118,413	119,871	116,061	1975	300	2275	1137,5	1975	300	2275
375	114,17	118,127	119,605	115,795	2425	325	2750	1375,0	2425	325	2750
376	113,95	117,841	119,313	115,523	2000	1050	3050	1525,0	2000	1050	3050
377	113,73	117,554	119,021	115,261	2275	1200	3475	1737,5	2275	1200	3475
378	113,50	117,268	118,728	114,988	2300	1850	4150	2075,0	2300	1850	4150
379	113,30	116,982	118,436	114,726	2450	550	3000	1500,0	2450	550	3000
380	113,28	116,695	118,144	114,454	2425	4100	6525	3262,5	2425	2600	5025
381	113,19	116,409	117,852	114,182	2475	4425	6900	3450,0	2475	2600	5075
382	113,07	116,142	117,599	113,959	2375	4450	6825	3412,5	2375	2600	4975
383	112,91	115,891	117,378	113,758	2575	4825	7400	3700,0	2575	2600	5175
384	112,68	115,640	117,155	113,555	4500	5325	9825	4912,5	2600	2600	5200
385	112,37	115,388	116,901	113,331	6350	6025	12375	6187,5	2600	2600	5200
386	112,10	115,137	116,647	113,097	9725	5525	15250	7625,0	2600	2600	5200
387	111,96	114,886	116,394	112,874	8475	2900	11375	5687,5	2600	2600	5200
388	111,83	114,635	116,140	112,640	5575	2150	7725	3862,5	2600	2150	4750
389	111,42	114,384	115,886	112,406	5775	1525	7300	3650,0	2600	1525	4125
390	111,17	114,133	115,633	112,183	8250	1225	9475	4737,5	2600	1225	3825
391	110,92	113,851	115,354	111,924	9425	1075	10500	5250,0	2600	1075	3675
392	110,76	113,568	115,074	111,664	11975	775	12750	6375,0	2600	775	3375
393	110,62	113,286	114,794	111,414	9250	225	9475	4737,5	2600	225	2825
394	110,37	112,998	114,513	111,153	9000	725	9725	4862,5	2600	725	3325
395	110,03	112,704	114,230	110,900	8325	1050	9375	4687,5	2600	1050	3650

Km Wisły	Rzędne lustra wody w Wiśle [m n.p.m. Kr60]				Lewostron- na odle- głość od środka ko- ryta (max) [m]	Prawostron- na odle- głość od środka ko- ryta (max) [m]	Maksymal- na szero- kość doliny [m]	1/2 maksy- malnej szerokości doliny [m]	Lewostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Prawostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Suma odle- głości nie- większych niż 2600 m od środka koryta [m]
	Niżówka wrzesień 2003	Wzno- szenie 1 VIII 2004	Kulmina- cja 3 VIII 2004	1 IX 2004							
396	109,81	112,410	113,947	110,637	9475	1275	10750	5375,0	2600	1275	3875
397	109,58	112,117	113,663	110,373	10000	2975	12975	6487,5	2600	2600	5200
398	109,13	111,823	113,380	110,120	9875	3125	13000	6500,0	2600	2600	5200
399	108,99	111,529	113,097	109,857	6475	3125	9600	4800,0	2600	2600	5200
400	108,84	111,235	112,787	109,567	5375	2975	8350	4175,0	2600	2600	5200
401	108,71	110,942	112,455	109,265	5250	3575	8825	4412,5	2600	2600	5200
402	108,48	110,648	112,122	108,952	4475	2375	6850	3425,0	2600	2375	4975
403	108,21	110,354	111,790	108,650	4100	2350	6450	3225,0	2600	2350	4950
404	107,92	110,105	111,533	108,413	3900	2525	6425	3212,5	2600	2525	5125
405	107,64	109,865	111,29	108,19	3775	2850	6625	3312,5	2600	2600	5200
406	107,36	109,624	111,029	107,959	3500	3125	6625	3312,5	2600	2600	5200
407	107,07	109,383	110,754	107,704	3675	3175	6850	3425,0	2600	2600	5200
408	106,79	109,143	110,479	107,449	5950	3150	9100	4550,0	2600	2600	5200
409	106,51	108,902	110,204	107,204	6350	2500	8850	4425,0	2600	2500	5100
410	106,23	108,566	109,926	106,946	6250	1375	7625	3812,5	2600	1375	3975
411	105,94	108,225	109,648	106,698	6100	1550	7650	3825,0	2600	1550	4150
412	105,77	107,884	109,370	106,440	5200	1800	7000	3500,0	2600	1800	4400
413	105,83	107,542	109,093	106,183	5450	2125	7575	3787,5	2600	2125	4725
414	105,16	107,201	108,817	105,937	5125	2250	7375	3687,5	2600	2250	4850
415	104,80	106,860	108,540	105,680	4525	1750	6275	3137,5	2600	1750	4350
416	104,45	106,614	108,340	105,500	4550	1250	5800	2900,0	2600	1250	3850
417	104,09	106,368	108,140	105,330	4425	1100	5525	2762,5	2600	1100	3700
418	103,73	106,122	107,940	105,150	4550	1350	5900	2950,0	2600	1350	3950
419	103,33	105,876	107,757	104,997	6075	925	7000	3500,0	2600	925	3525
420	103,04	105,630	107,578	104,838	4375	1300	5675	2837,5	2600	1300	3900
421	102,72	105,384	107,398	104,678	5675	2450	8125	4062,5	2600	2450	5050
422	102,38	105,138	107,219	104,529	5600	3225	8825	4412,5	2600	2600	5200

Km Wisły	Rzędne lustra wody w Wiśle [m n.p.m. Kr60]				Lewostron- na odle- głość od środka ko- ryta (max) [m]	Prawostron- na odle- głość od środka ko- ryta (max) [m]	Maksymal- na szerokość doliny [m]	1/2 maksymalnej szerokości doliny [m]	Lewostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Prawostron- na odległość od środka koryta nie- większa niż 2600 m [m]	Suma odle- głości nie- większych niż 2600 m od środka koryta [m]
	Niżówka wrzesień 2003	Wznoszenie 1 VIII 2004	Kulminacja 3 VIII 2004	1 IX 2004							
423	102,09	104,892	106,992	104,322	5550	6625	12175	6087,5	2600	2600	5200
424	101,86	104,646	106,707	104,057	5300	7500	12800	6400,0	2600	2600	5200
425	101,70	104,400	106,409	103,789	475	7500	7975	3987,5	475	2600	3075
426	101,60	104,154	106,002	103,402	225	5000	5225	2612,5	225	2600	2825
427	101,53	103,908	105,594	103,024	350	5325	5675	2837,5	350	2600	2950
428	101,36	103,662	105,248	102,688	300	4725	5025	2512,5	300	2600	2900
429	101,06	103,416	104,994	102,424	725	4900	5625	2812,5	725	2600	3325
430	100,87	103,170	104,740	102,160	900	4775	5675	2837,5	900	2600	3500
431	100,58	102,924	104,486	101,906	2650	4350	7000	3500,0	2600	2600	5200
432	100,35	102,679	104,231	101,641	850	4300	5150	2575,0	850	2600	3450
433	100,06	102,433	103,977	101,387	1250	3750	5000	2500,0	1250	2600	3850
434	99,98	102,151	103,731	101,131	3000	2950	5950	2975,0	2600	2600	5200
435	99,72	101,834	103,493	100,883	1800	4100	5900	2950,0	1800	2600	4400
436	99,43	101,517	103,255	100,645	1425	3775	5200	2600,0	1425	2600	4025
437	99,07	101,220	103,000	100,380	1300	3650	4950	2475,0	1300	2600	3900
438	98,91	100,904	102,733	100,103	2500	6250	8750	4375,0	2500	2600	5100
439	98,50	100,588	102,466	99,836	2800	3000	5800	2900,0	2600	2600	5200
440	98,27	100,273	102,198	99,558	1025	2925	3950	1975,0	1025	2600	3625

Załącznik 2

Objętości i pola powierzchni obszaru Doliny Środkowej Wisły

1. Miąższość osadów przepuszczalnych

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	8979831551,0564
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	8976304108,3885
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	8980097991,8444

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	8980165029,9802
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	0
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	8980165029,9802

Areas (powierzchnie)

Planar Areas (powierzchnie z planu)

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	298263489,46624
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	0
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	974665080,20875
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1272928569,675

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	298268646,99194
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	0

2. Wodoprzewodność warstwy wodonośnej

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	337646423404,26
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	337688716340,33
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	337698312358,46

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)¹

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	342973722342,94
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	5331129578,0599
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	337642592764,88

¹ „Ujemne” wartości objętości i pola powierzchni, czyli tzw. *negative values*, wynikają z przyjętej metody interpolacji danych, zwanej metodą *krigingu*.

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	1139888947,388
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	167612125,32551
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	0
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1307501072,7135

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	1148971947,1012
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	167632549,99032

3. Wariant: niżówka z września 2003 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku**Volumes (objętości)****Total Volumes by (objętości całkowite z)**

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	510673259,3219
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	508966820,97469
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	509813481,01224

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	541129165,76484
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	30455906,442941
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	510673259,3219

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	223957429,01992
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	64396027,419473
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1225943418,5606
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1514296875

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	223957870,13458
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	64396041,341054

4. Wariant: stan z lipca 2004 roku i fazy wznoszenia się fali wezbraniowej, tj. 1 sierpnia 2004 roku

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	338418450,78852
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	338843036,11064
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	337967190,19364

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	351399993,99861
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	12981543,210093
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	338418450,78852

Areas (powierzchnie)

Planar Areas (powierzchnie z planu)

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	253681160,49562
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	20018873,152651
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1177887644,8078
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1451587678,456

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	253681260,44667
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	20018895,139177

5. Wariant: stan z fazy wznoszenia z 1 sierpnia i kulminacja z 3 sierpnia 2004 roku

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	178544500,13589
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	179466651,97917
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	177179342,29787

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	287814171,72212
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	109269671,58623
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	178544500,13589

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	202366490,6267
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	111210279,54091
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1269950764,8324
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1583527535

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	202366634,93199
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	111210357,97335

6. Wariant: stan z lipca 2004 roku i kulminacja wezbrania z 3 sierpnia 2004 roku**Volumes (objętości)****Total Volumes by (objętości całkowite z)**

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	475813038,32216
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	477561408,93053
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	473920289,25506

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	490504491,63689
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	14691453,314725
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	475813038,32216

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	246604213,03724
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	27095820,611031
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1177887644,8078
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1451587678,456

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	246604554,59724
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	27095844,970133

7. Wariant: kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 5 sierpnia 2004 roku

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	-160564596,96167
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	-161228397,65423
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	-160444864,63864

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	41236799,546622
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	201801396,50829
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	-160564596,96167

Areas

Planar Areas (powierzchnie z planu)

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	128073783,9003
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	168504395,00332
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1286949356,0964
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1583527535

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	128073823,01296
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	168504526,07795

8. Wariant: kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 7 sierpnia 2004 roku

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	-337574262,32946
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	-338890449,33858
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	-337048127,65288

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	27729600,472578
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	365303862,80204
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	-337574262,32946

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	98510511,700153
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	215066258,46746
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1269950764,8324
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1583527535

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	98510527,502181
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	215066462,75162

9. Wariant: kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 9 sierpnia 2004 roku**Volumes (objętości)****Total Volumes by (objętości całkowite z)**

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	-333687541,7199
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	-334786023,94514
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	-333103250,60498

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	46451781,455981
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	380139323,17589
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	-333687541,7199

Areas (powierzchnie)**Planar Areas (powierzchnie z planu)**

Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	107017231,74945
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	189560947,15417
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1286949356,0964
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1583527535

Surface Areas

Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	107017261,1428
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	189561205,99561

10. Wariant: kulminacja fali wezbraniowej i stan opadania z 1 września 2004 roku

Volumes (objętości)

Total Volumes by (objętości całkowite z)

Trapezoidal Rule (zasada trapezów):	-435028116,06021
Simpson's Rule (zasada Simpsona):	-436626380,62662
Simpson's 3/8 Rule (zasada Simpsona 3/8):	-434395500,63115

Cut & Fill Volumes (objętości z poziomem odniesienia)

Positive Volume [Cut] (objętość nad p.o.):	27135137,761669
Negative Volume [Fill] (objętość pod p.o.):	462163253,82188
Net Volume [Cut-Fill] (różnica):	-435028116,06021

Areas (powierzchnie)

Planar Areas (powierzchnie z planu)

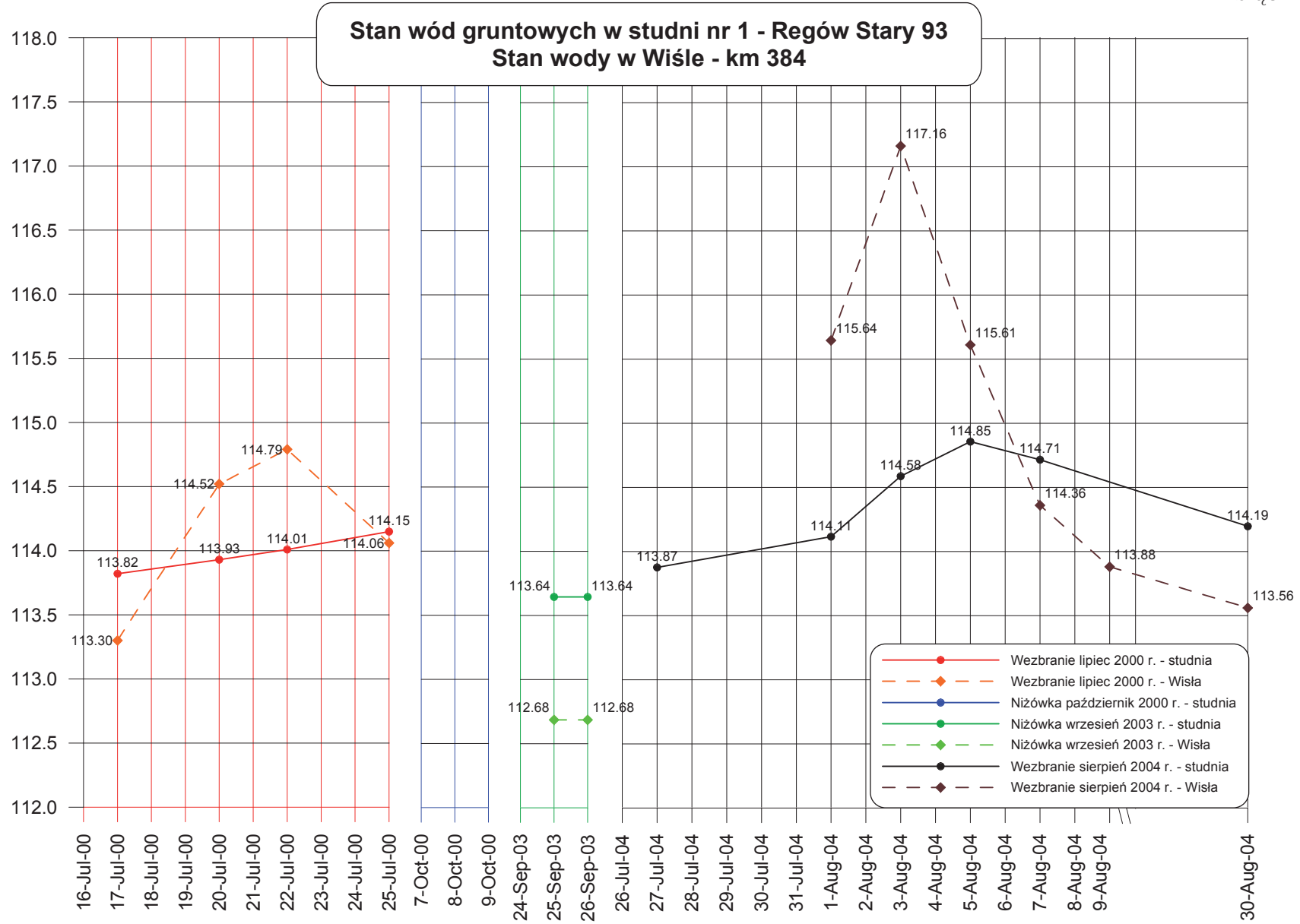
Positive Planar Area [Cut] (nad p.o.):	88695306,209142
Negative Planar Area [Fill] (pod p.o.):	224881463,95847
Blanked Planar Area (powierzchnia ograniczona):	1269950764,8324
Total Planar Area (powierzchnia całkowita):	1583527535

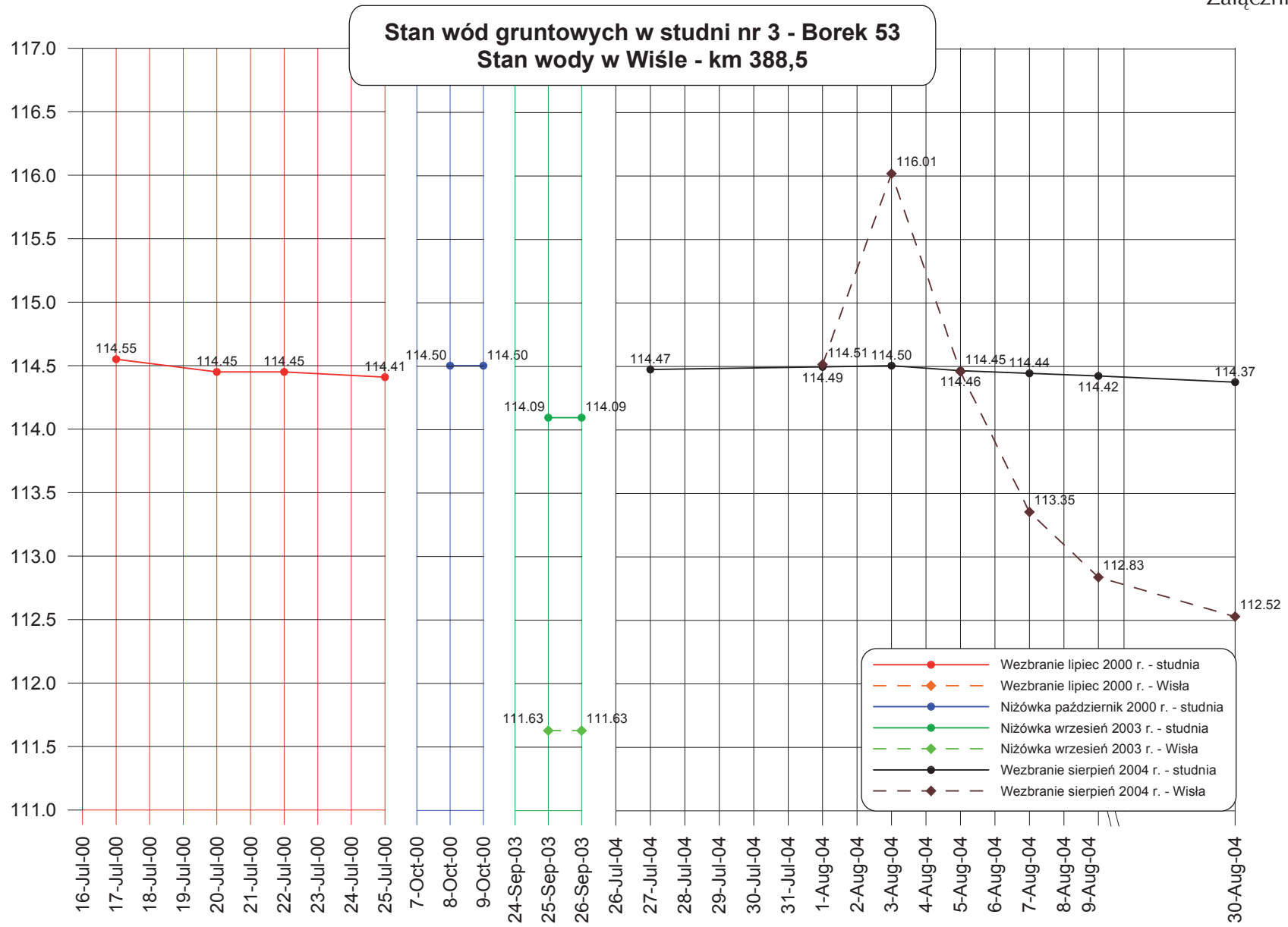
Surface Areas

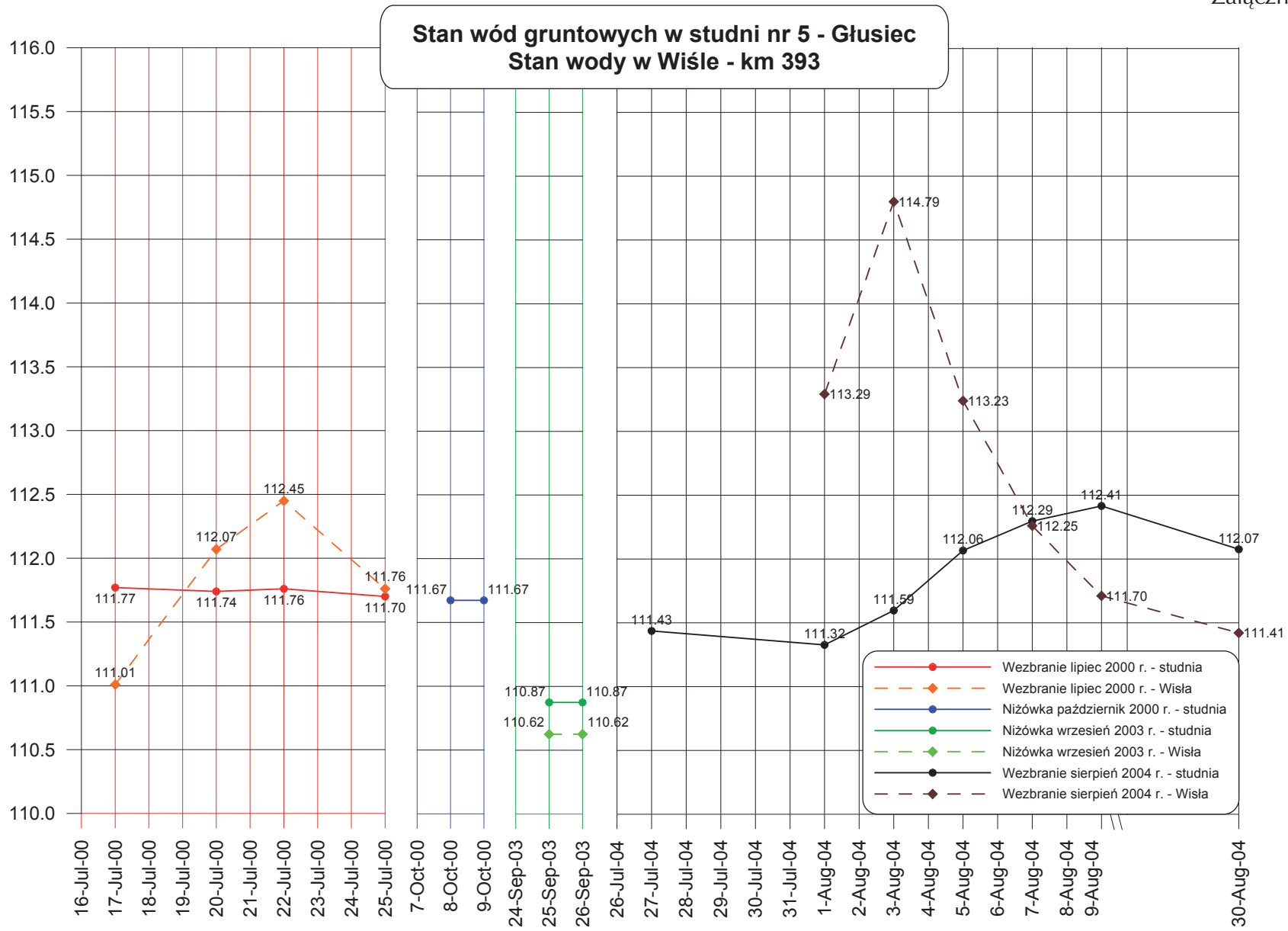
Positive Surface Area [Cut] (nad p.o.):	88695319,459922
Negative Surface Area [Fill] (pod p.o.):	224881749,48809

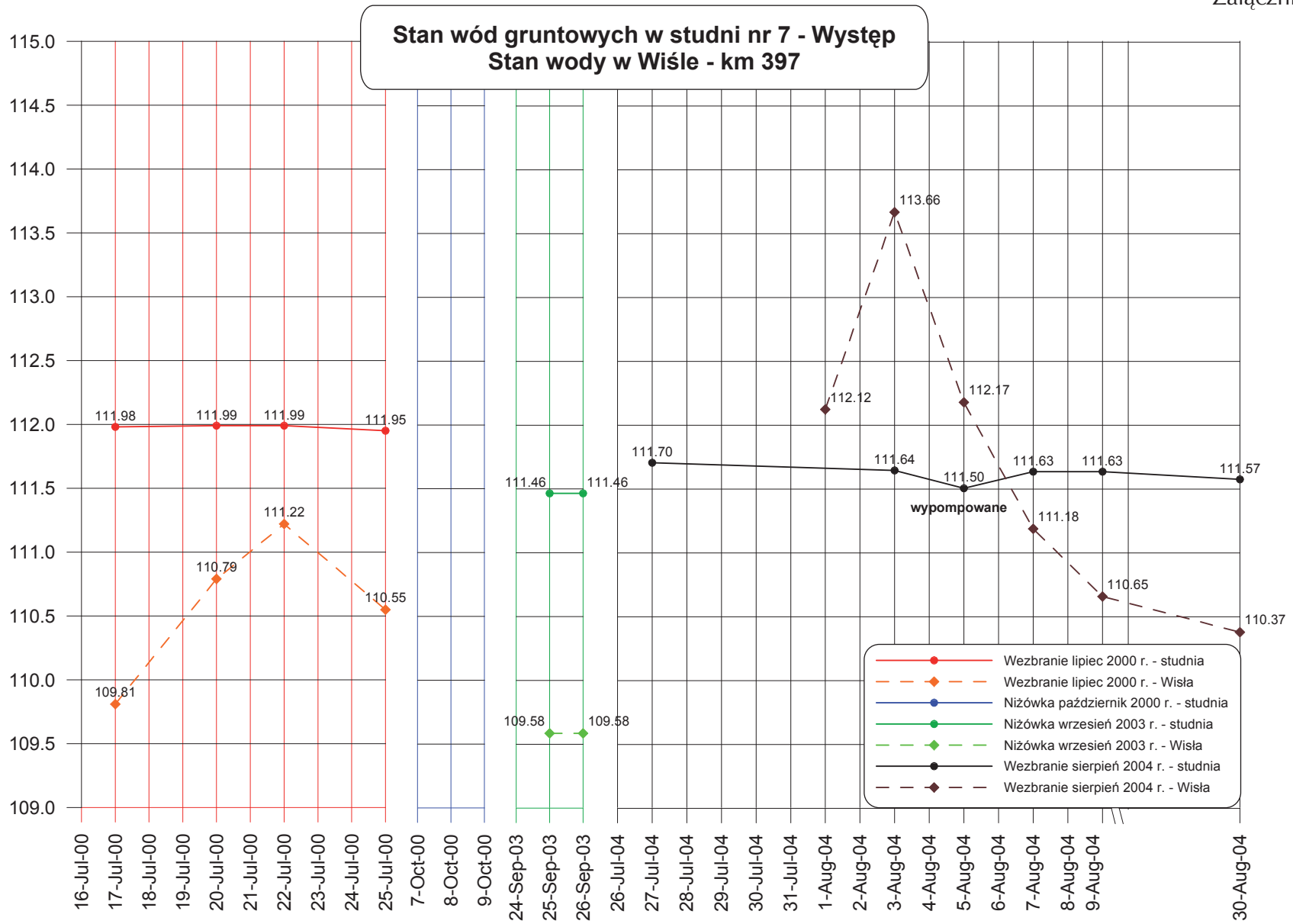
Załącznik 3

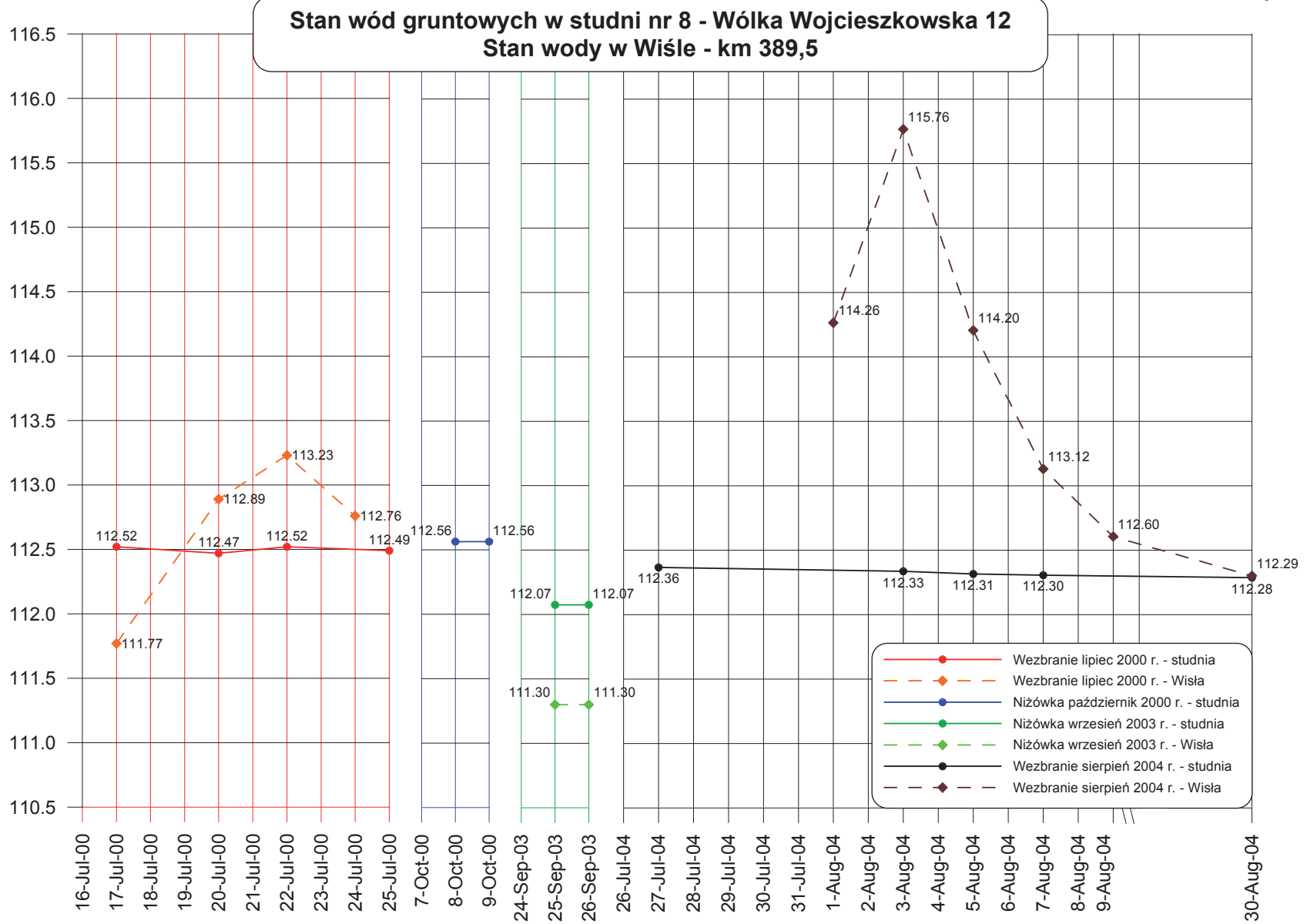
Wykresy

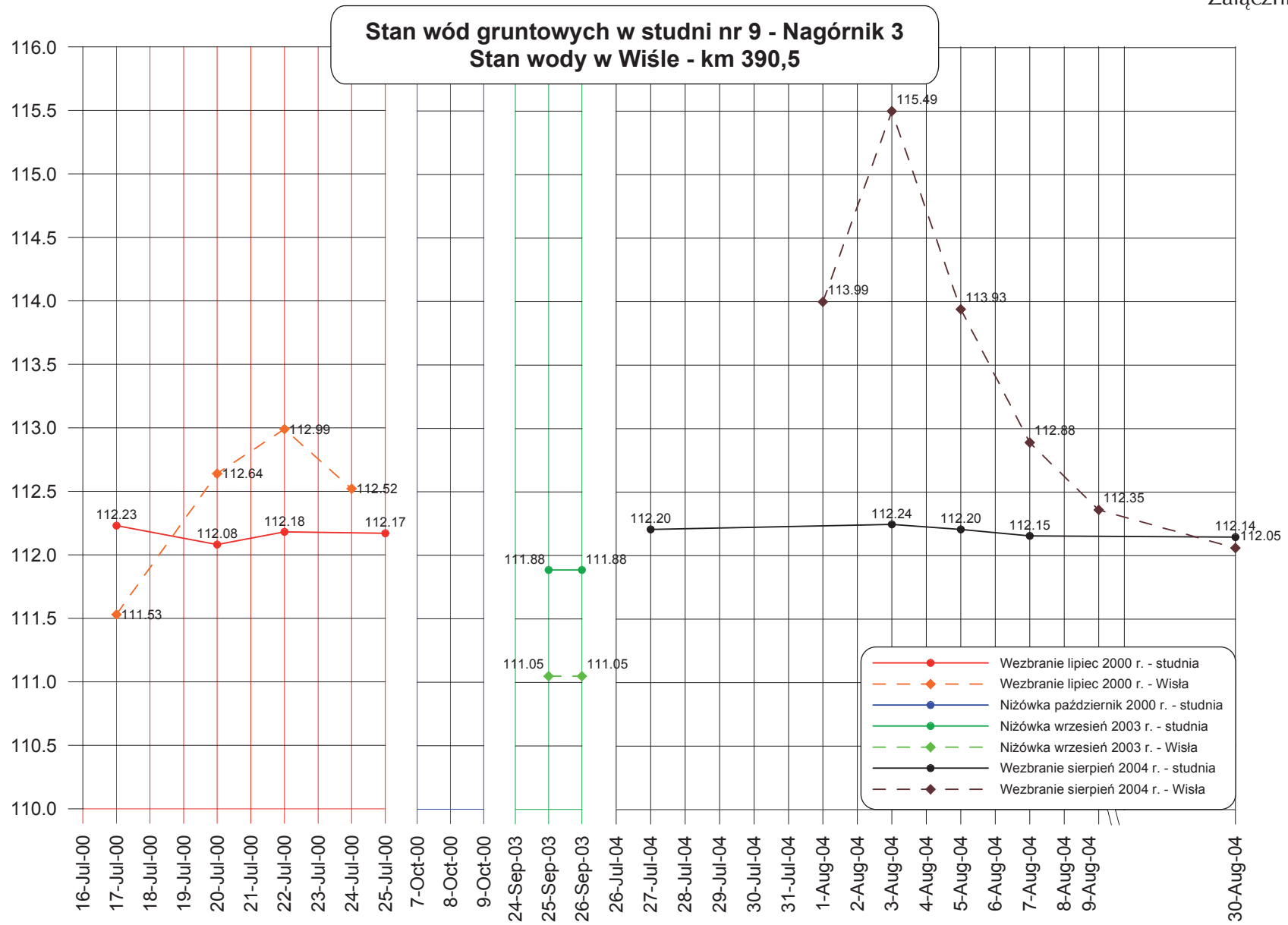


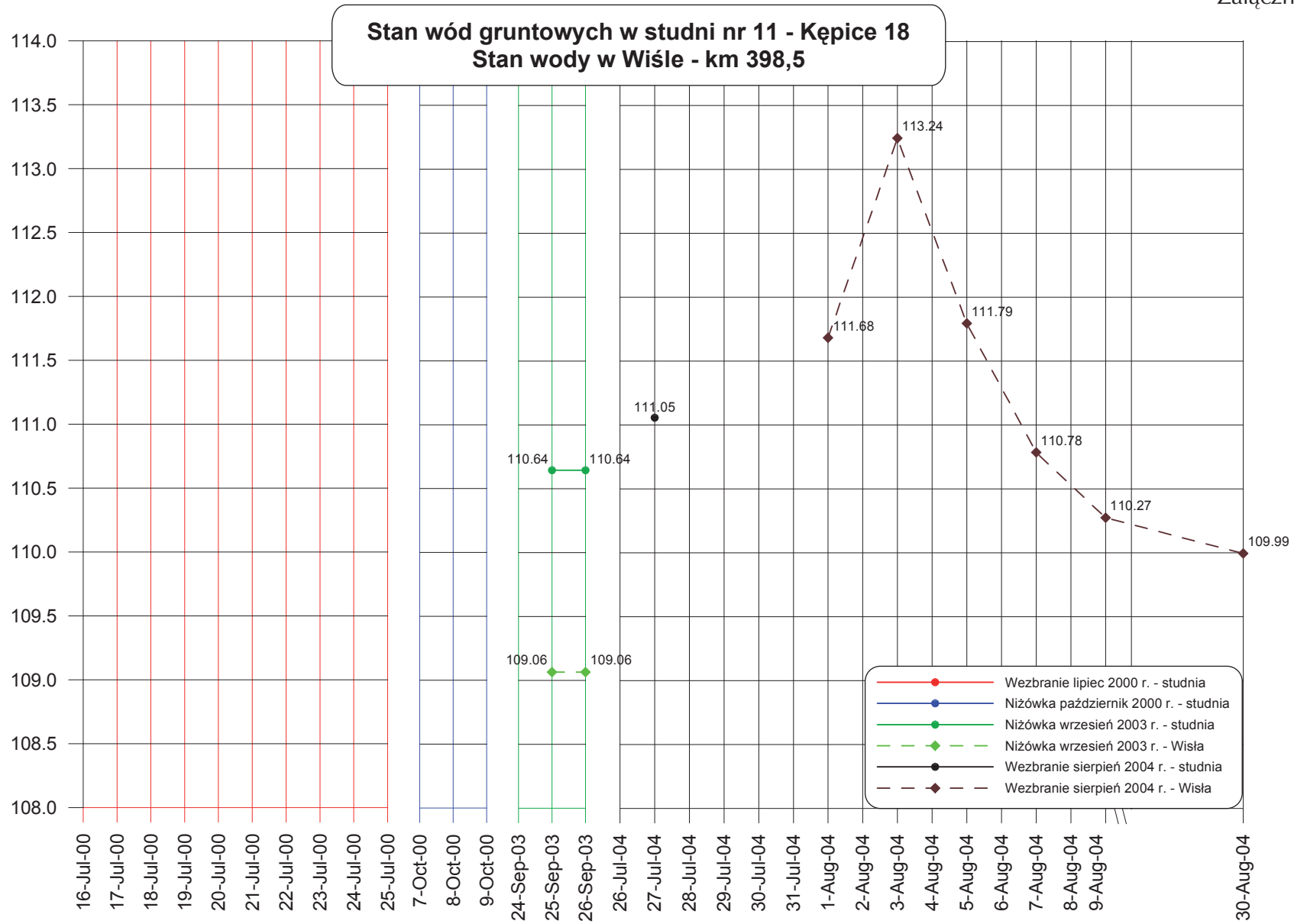


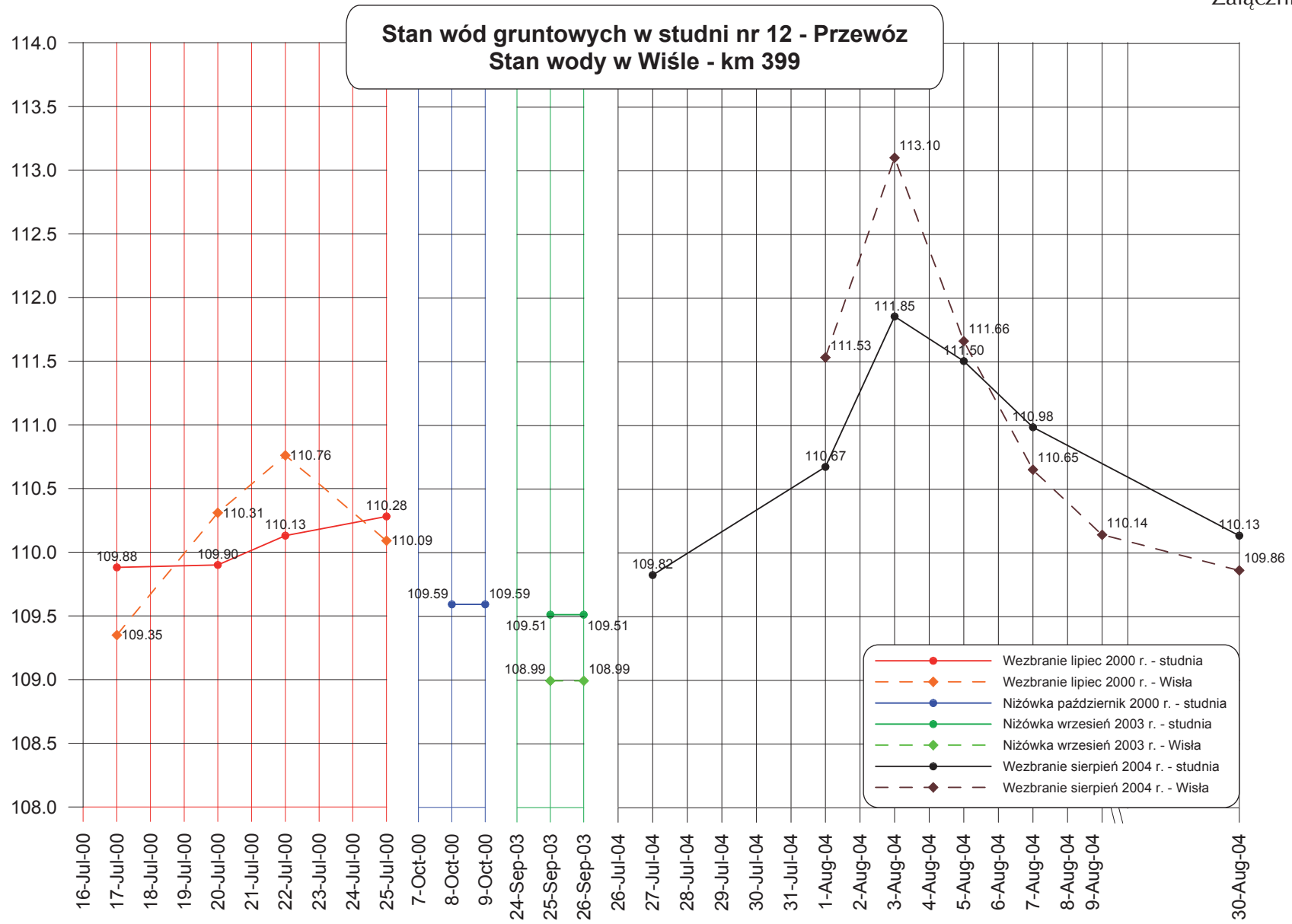


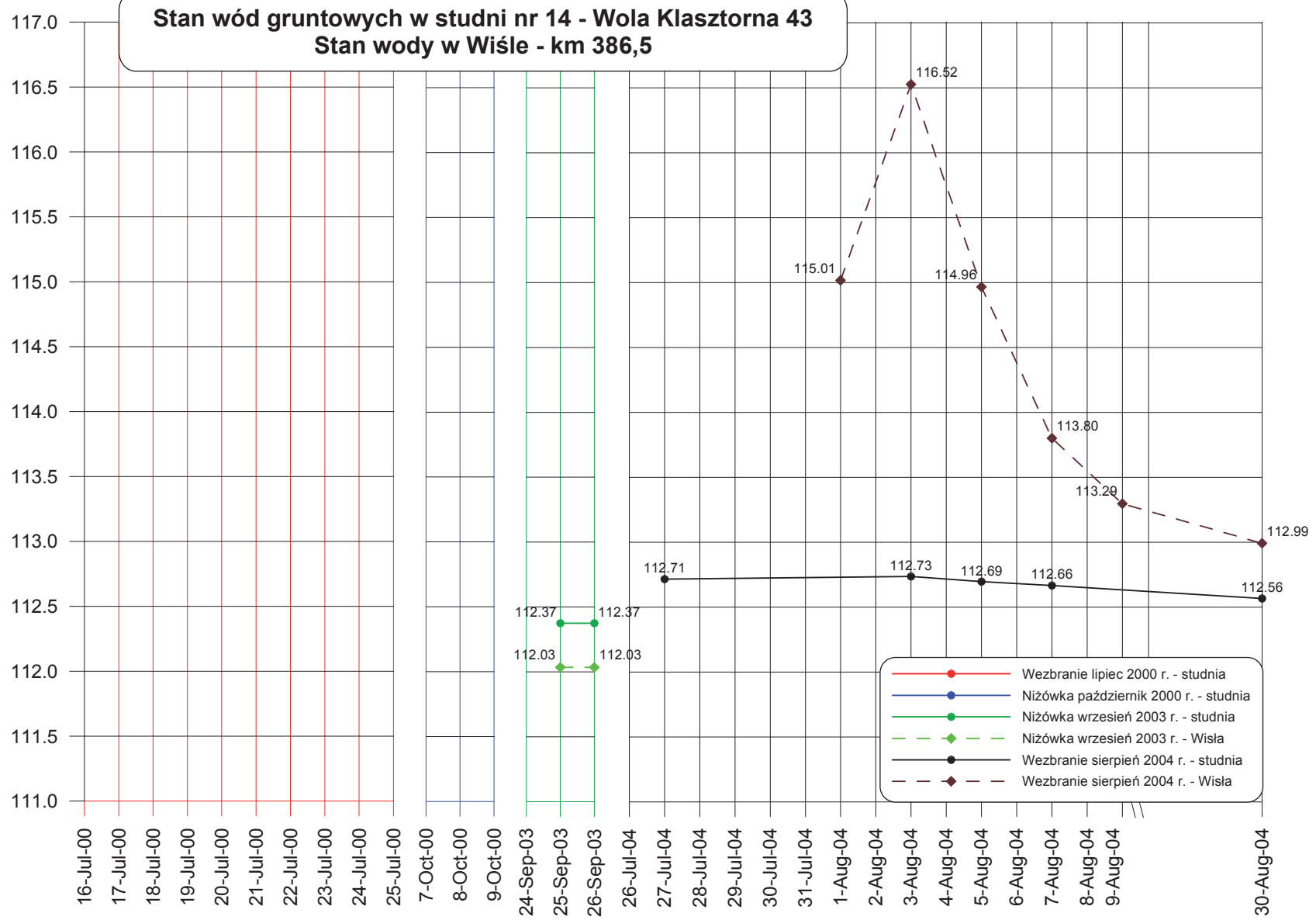


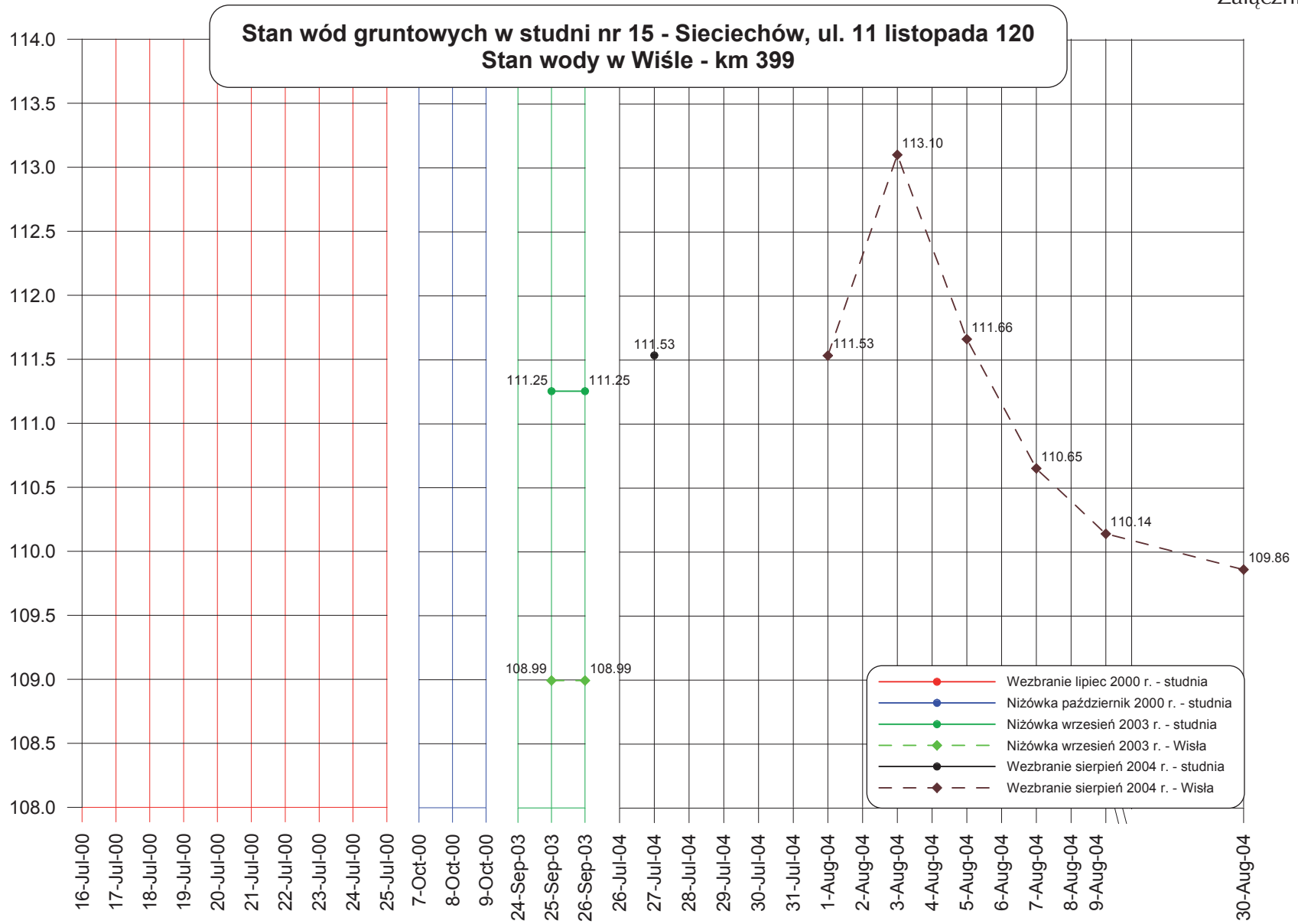


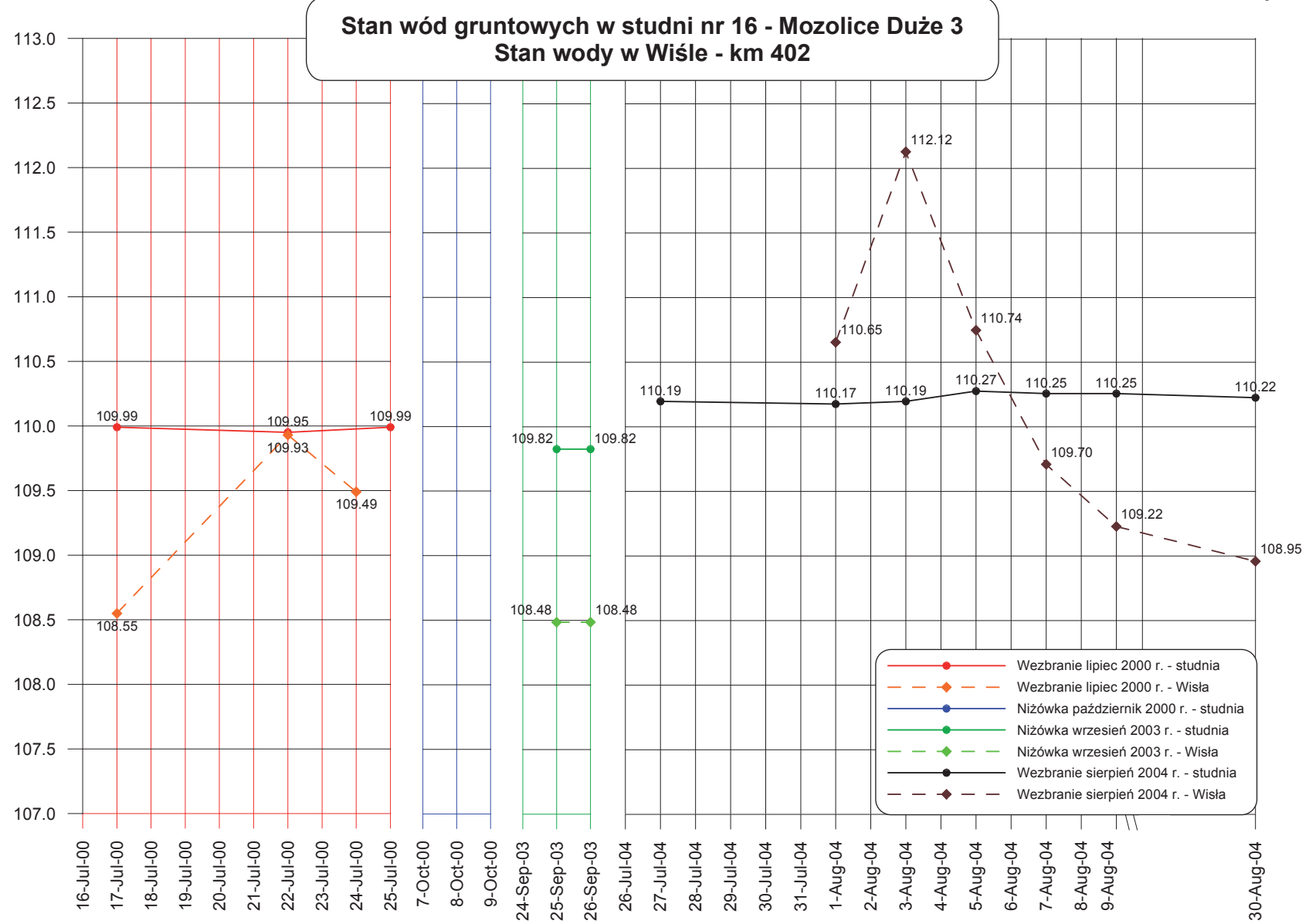


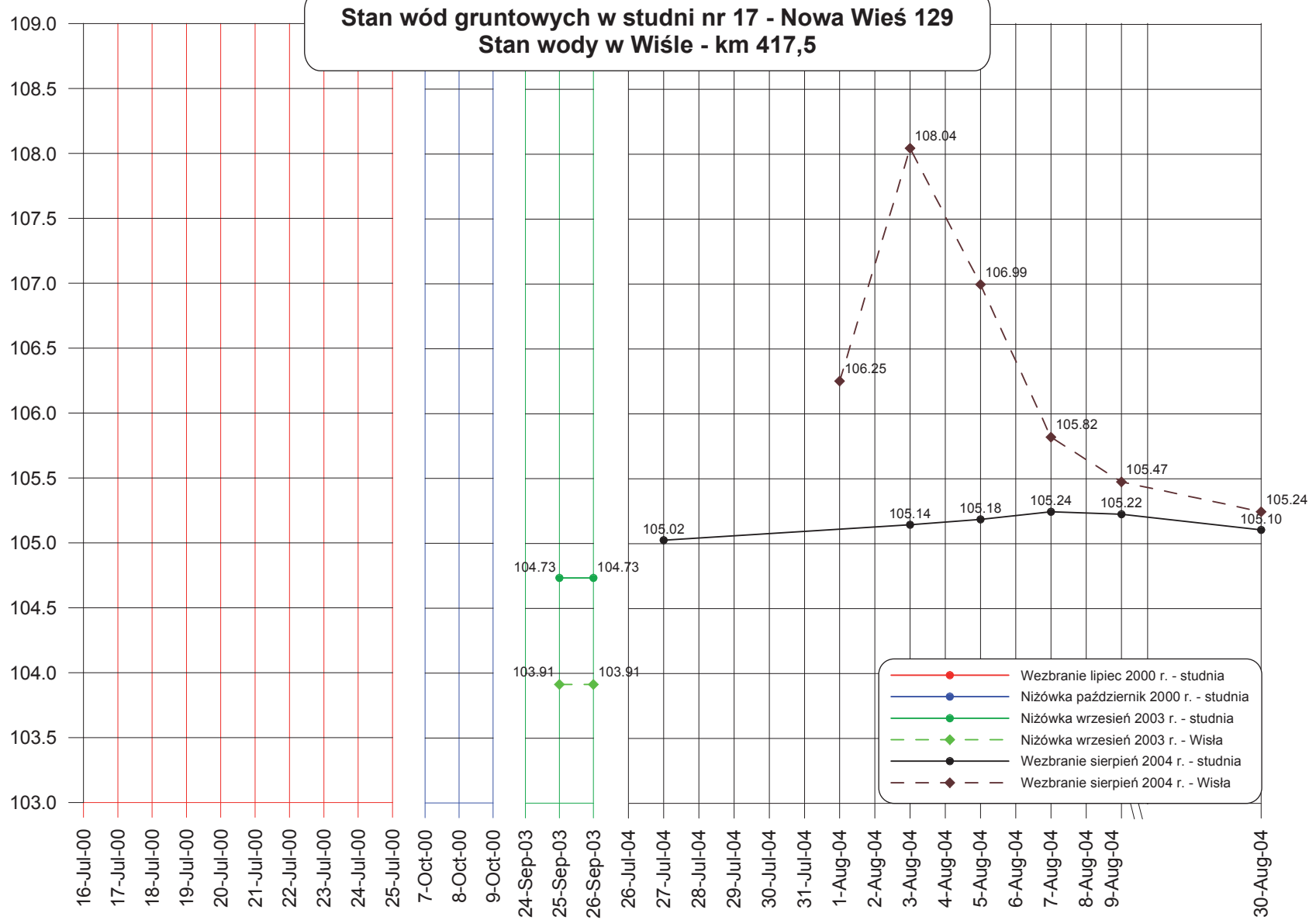


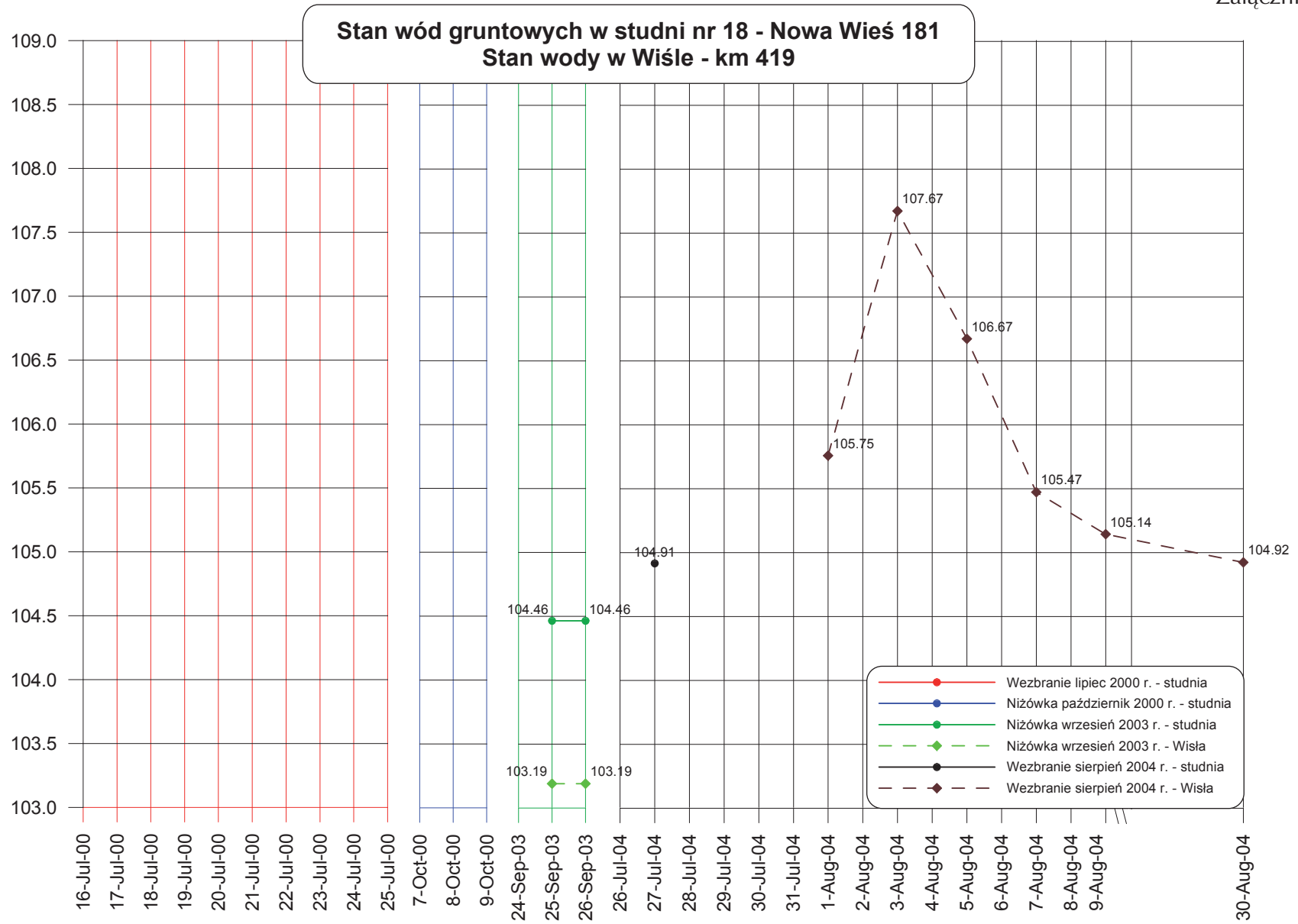


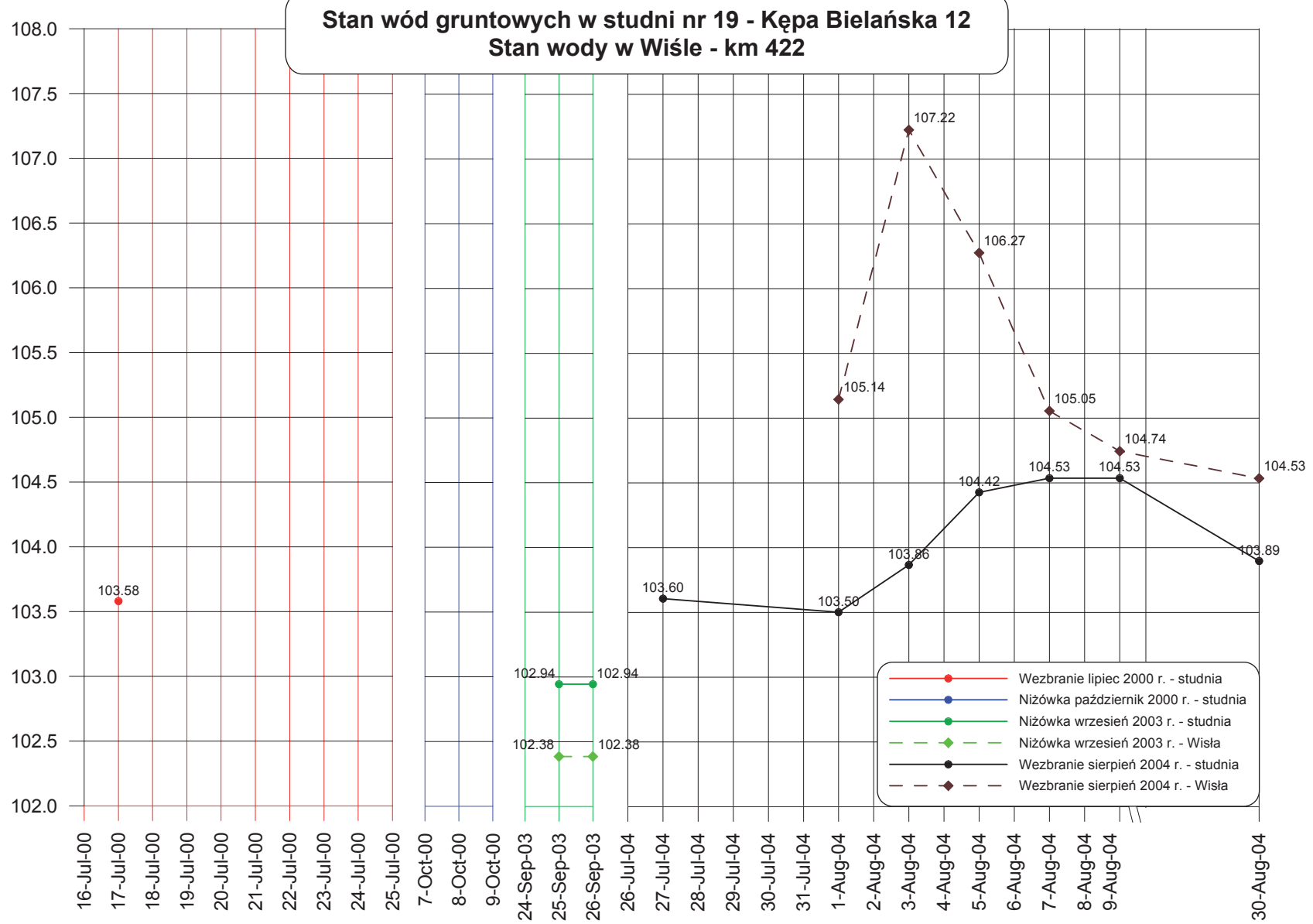


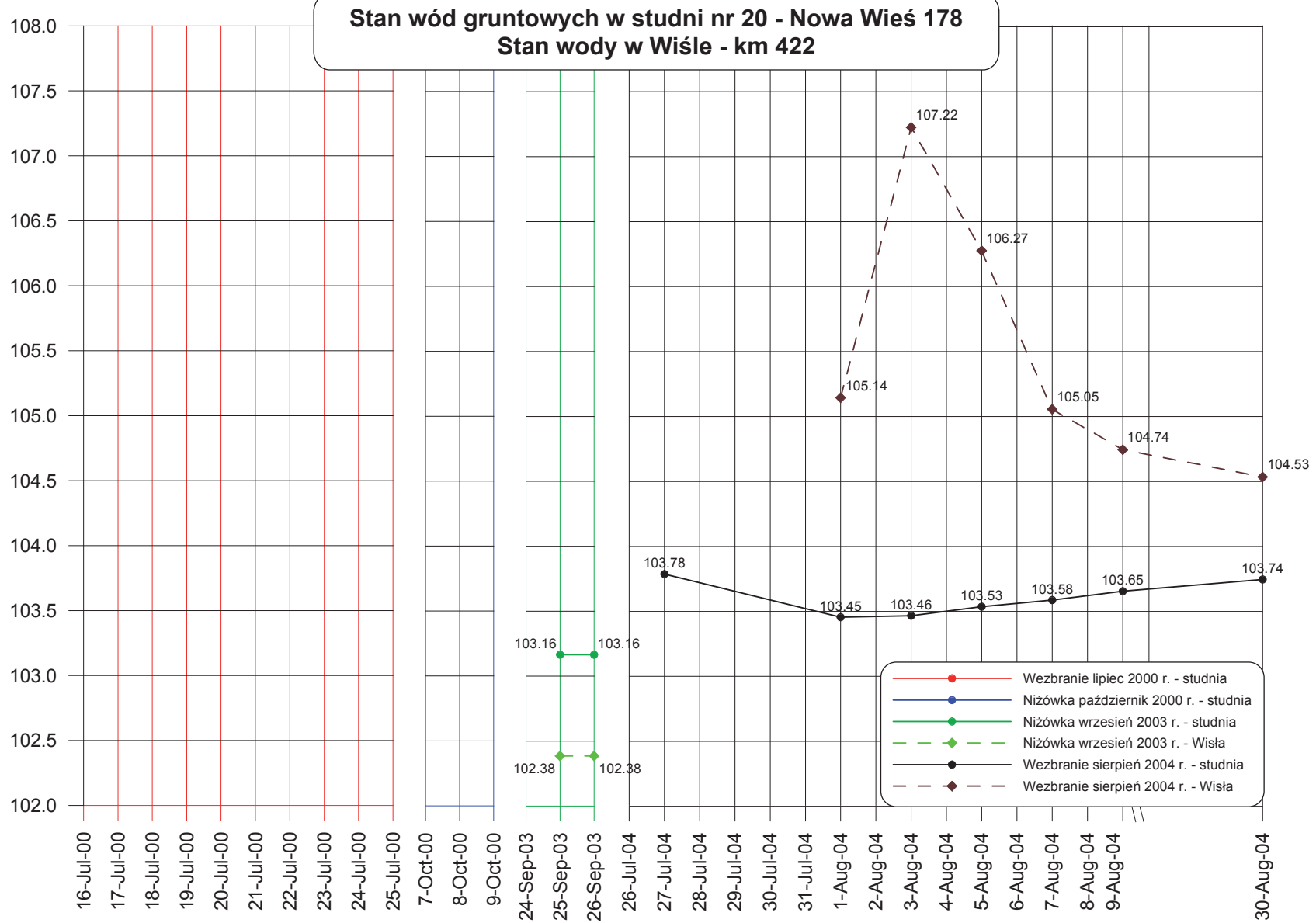


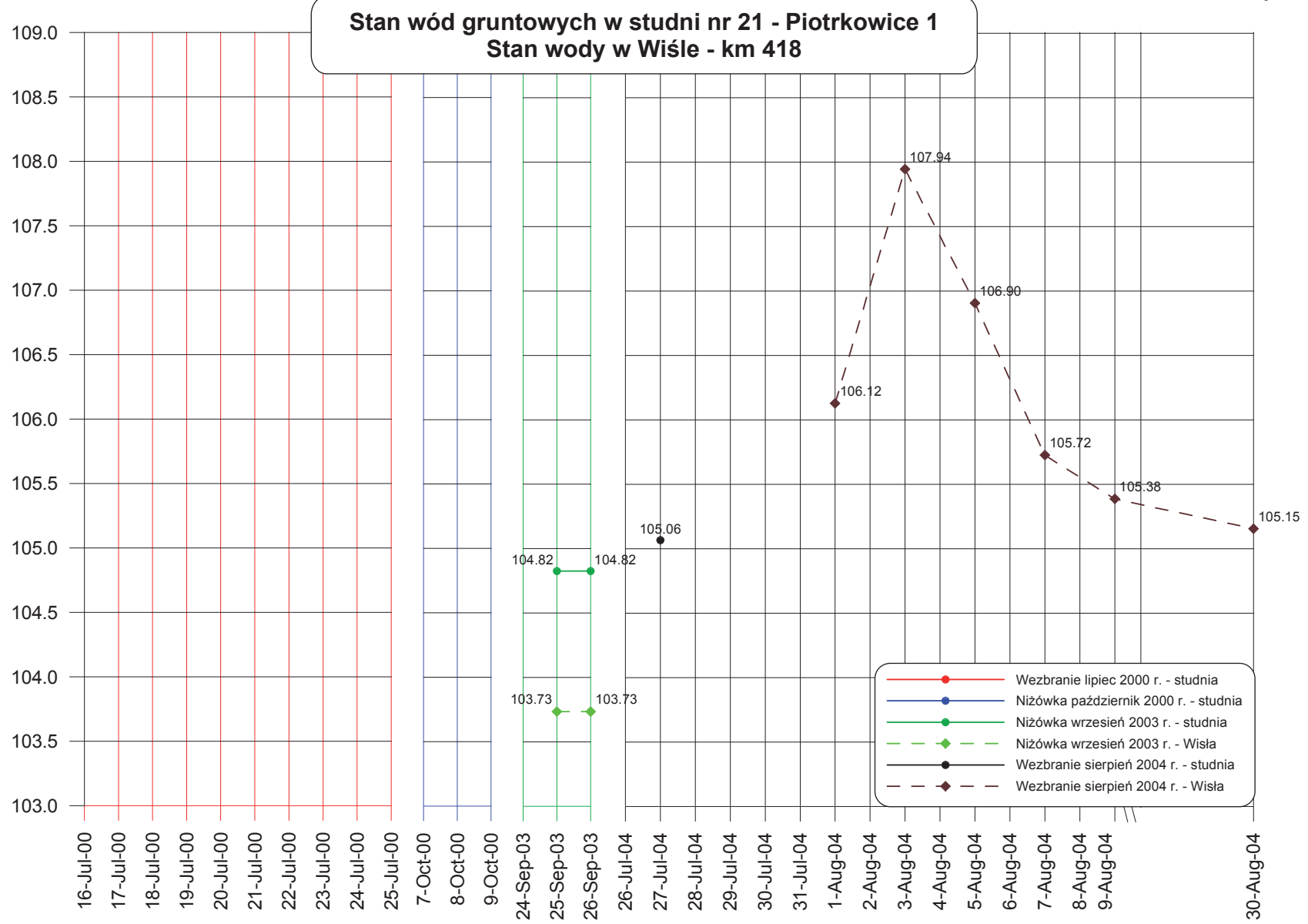


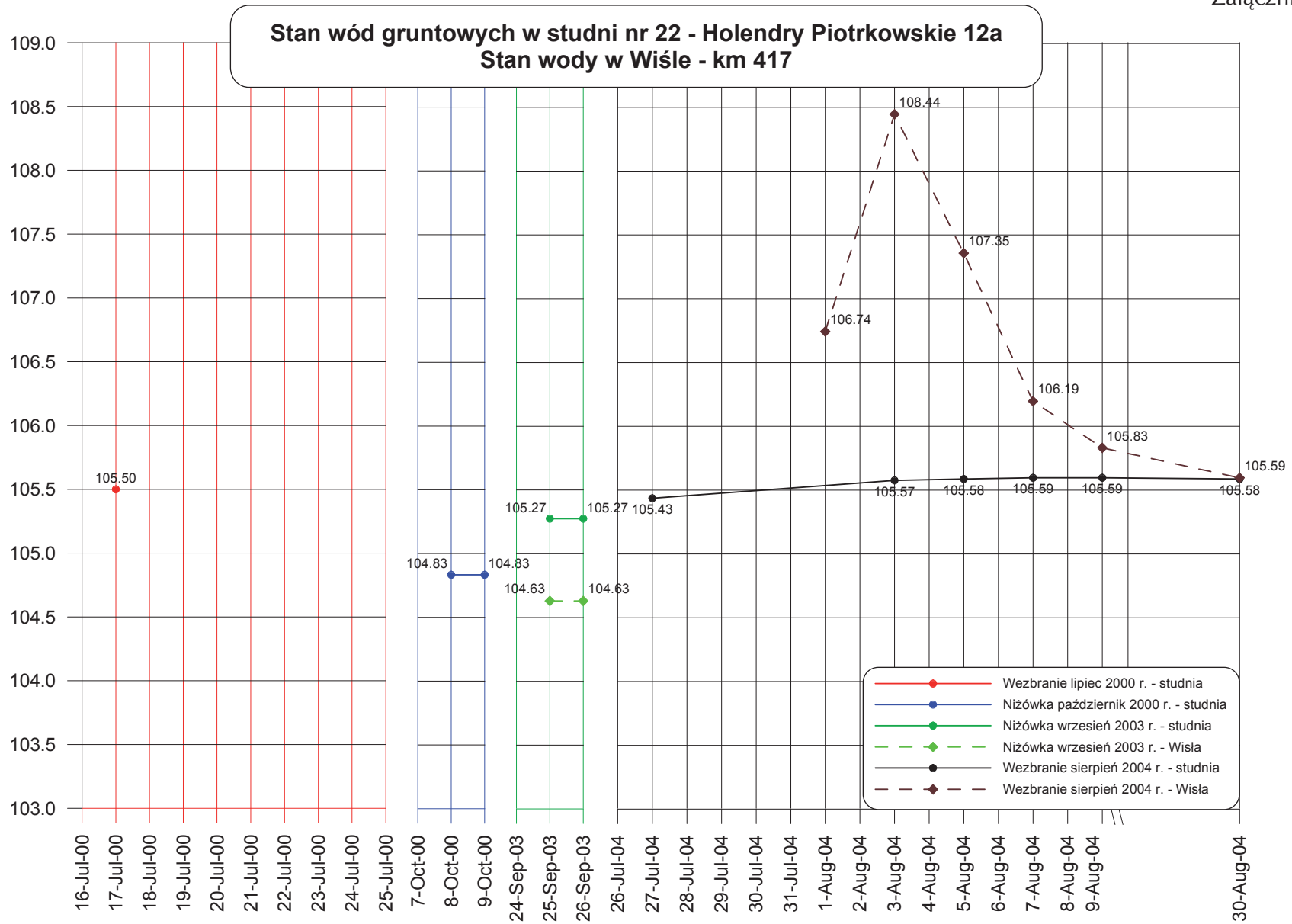


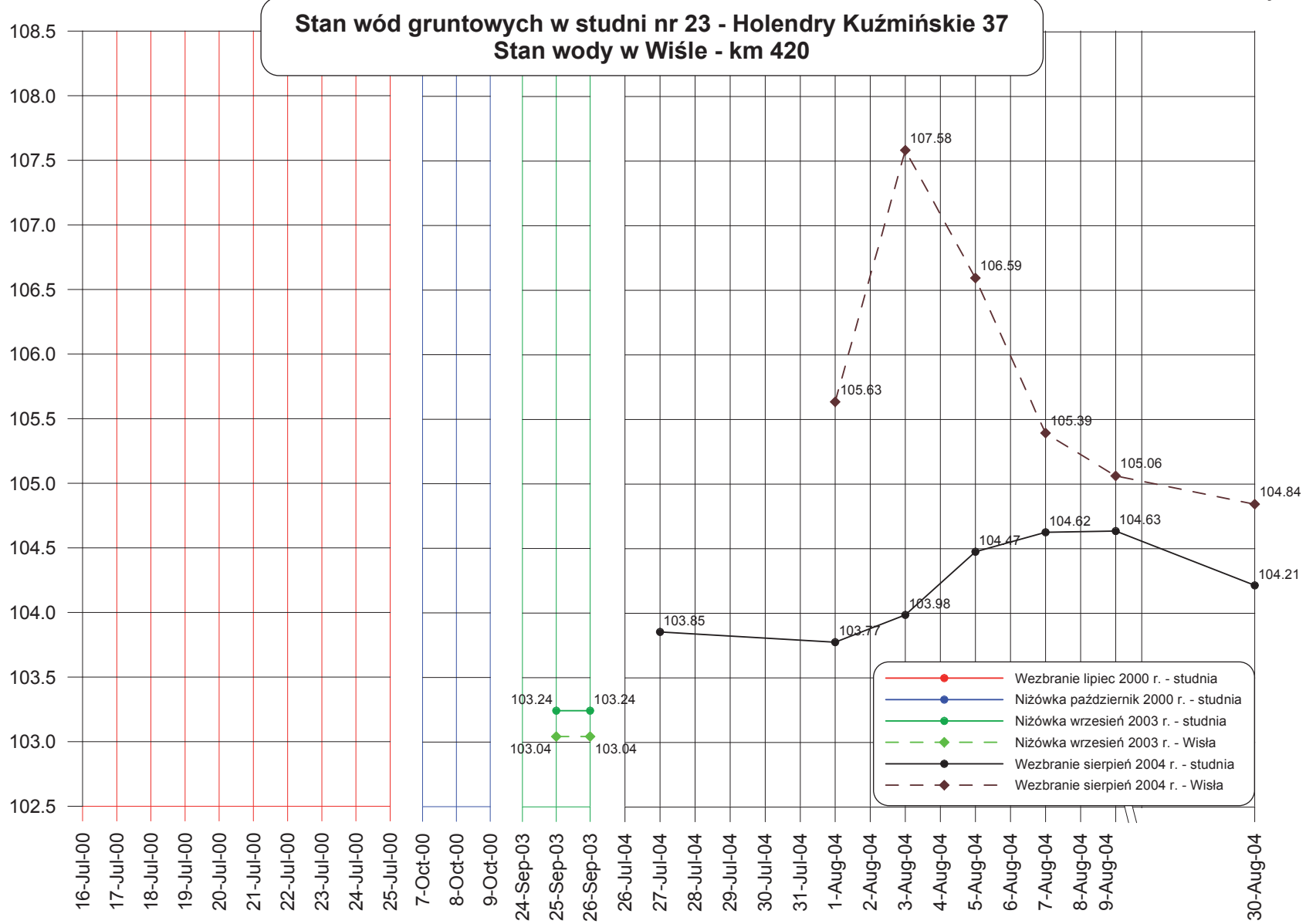


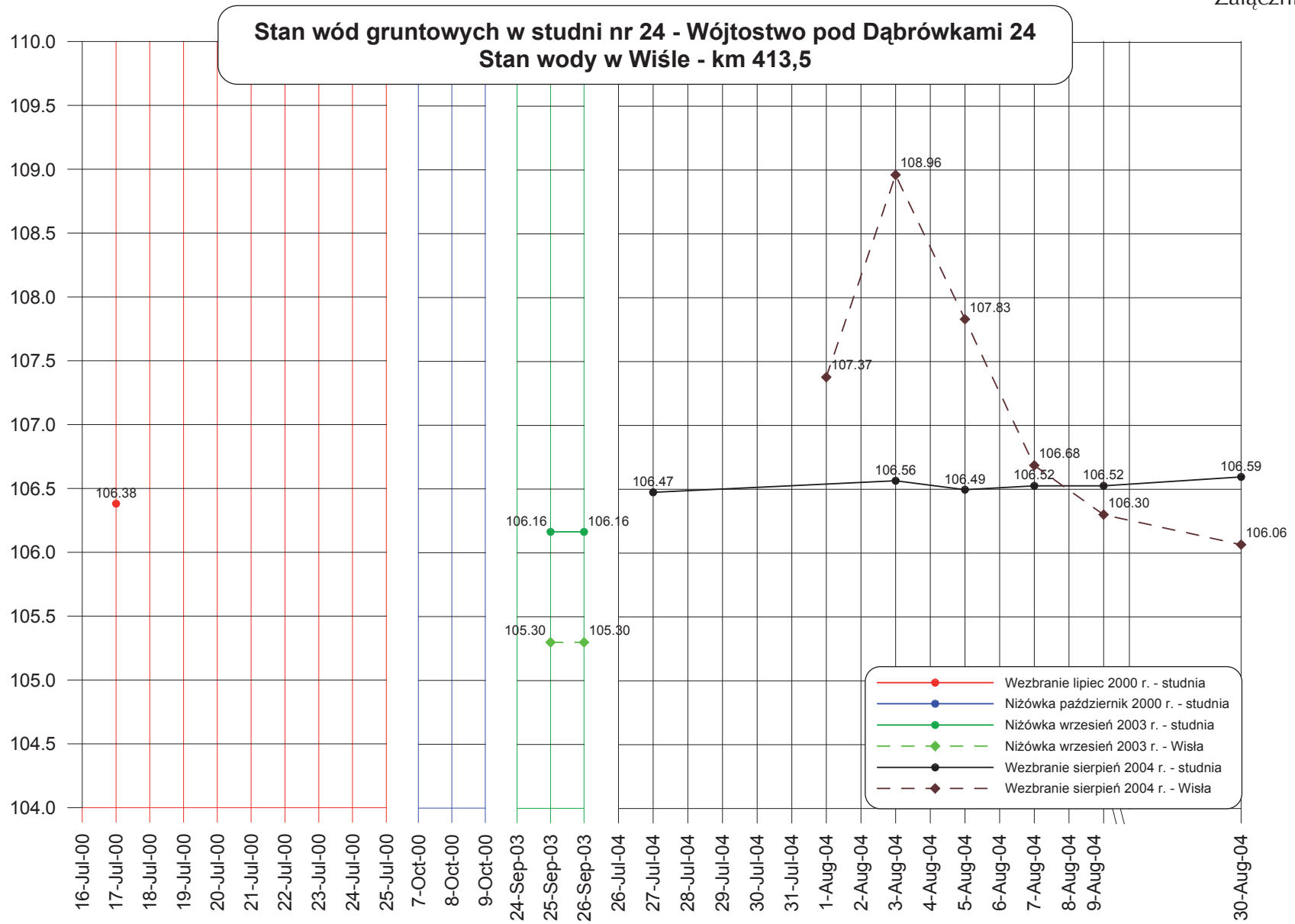


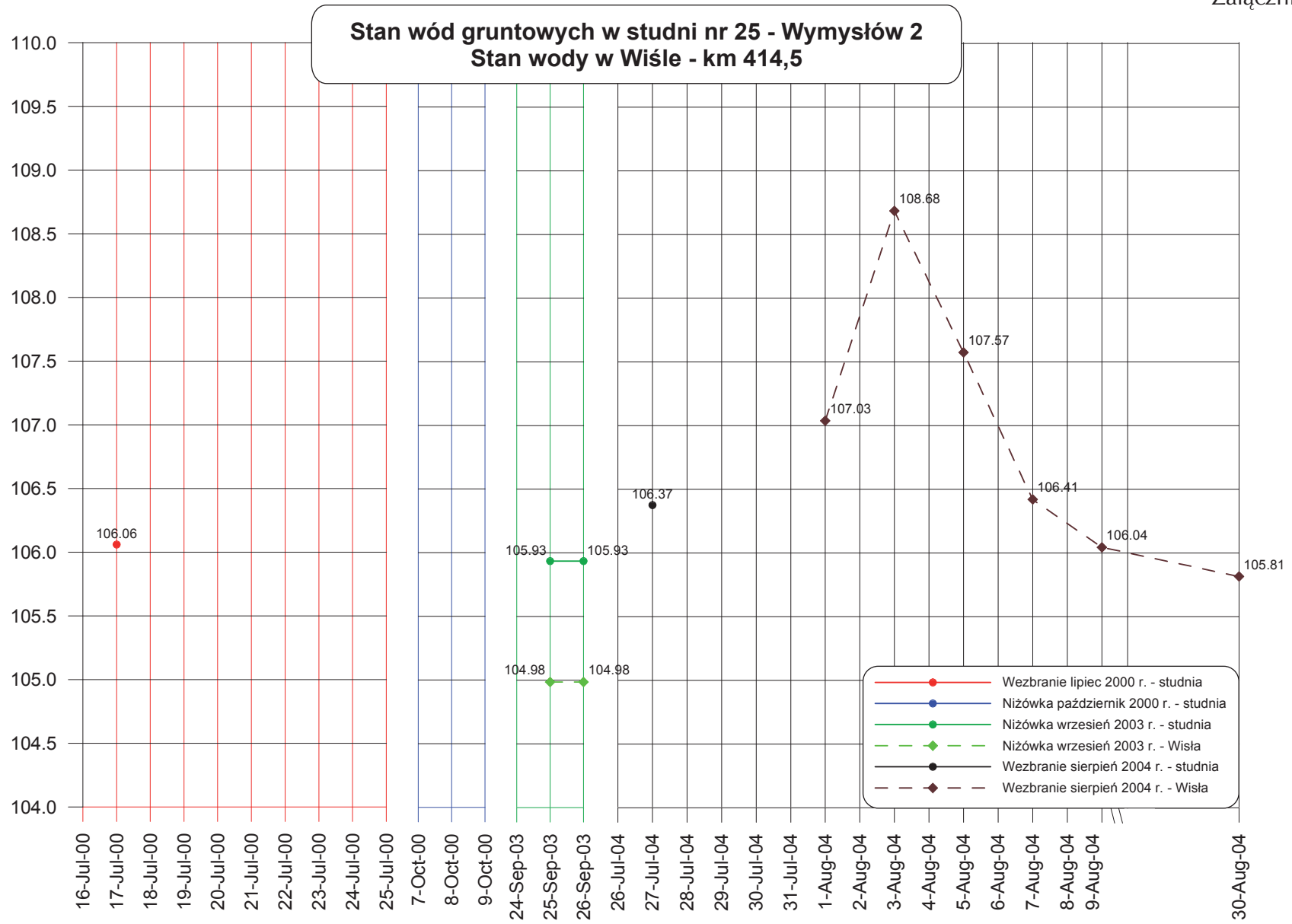


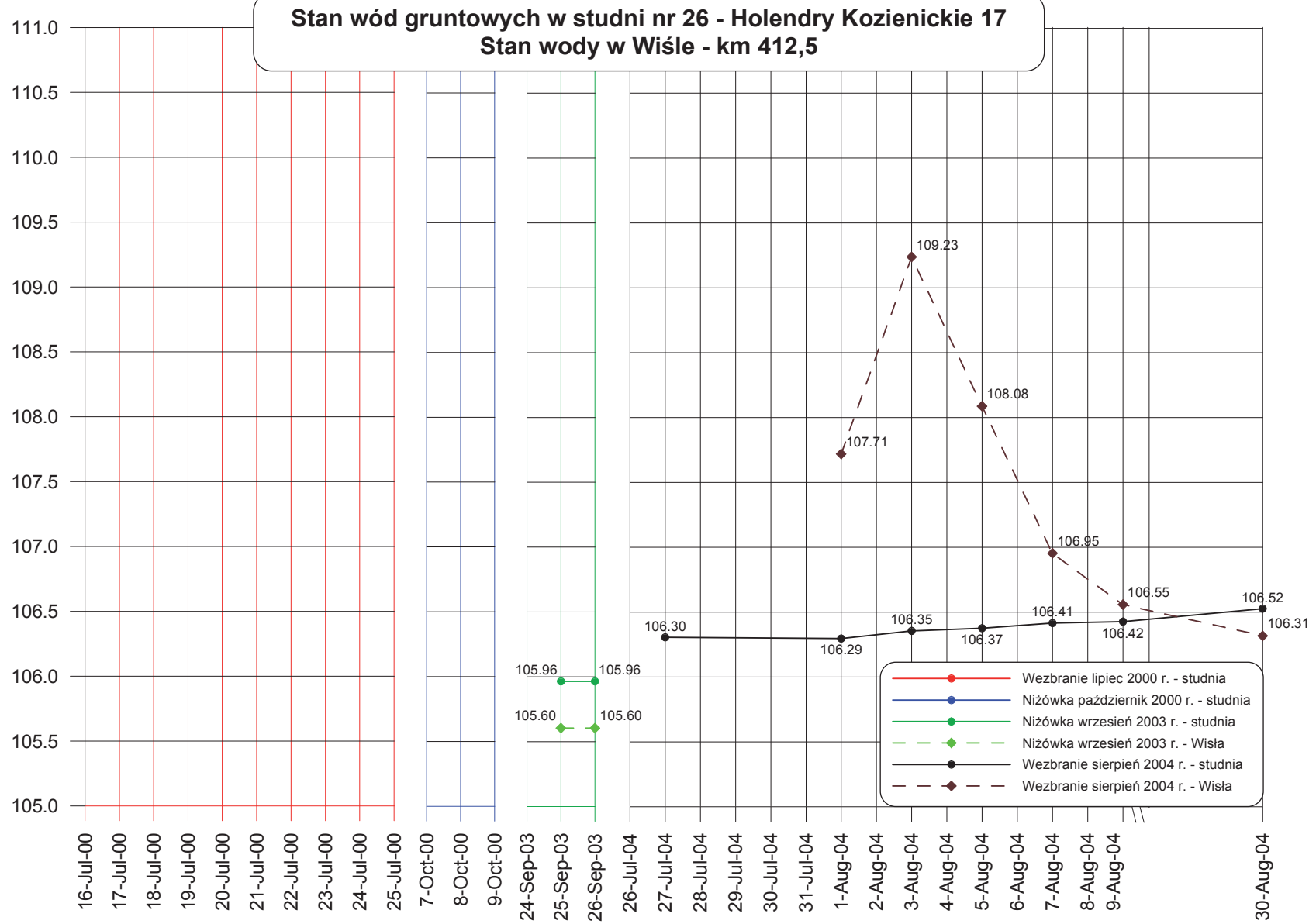


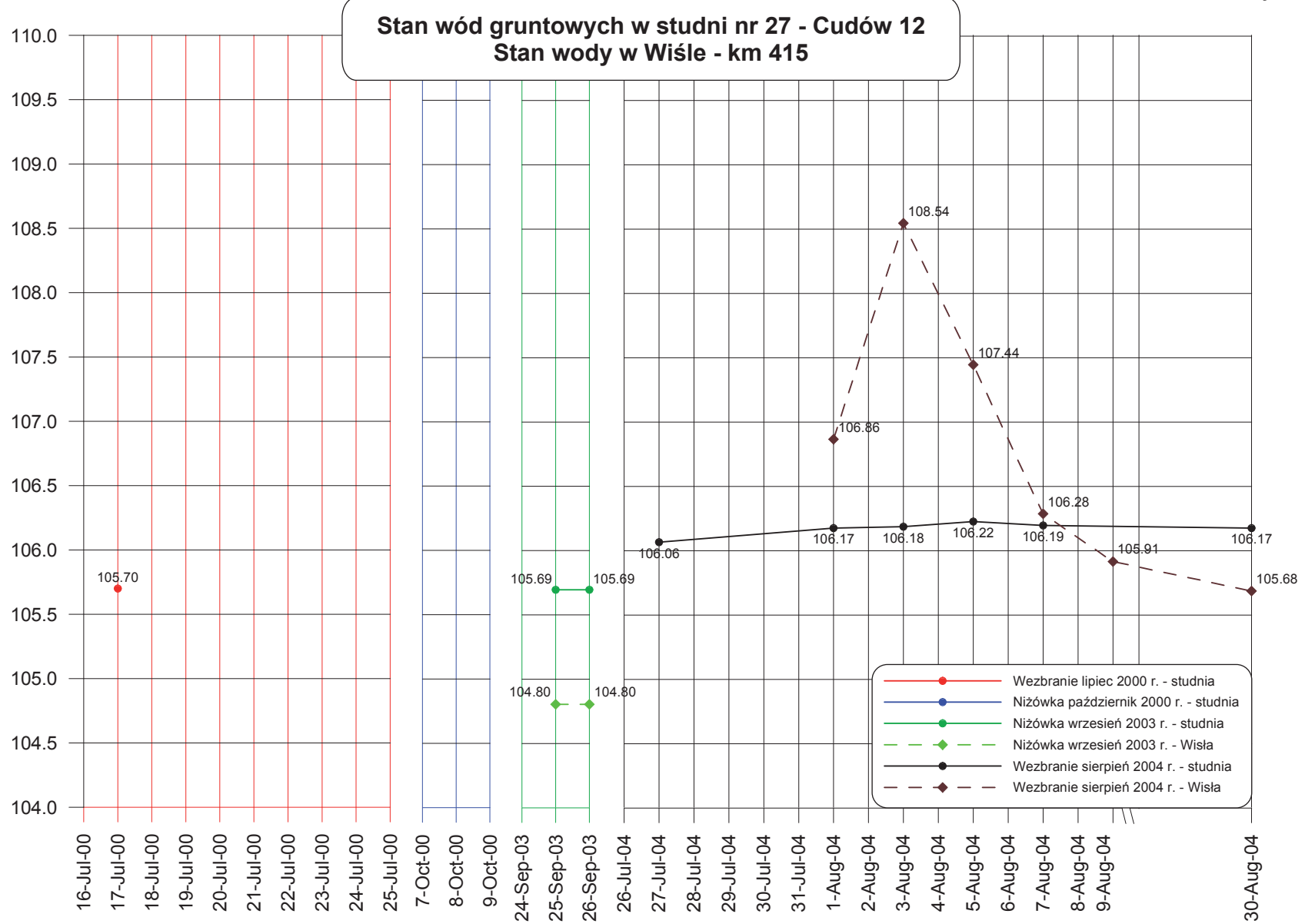


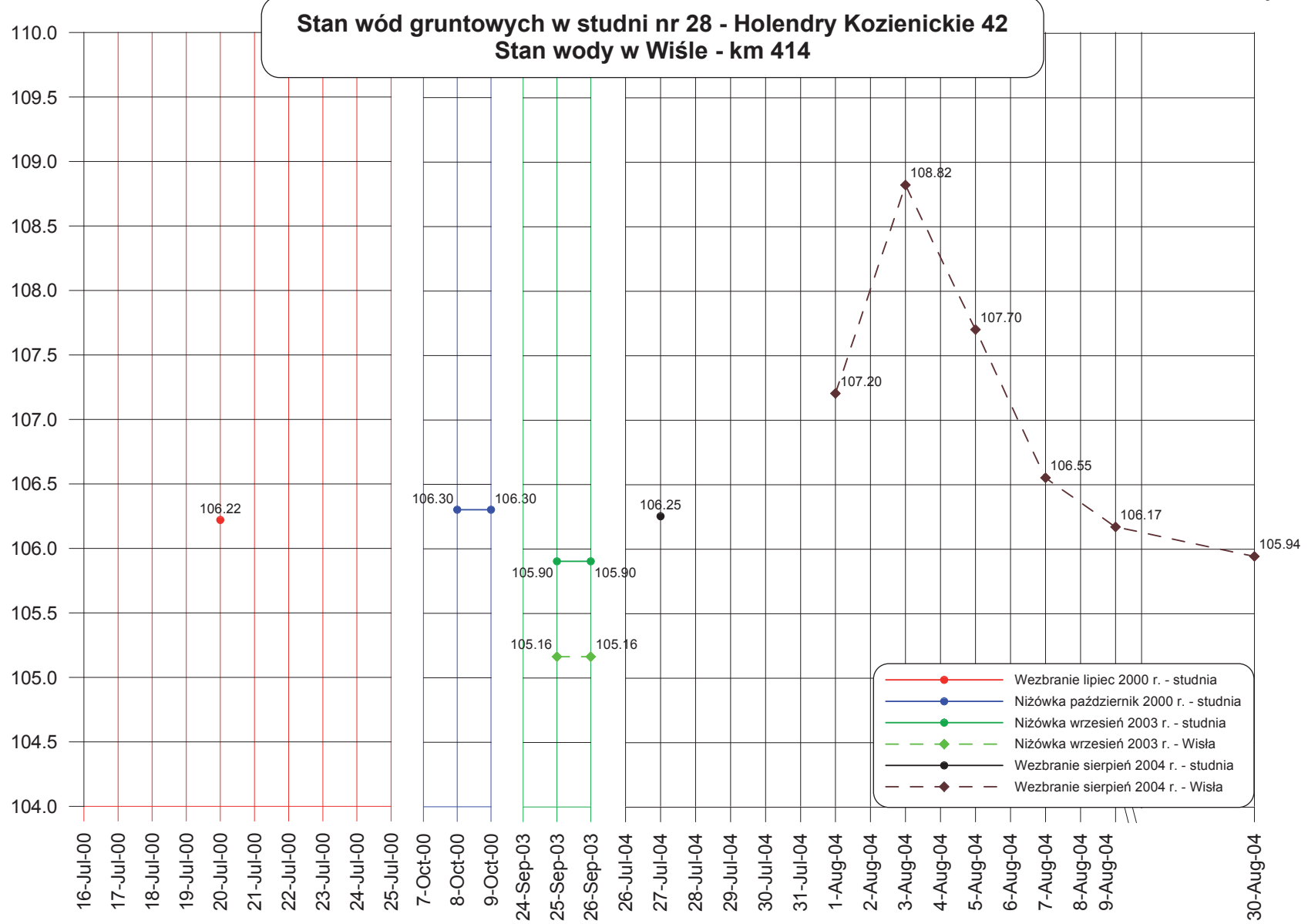


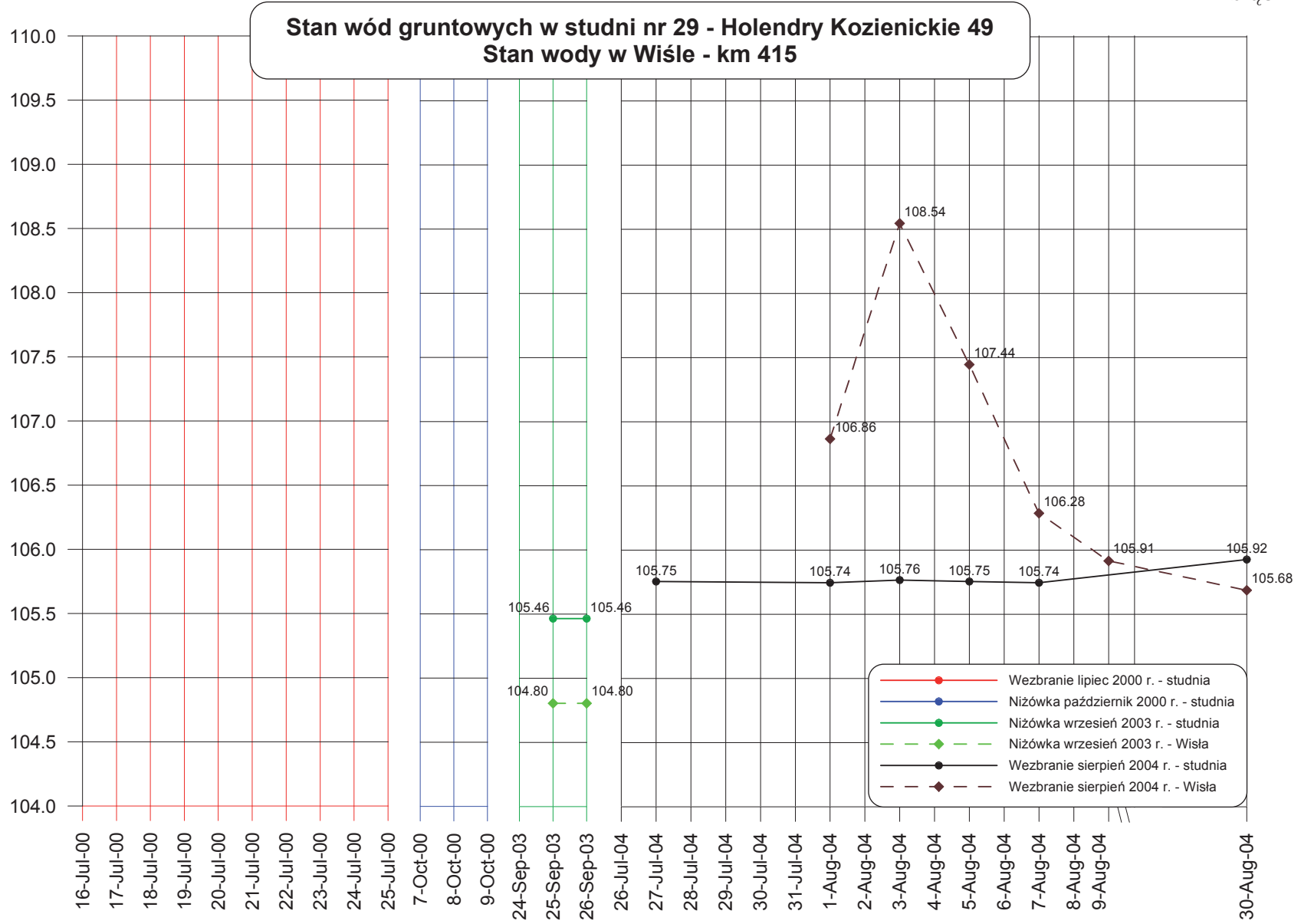


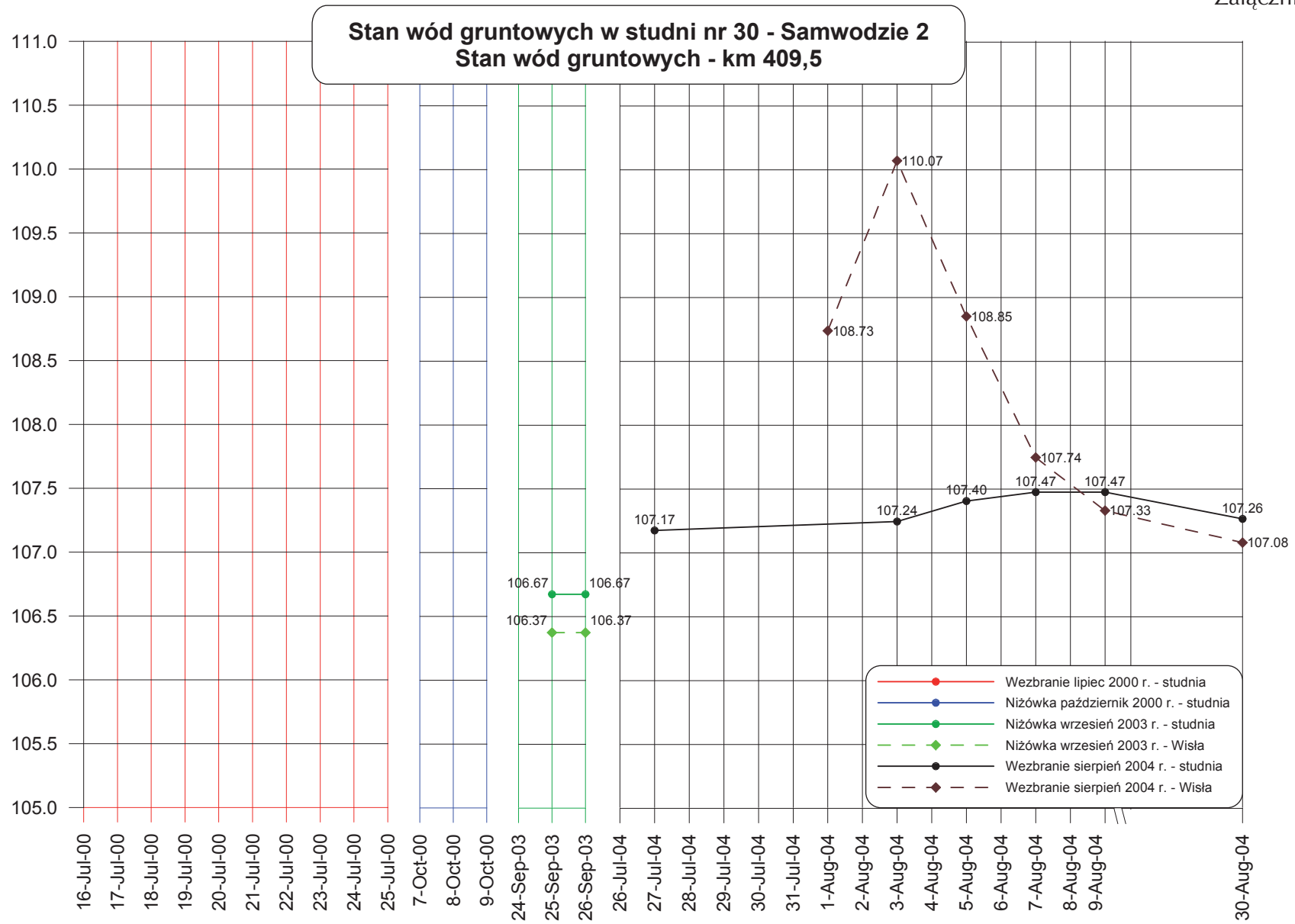


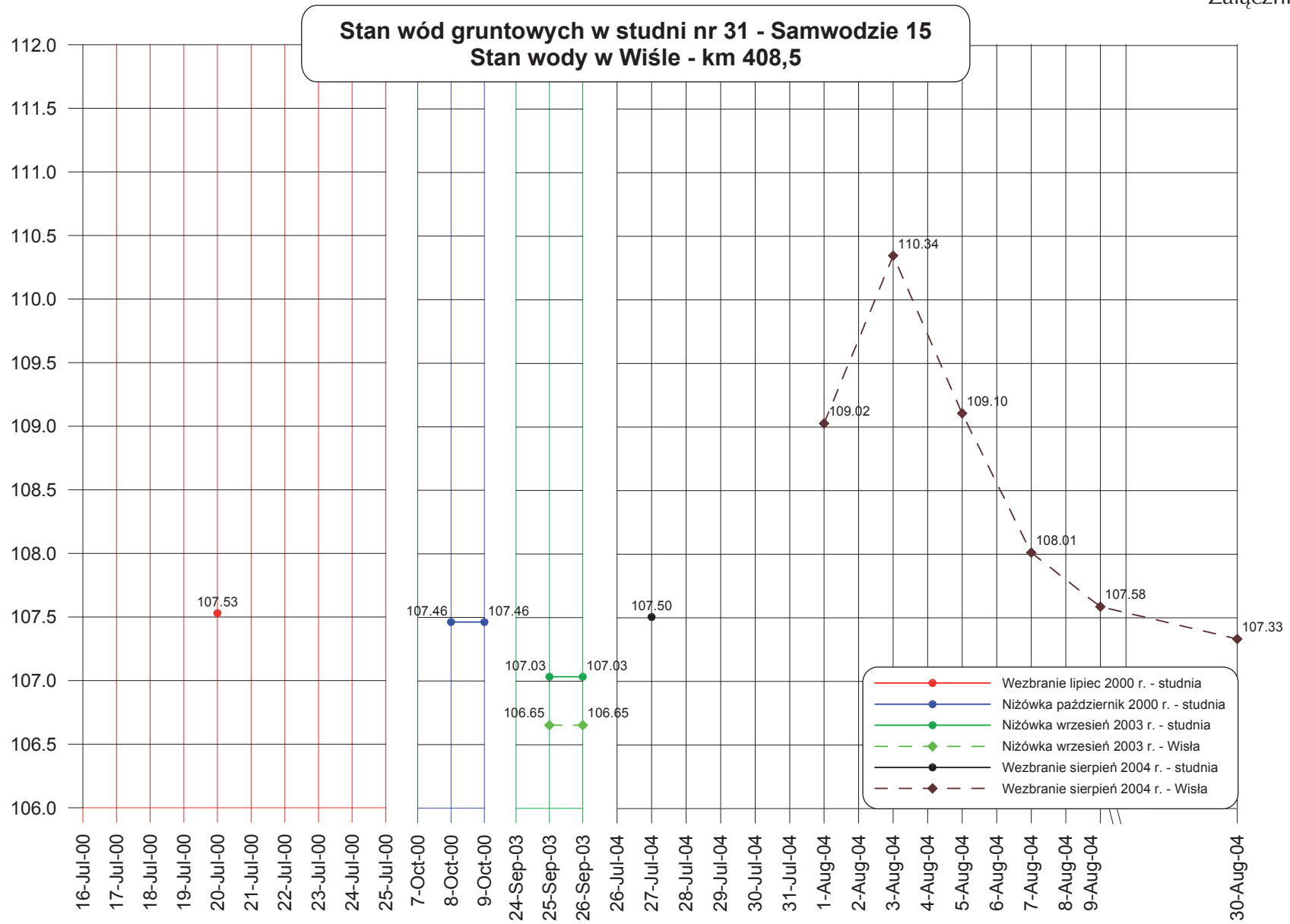


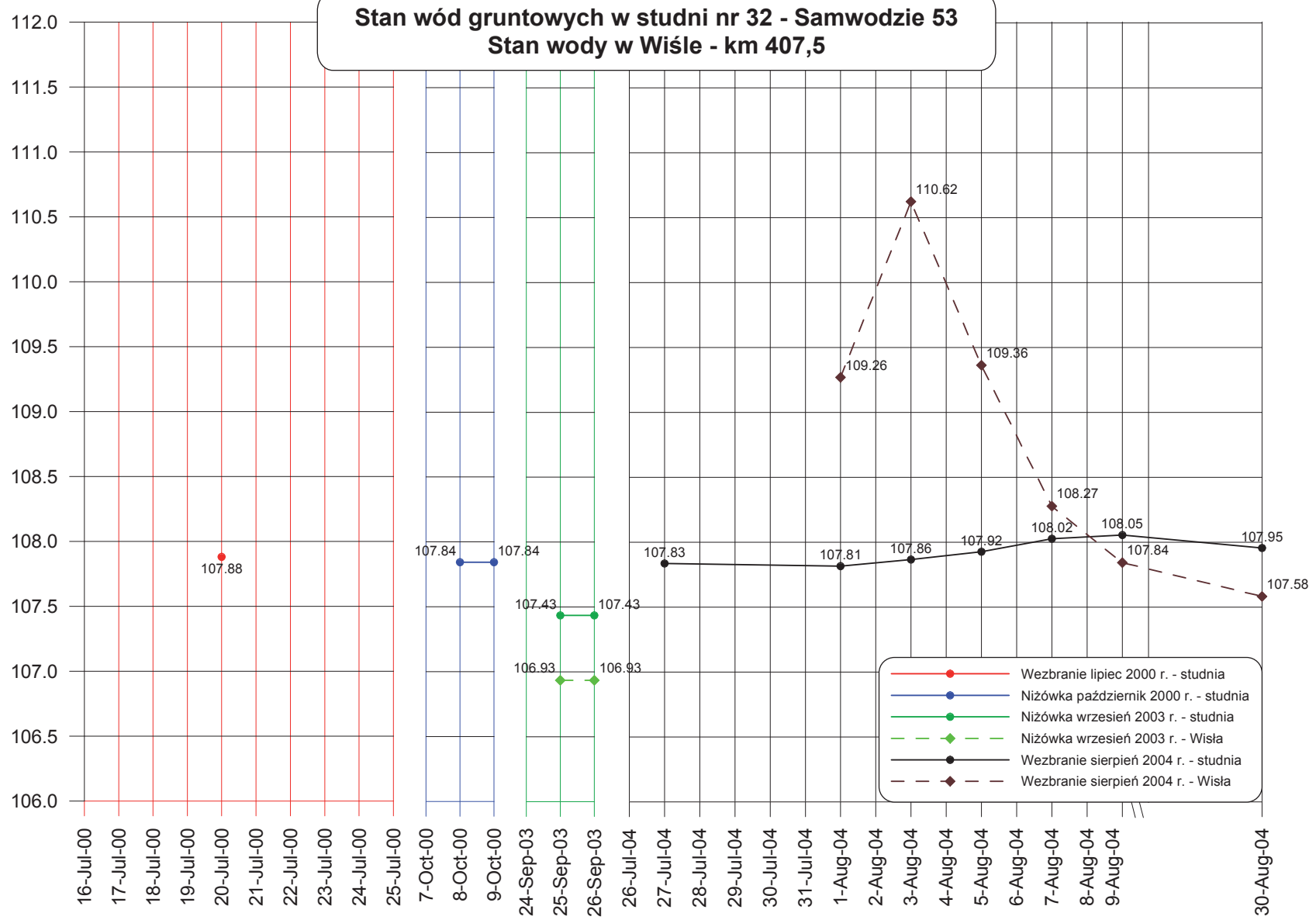


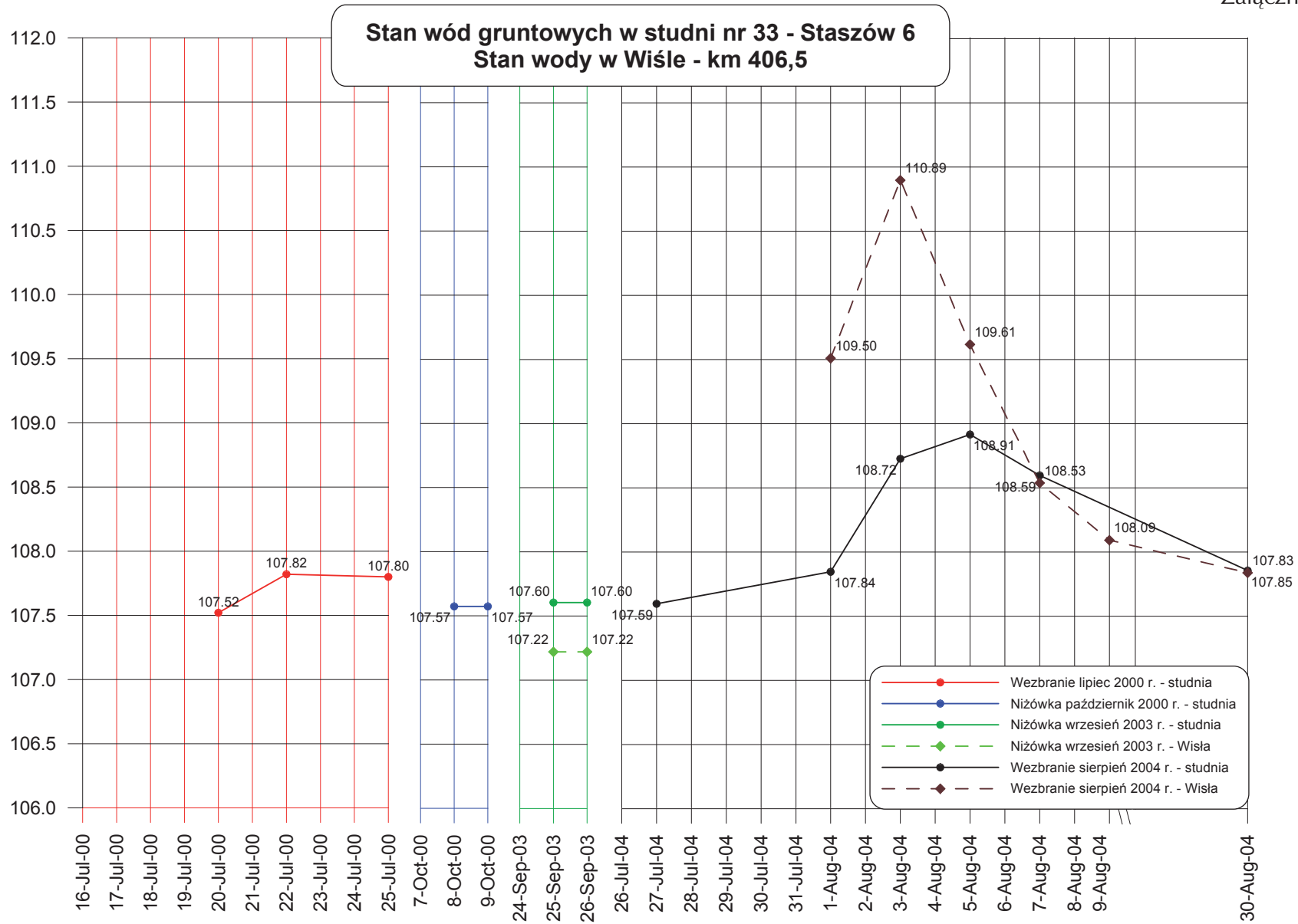


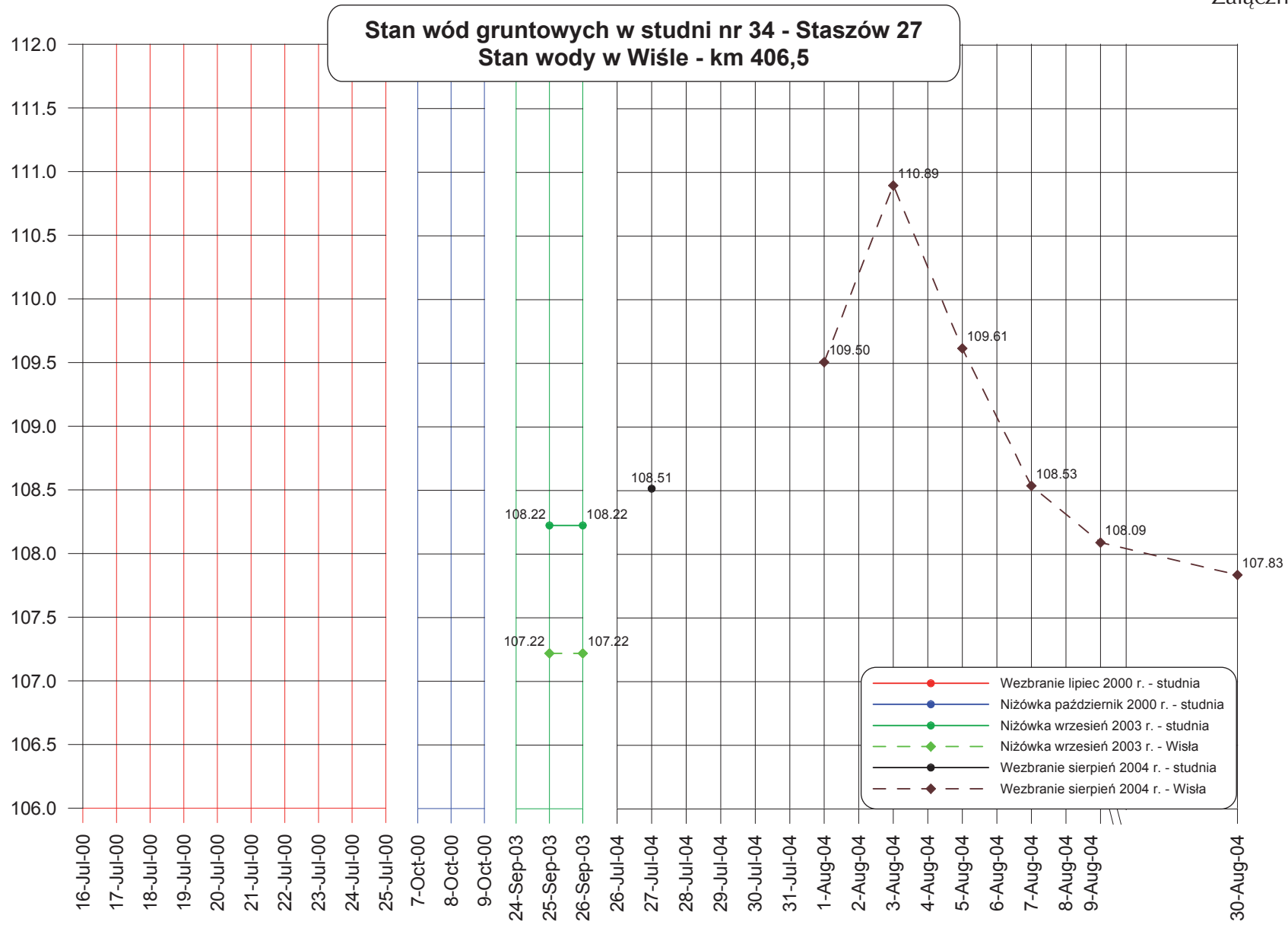


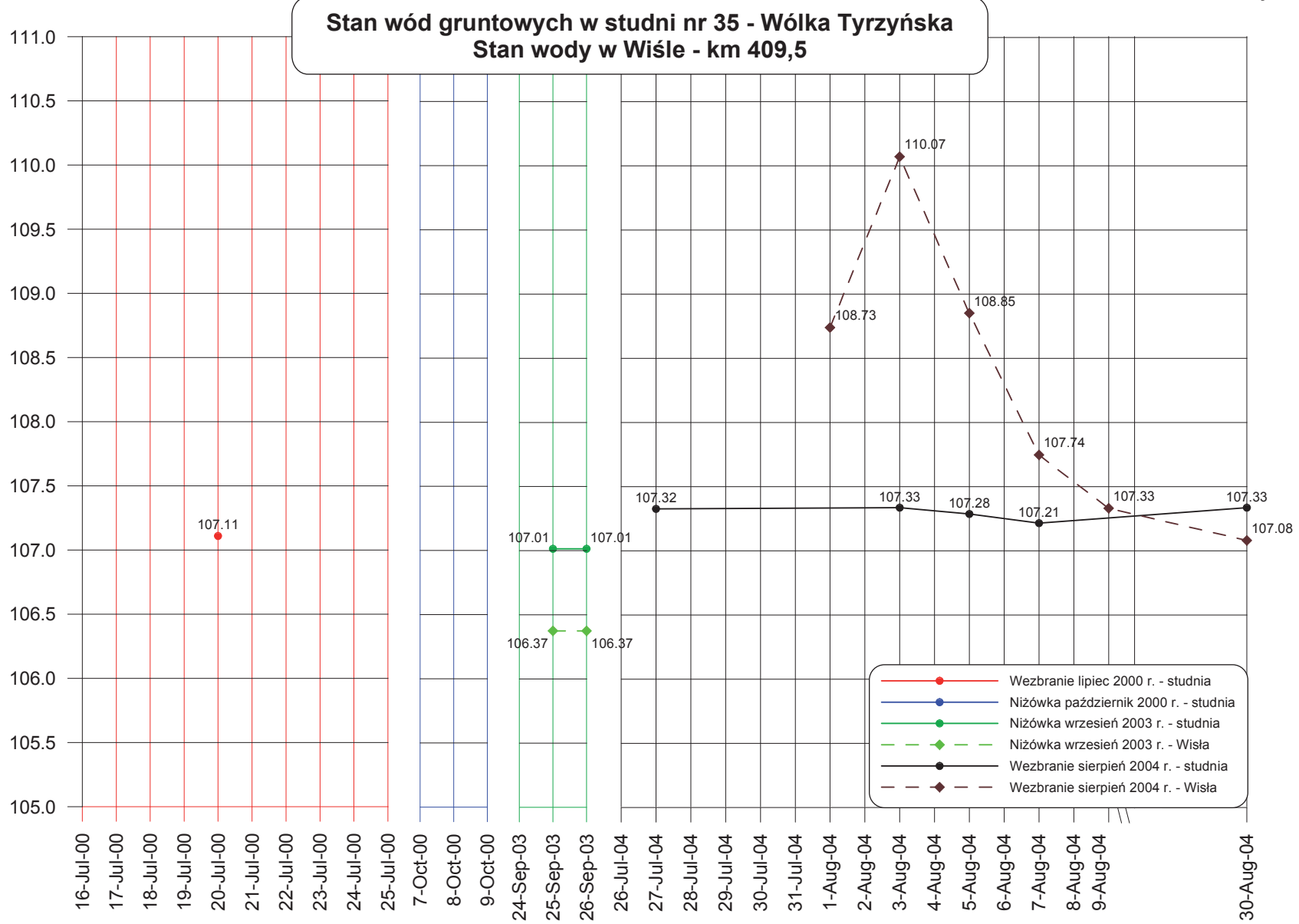




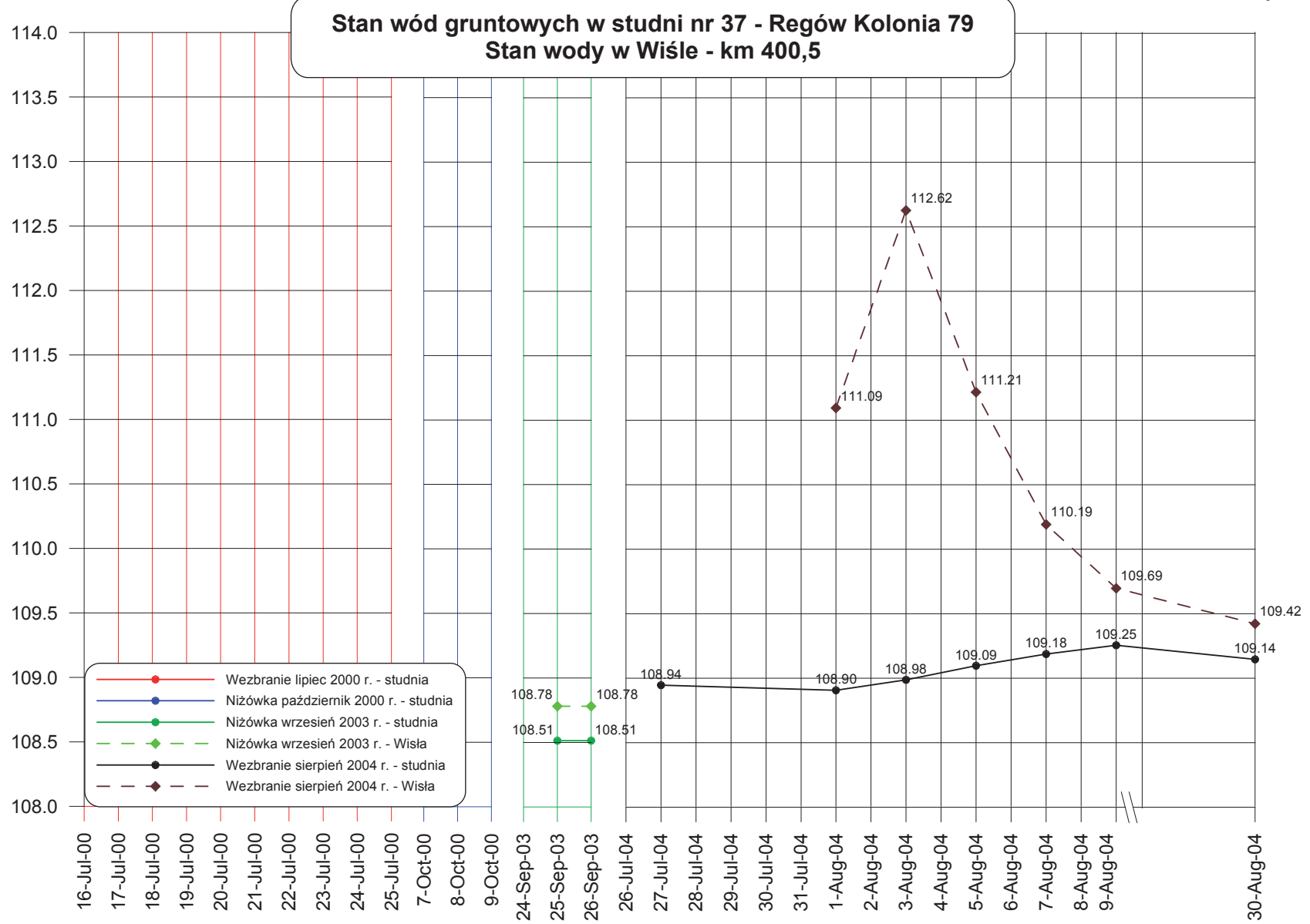


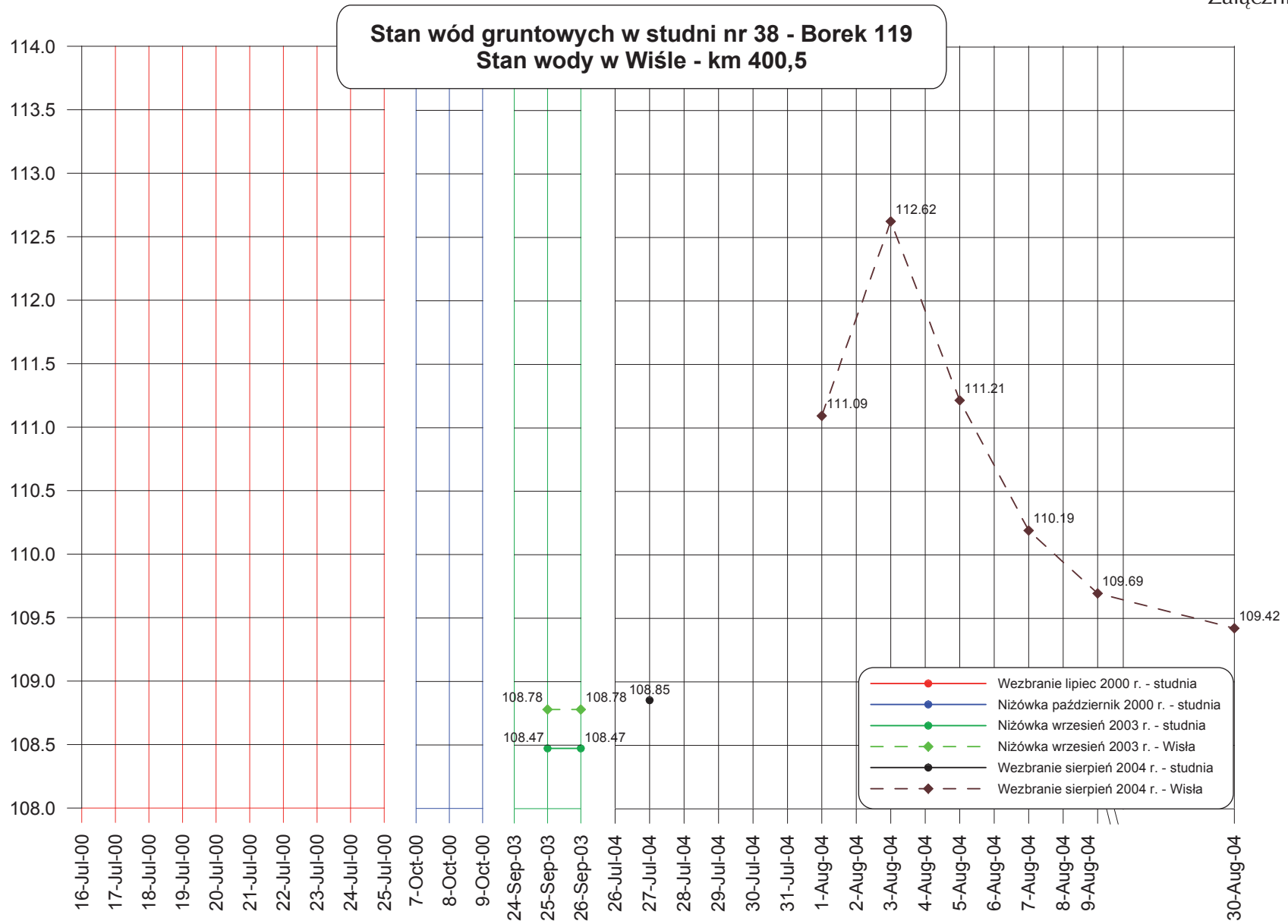




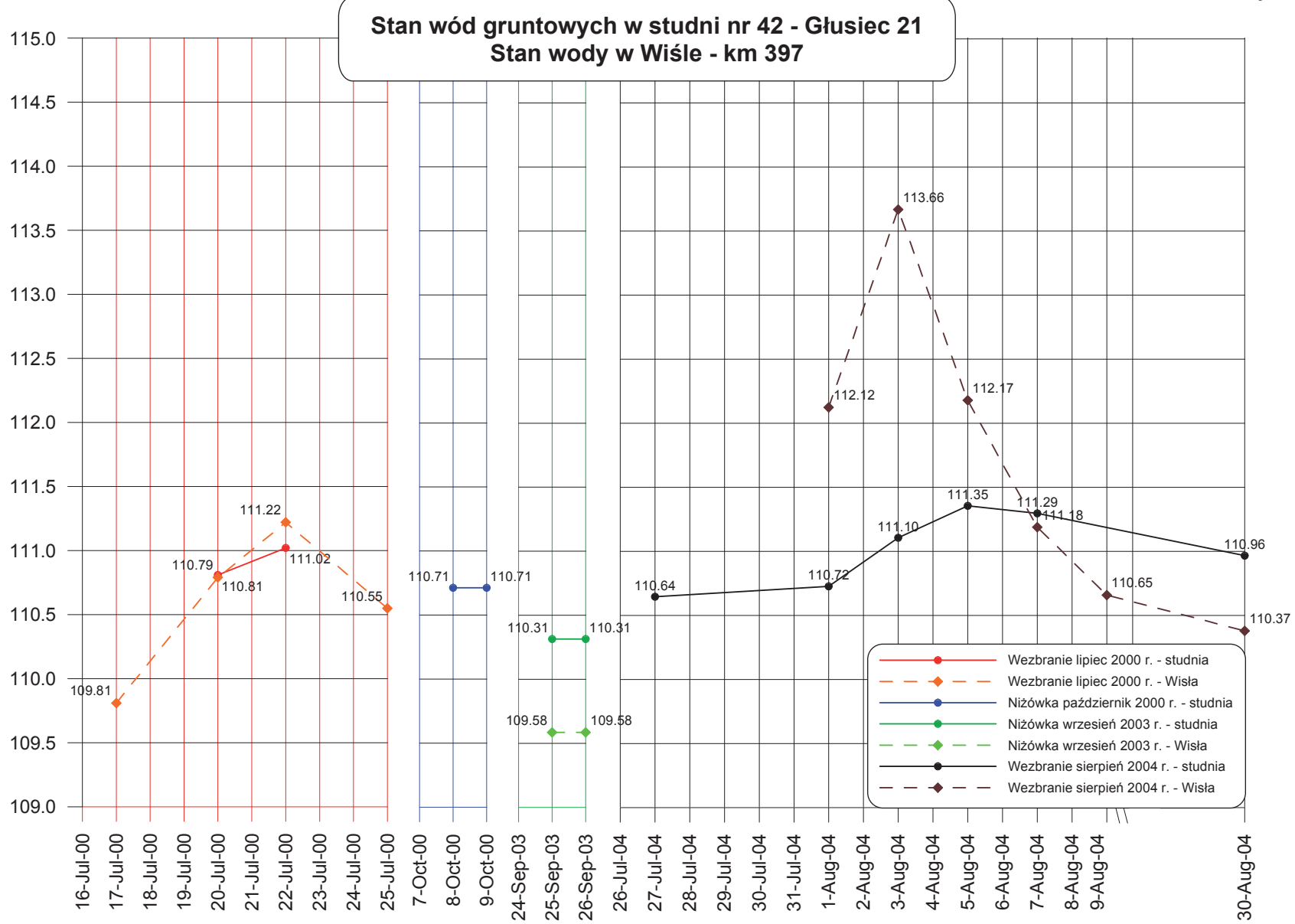


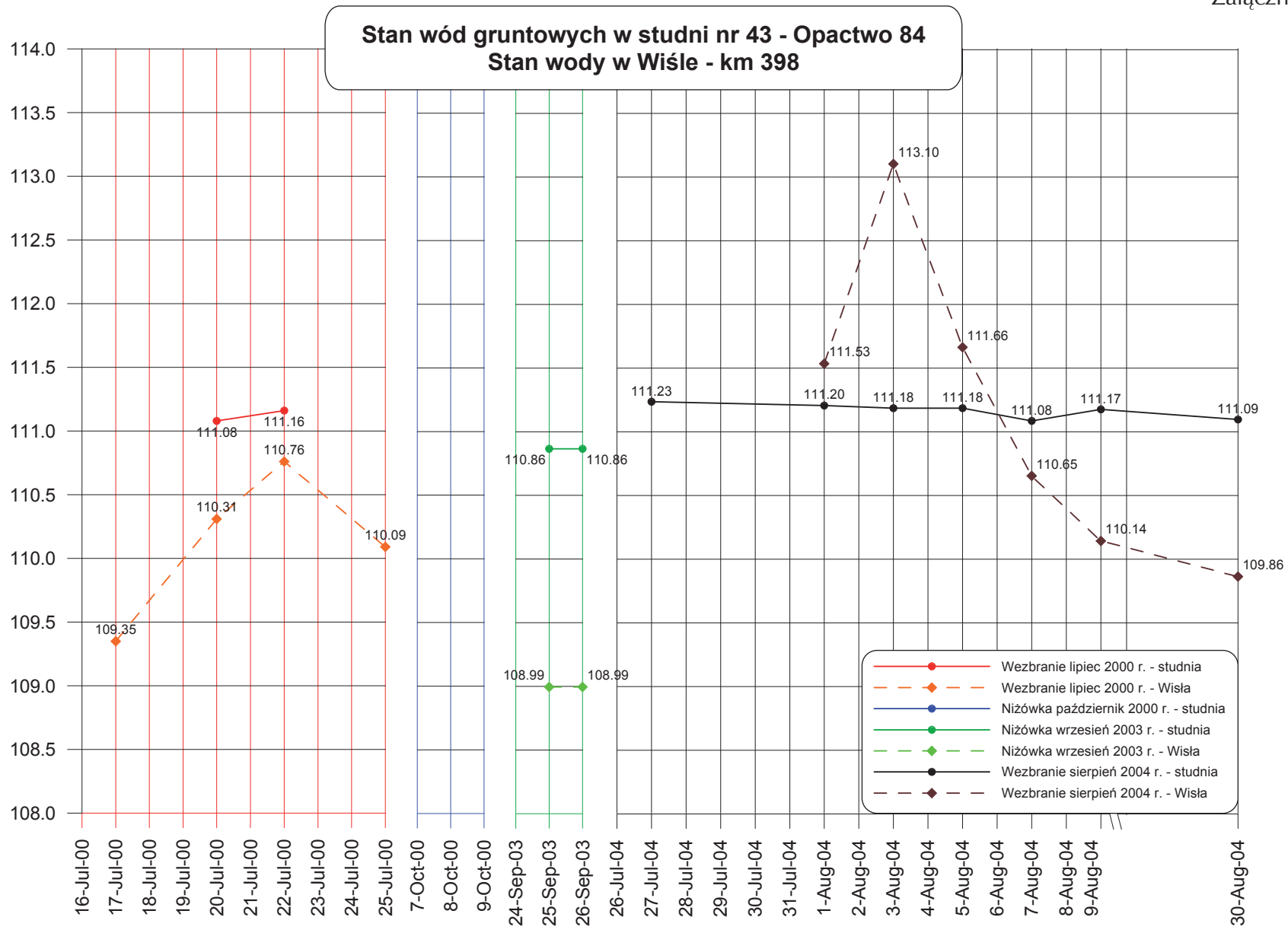


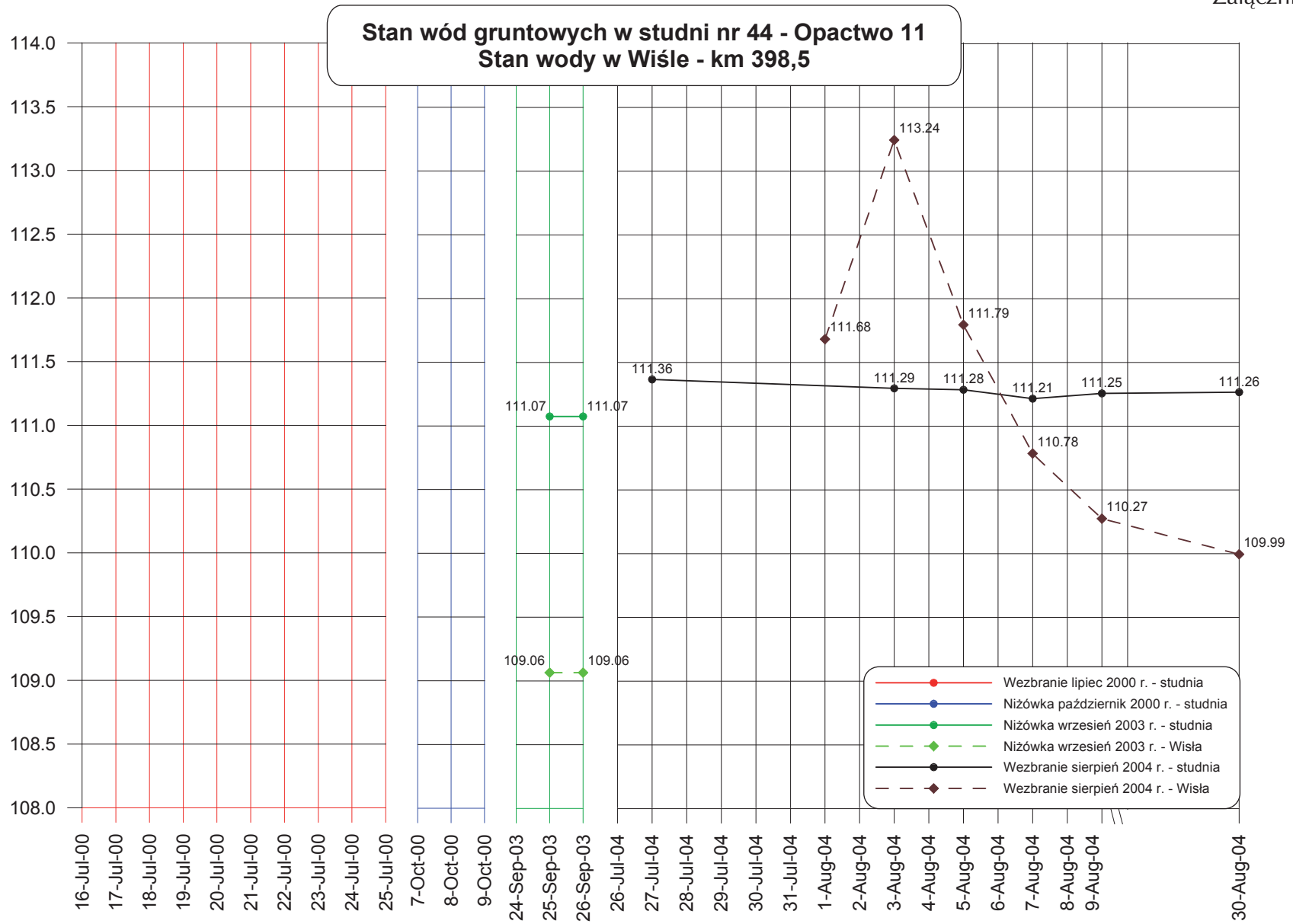


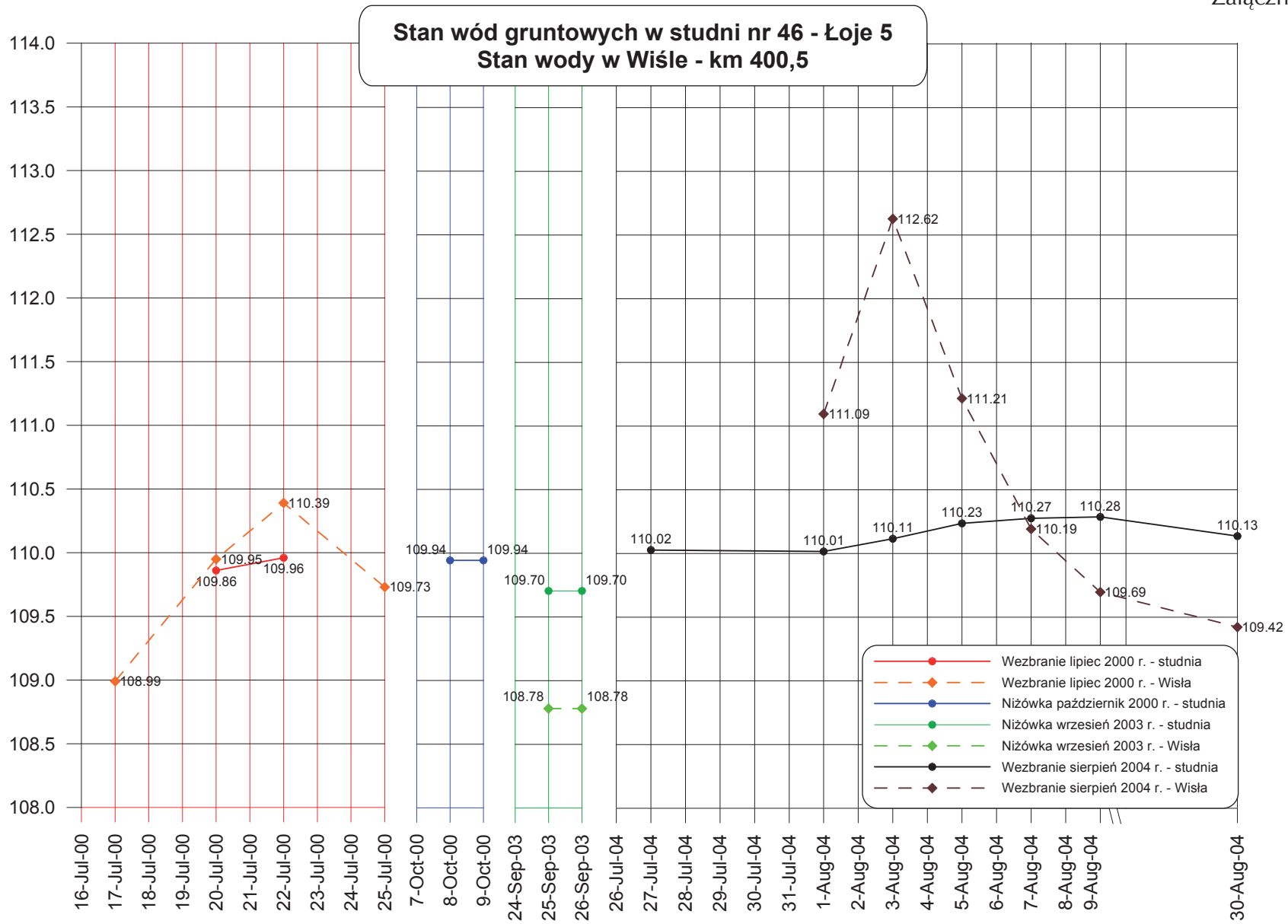




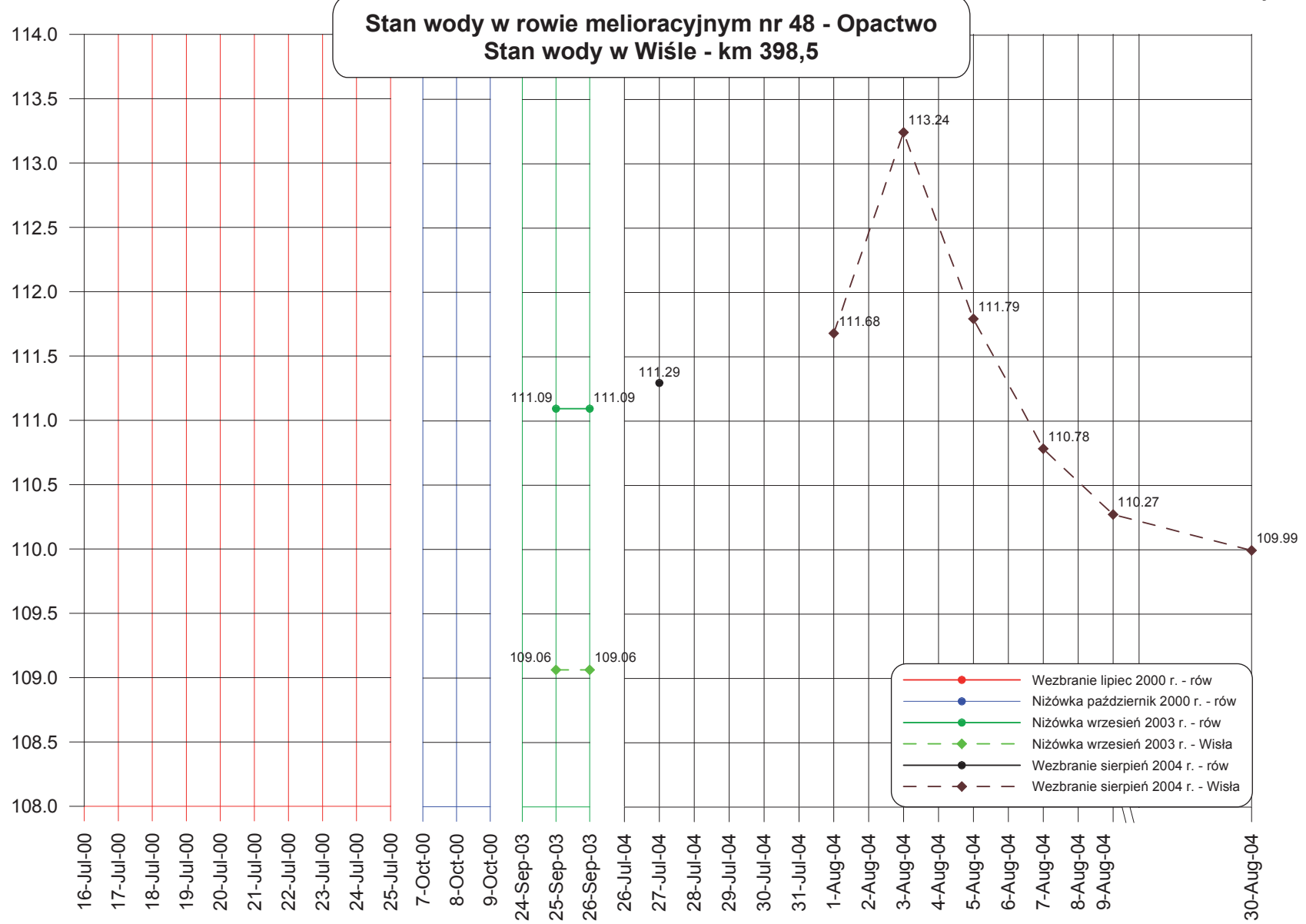


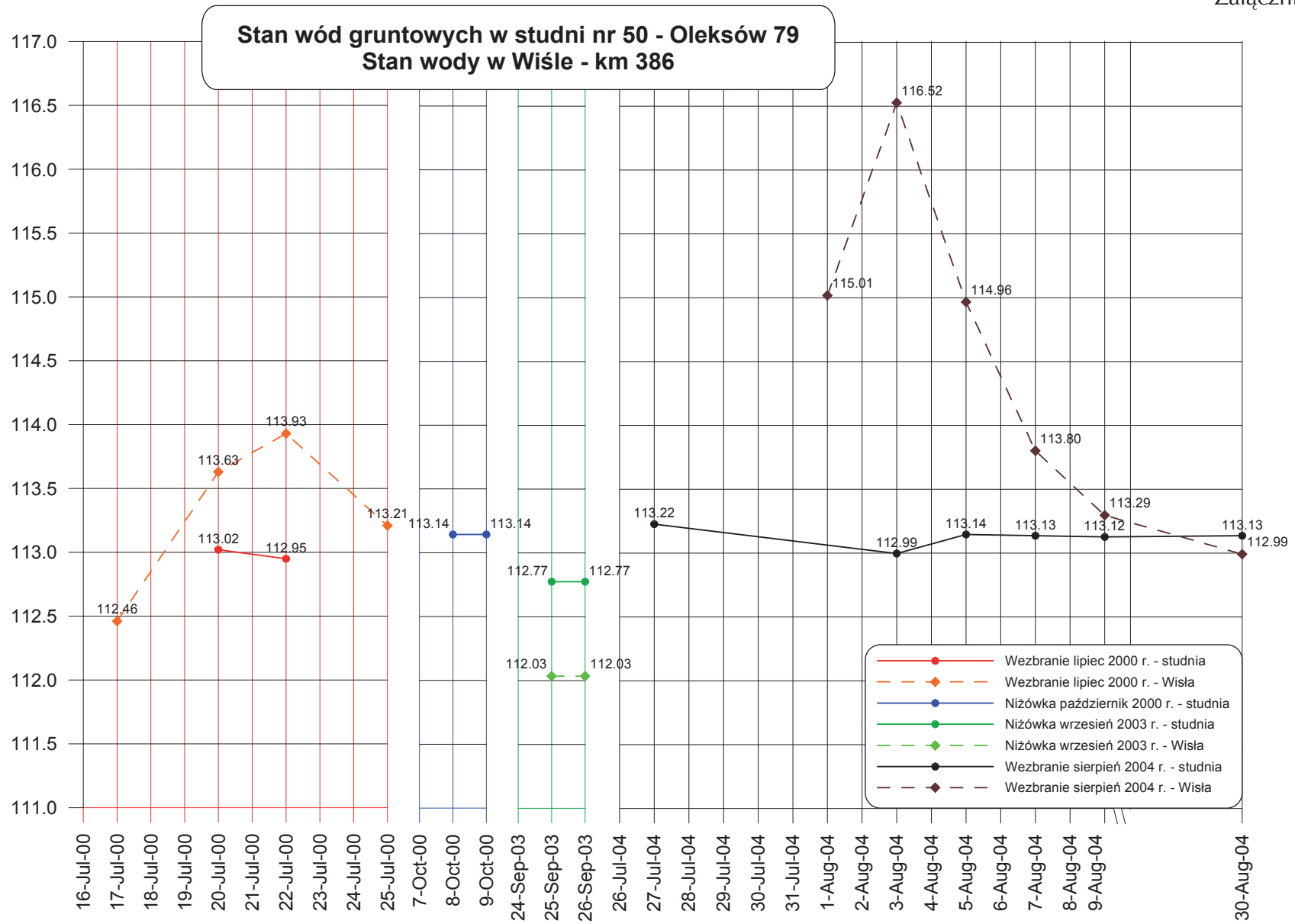


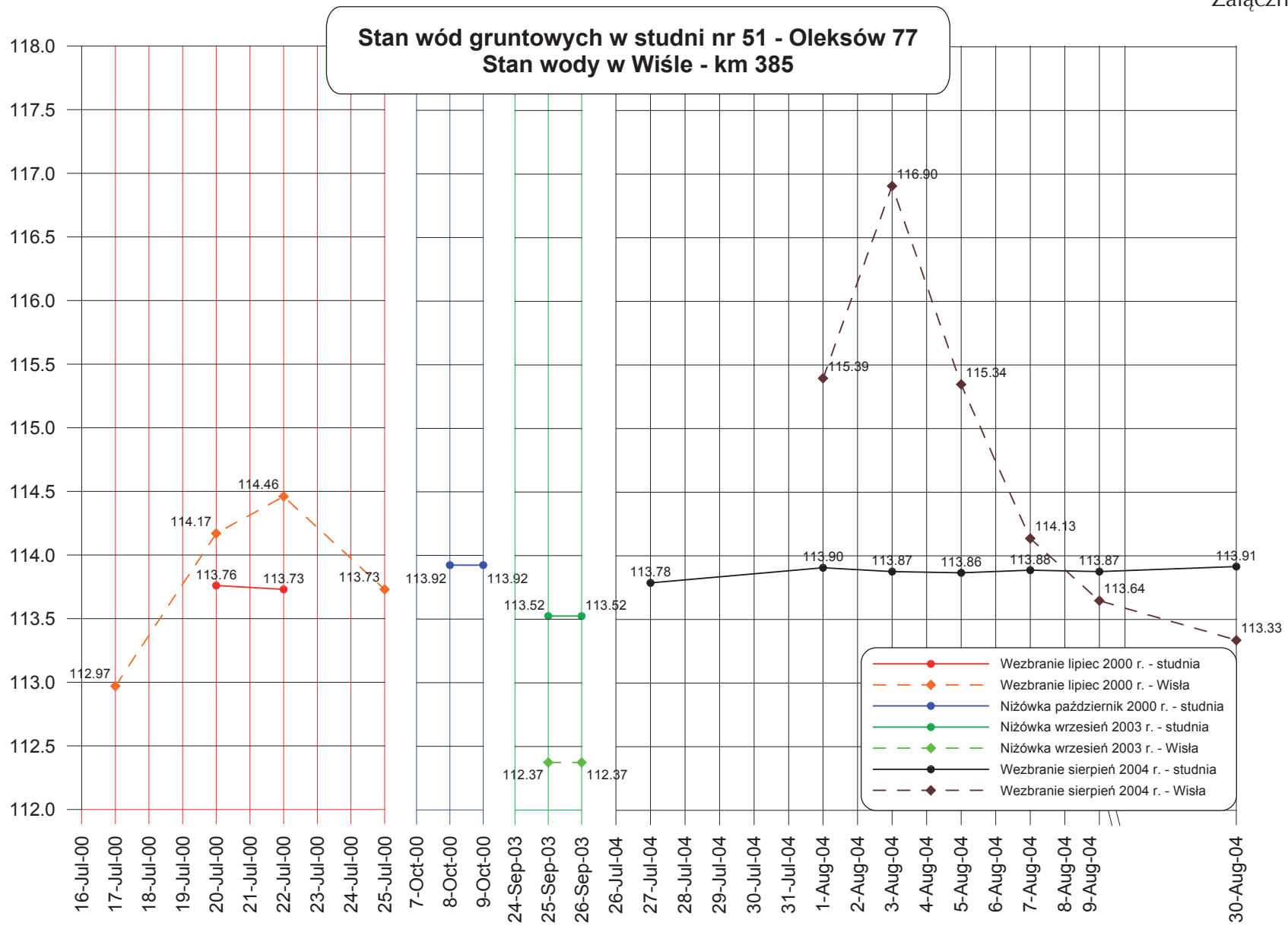


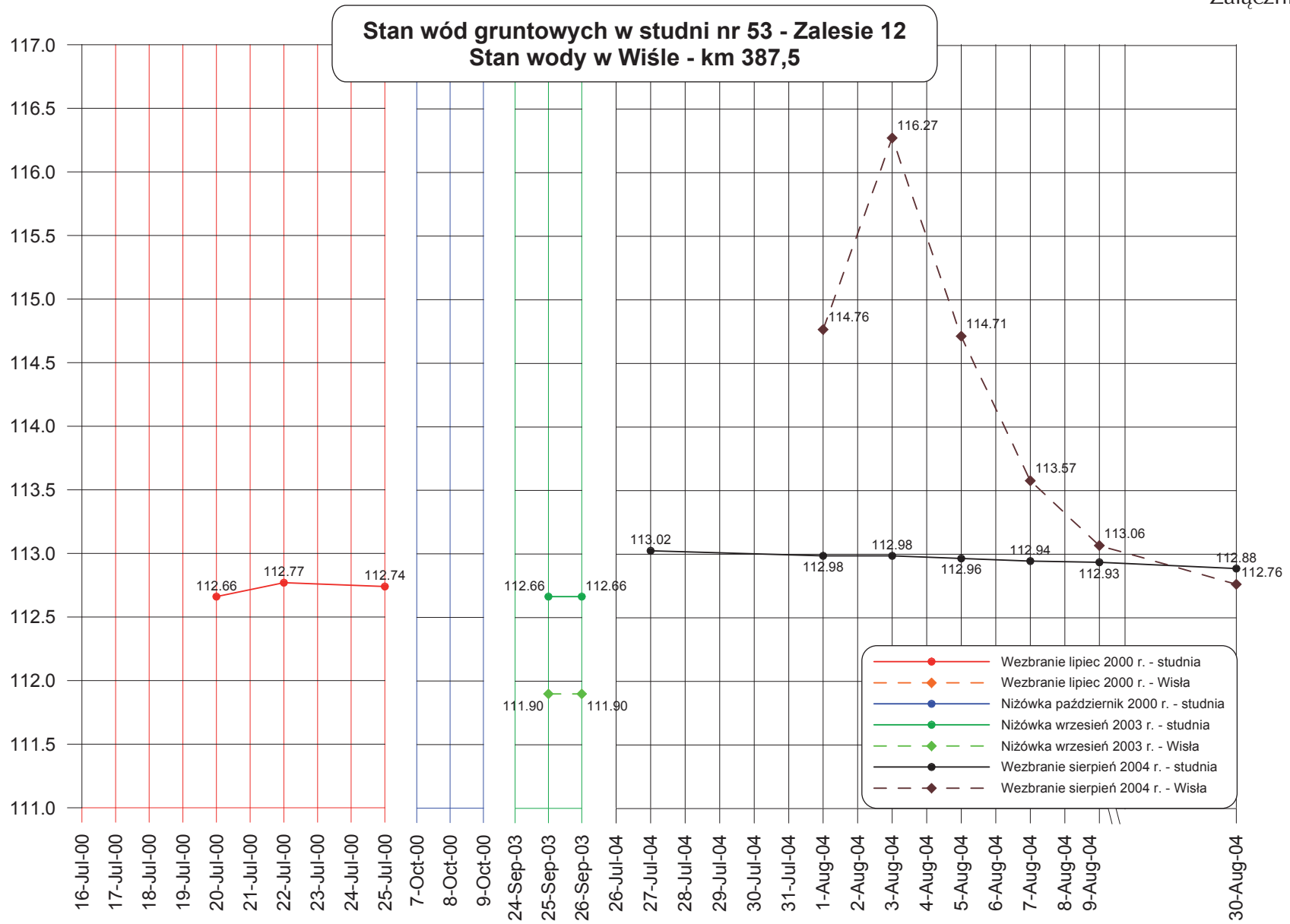


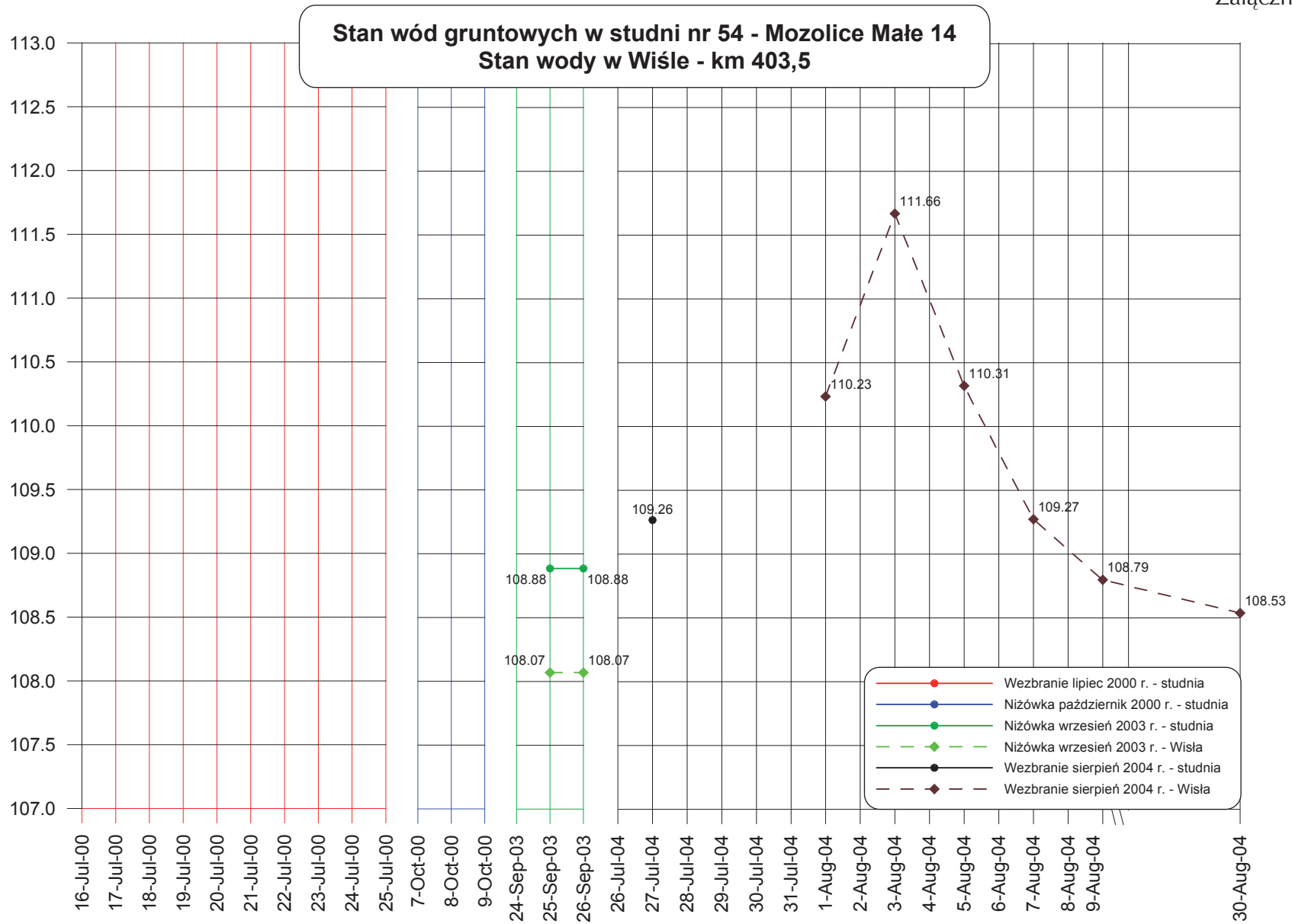


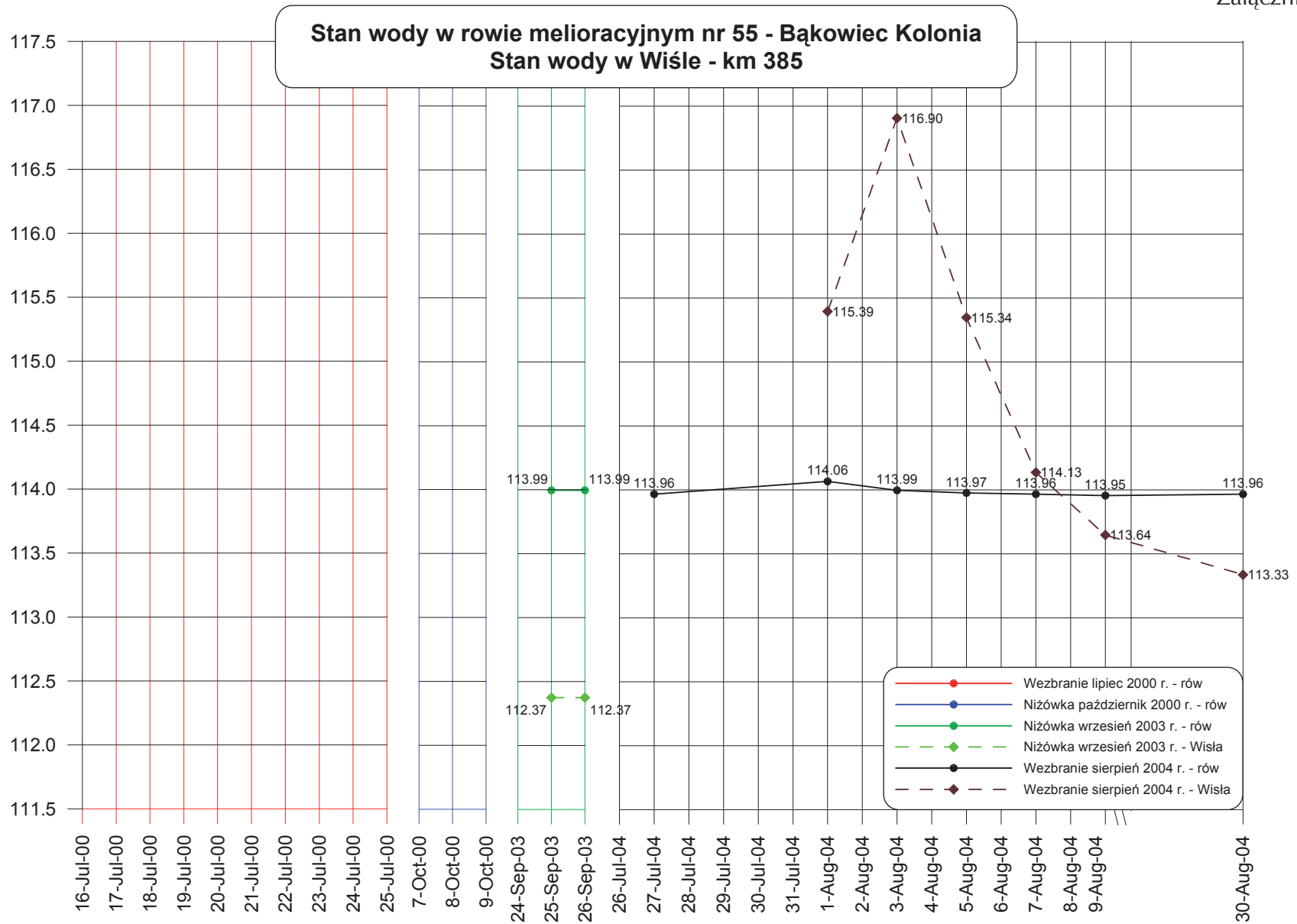


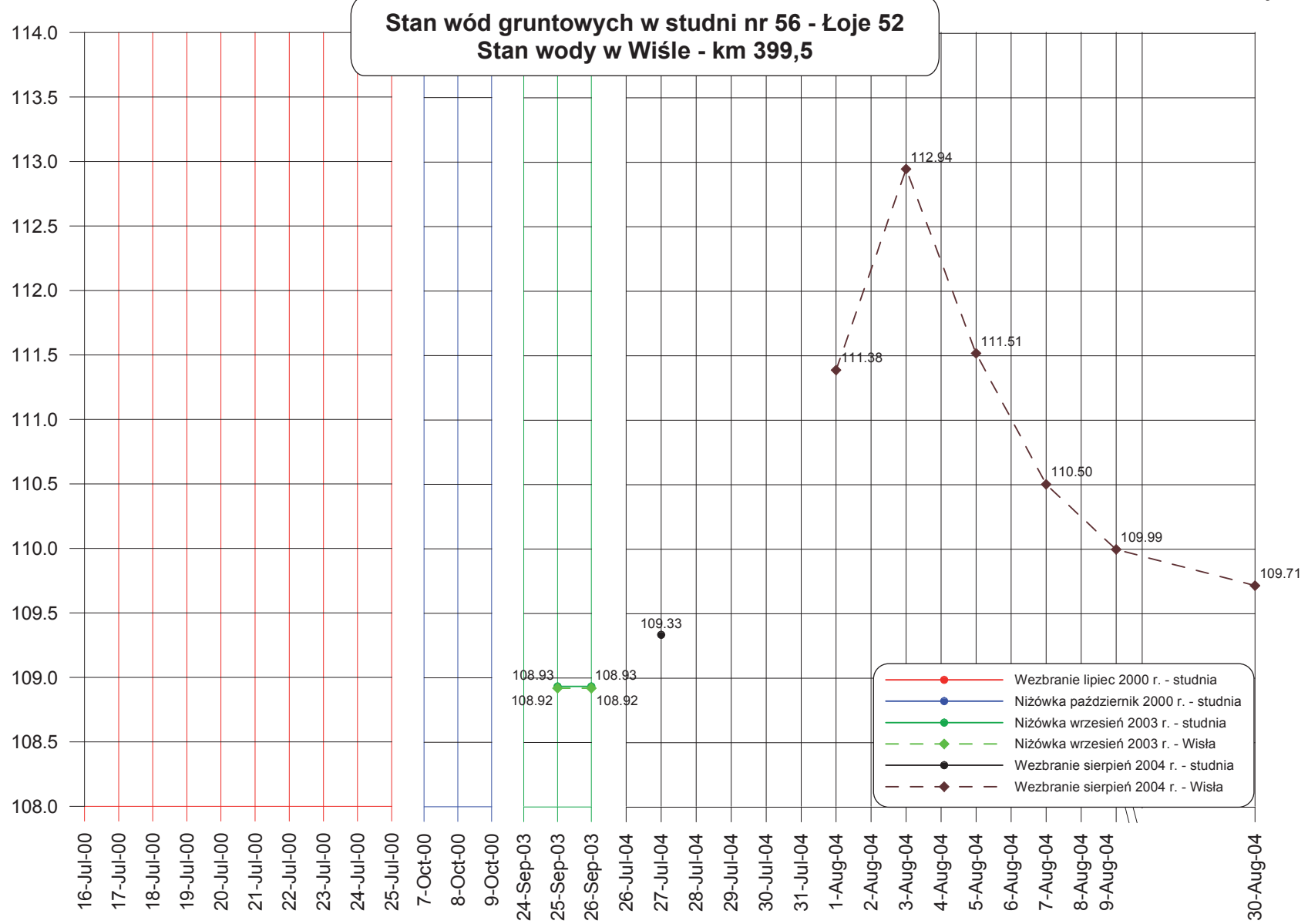


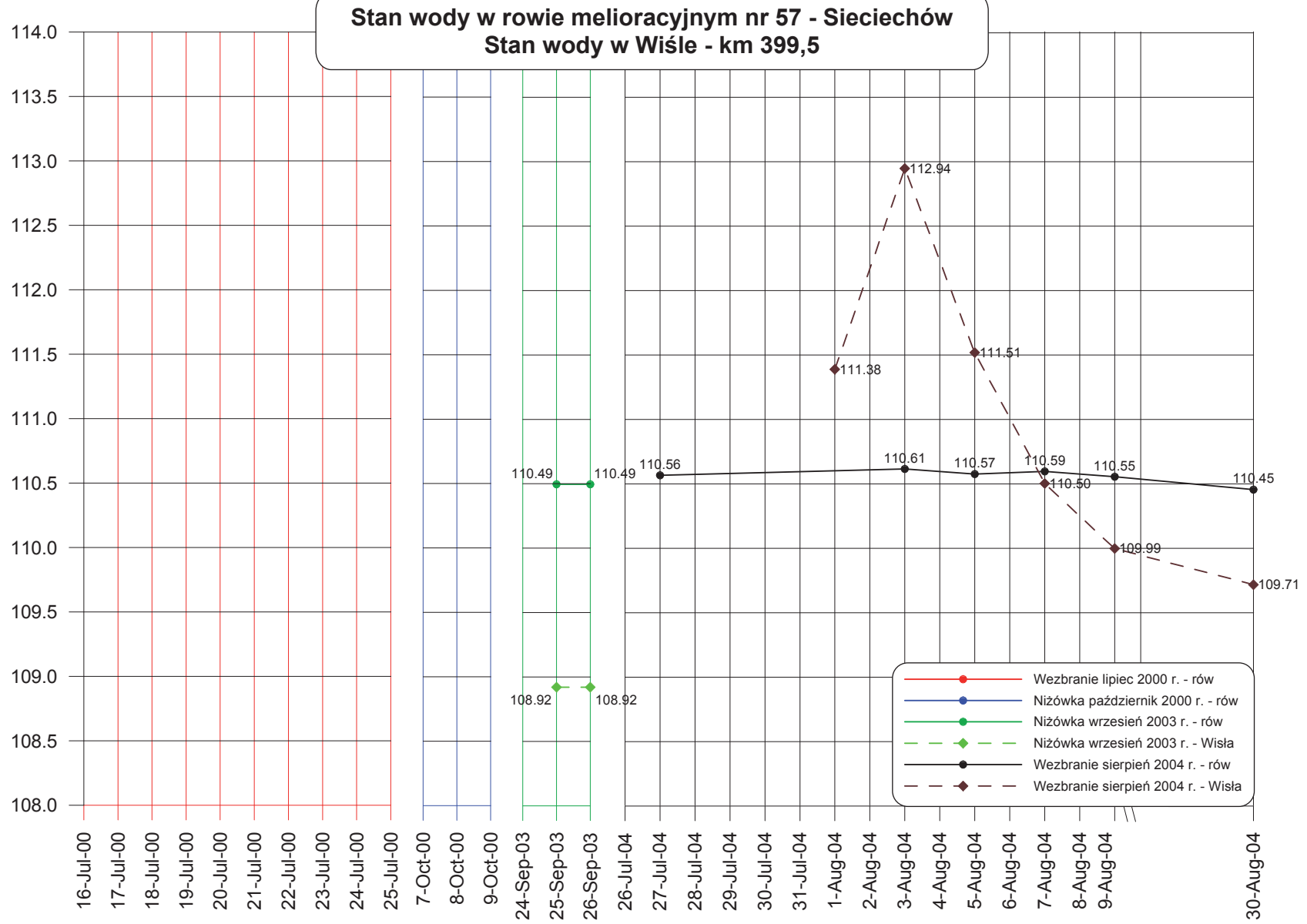


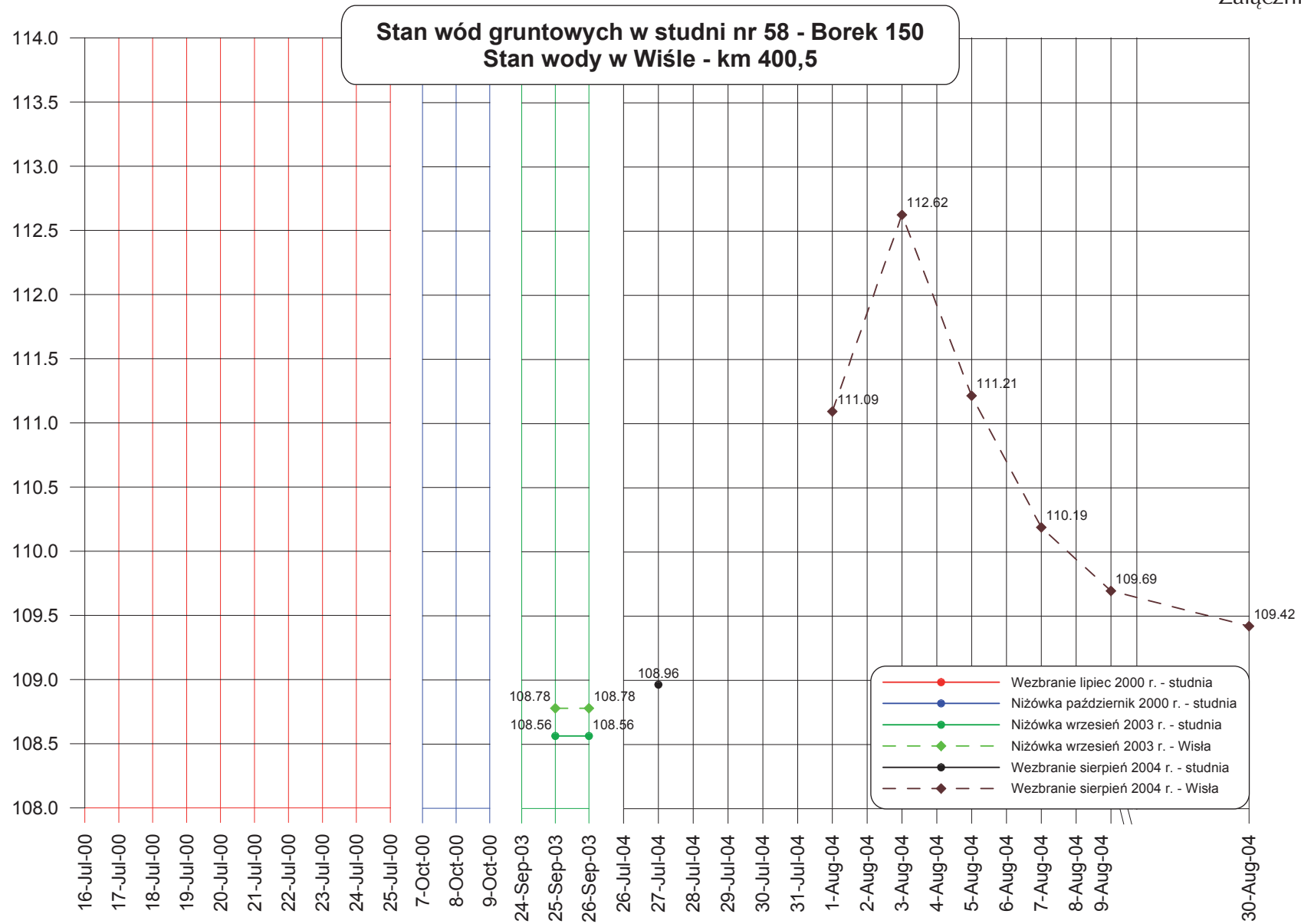


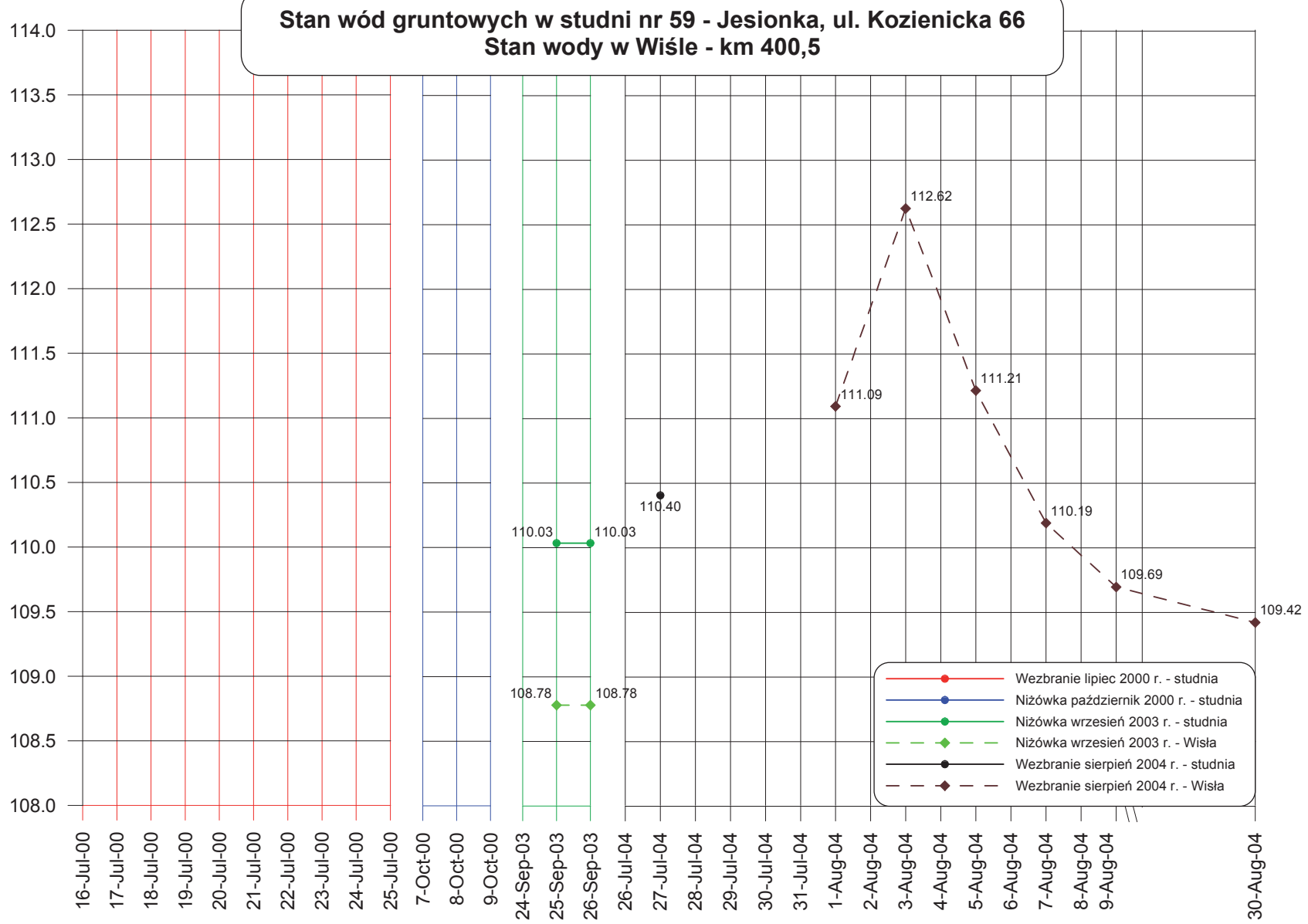


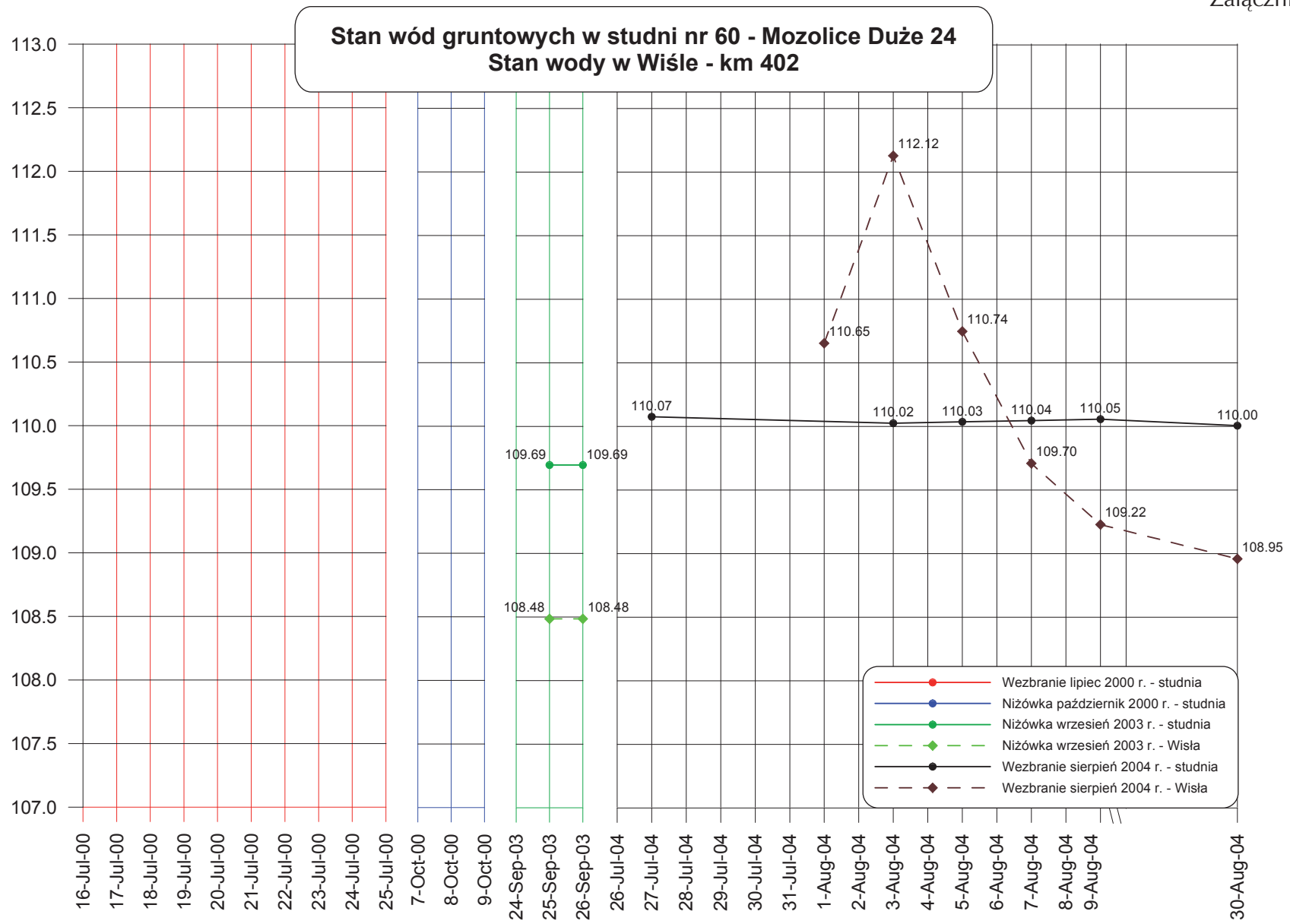


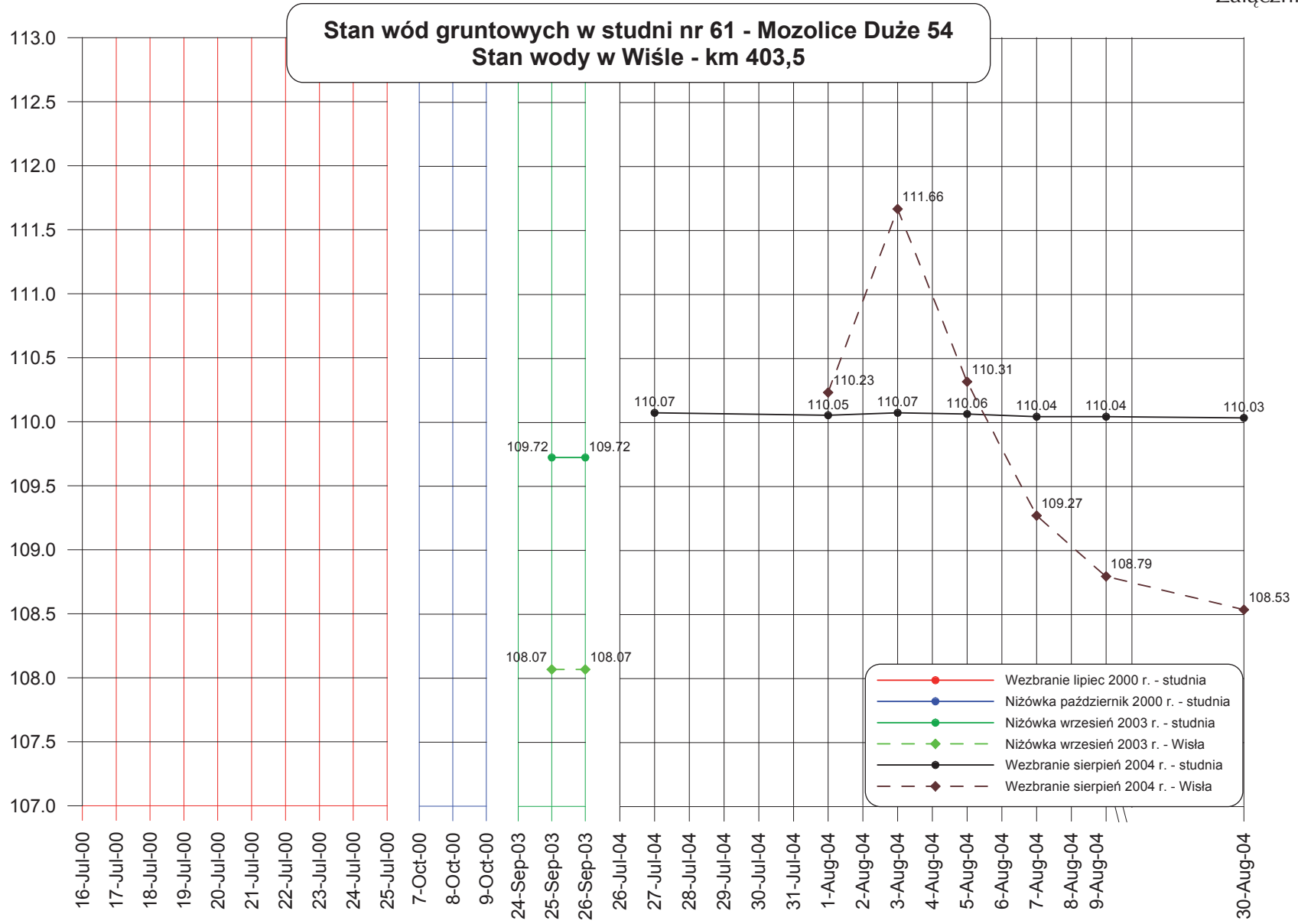


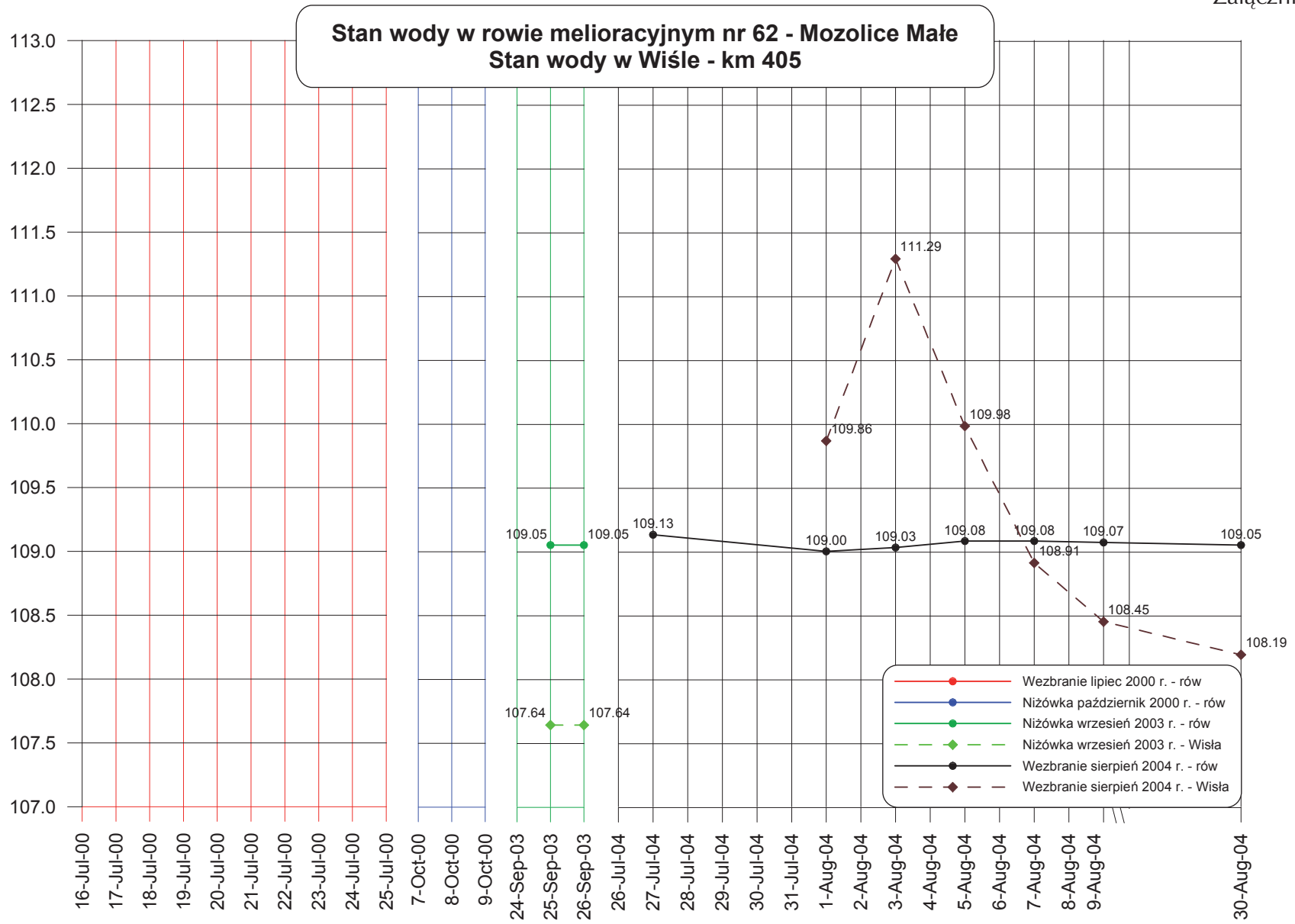




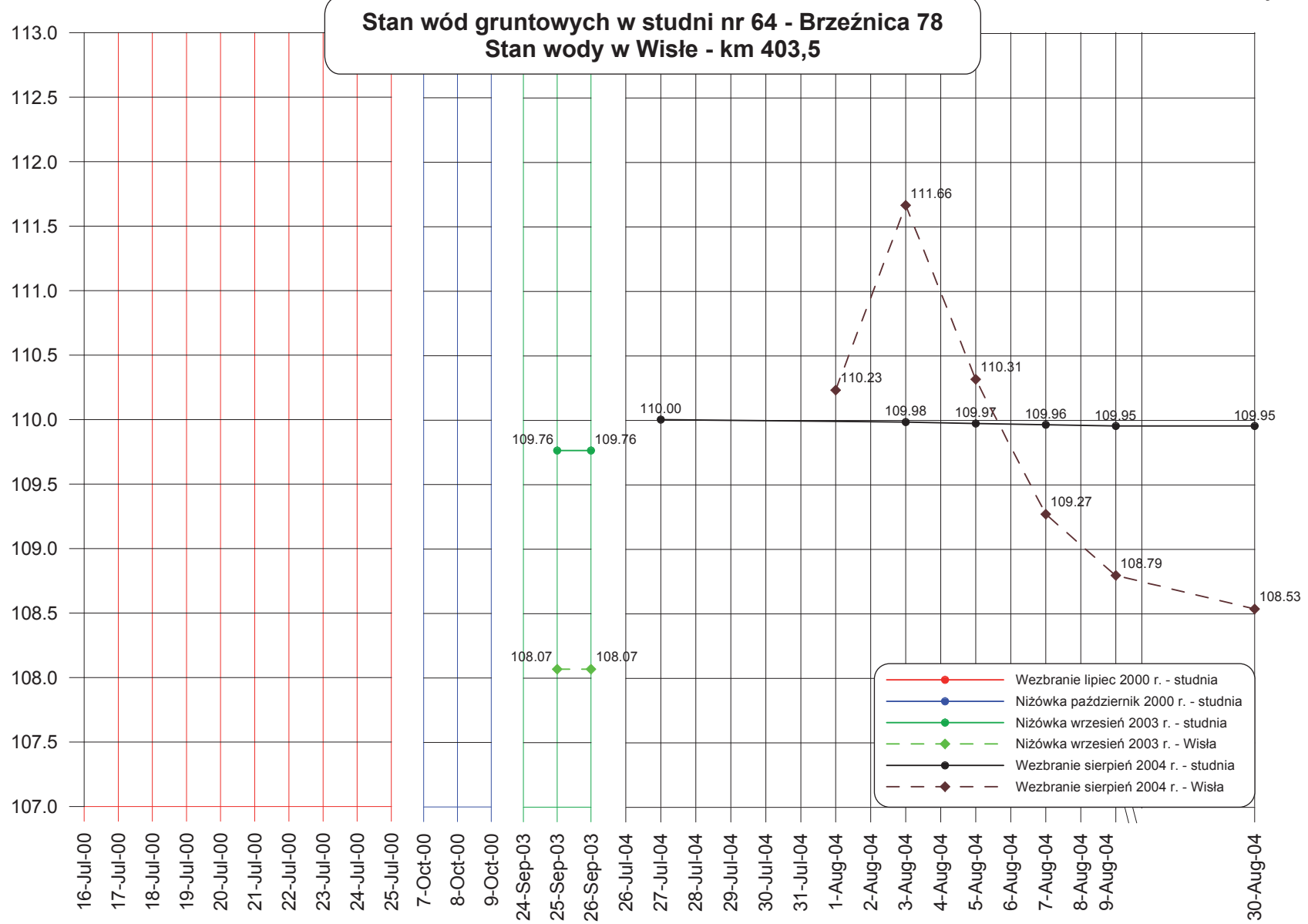


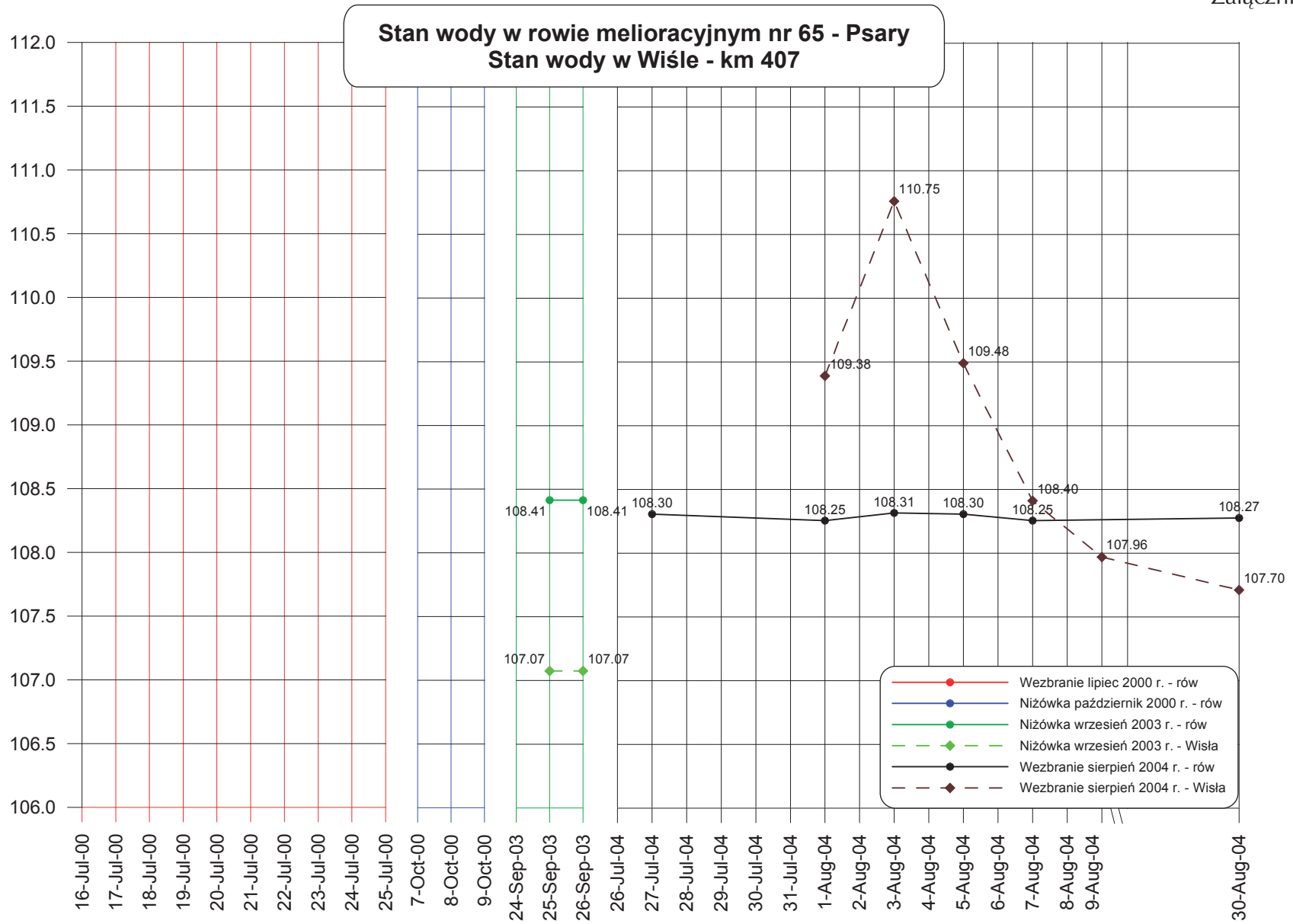


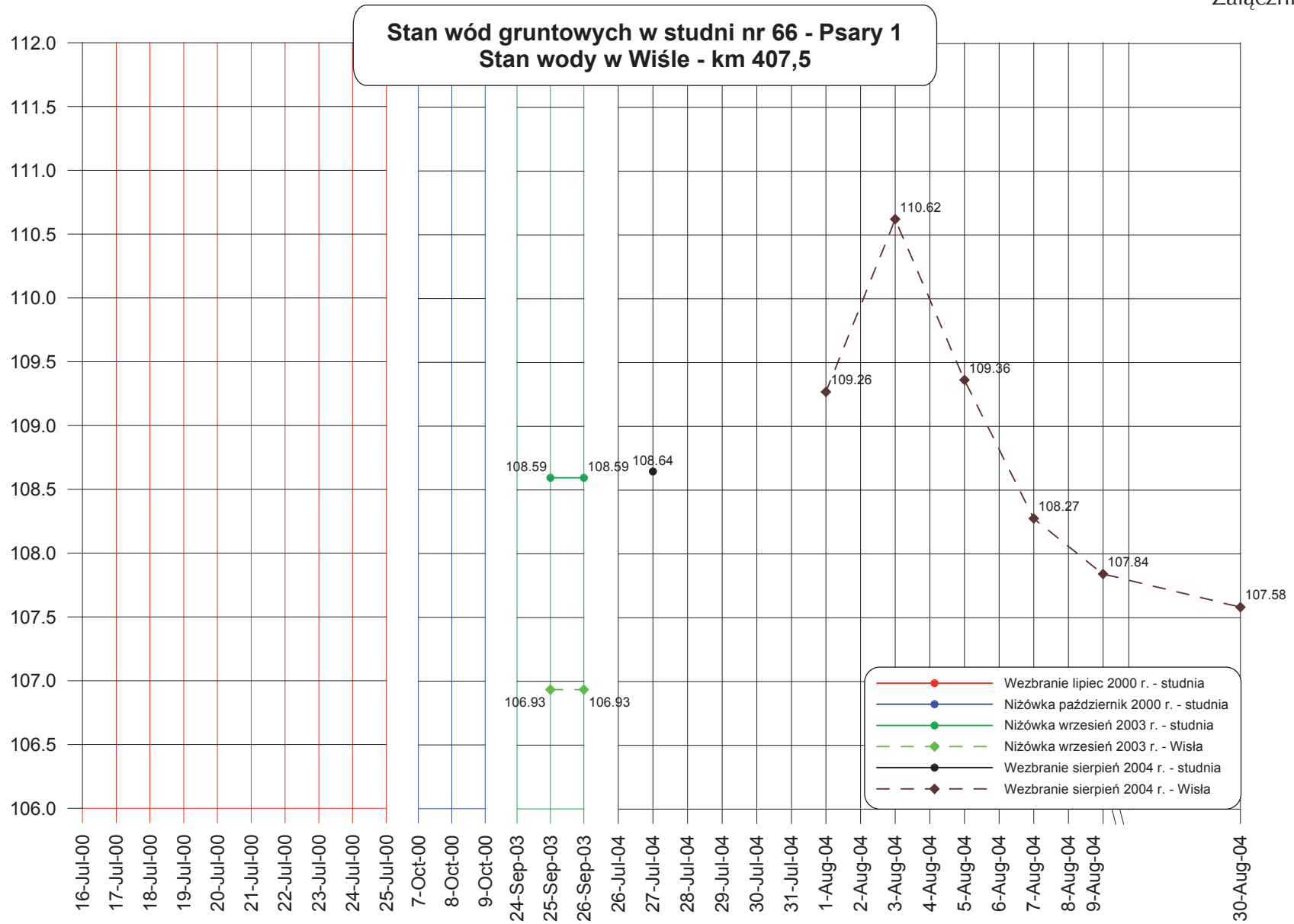


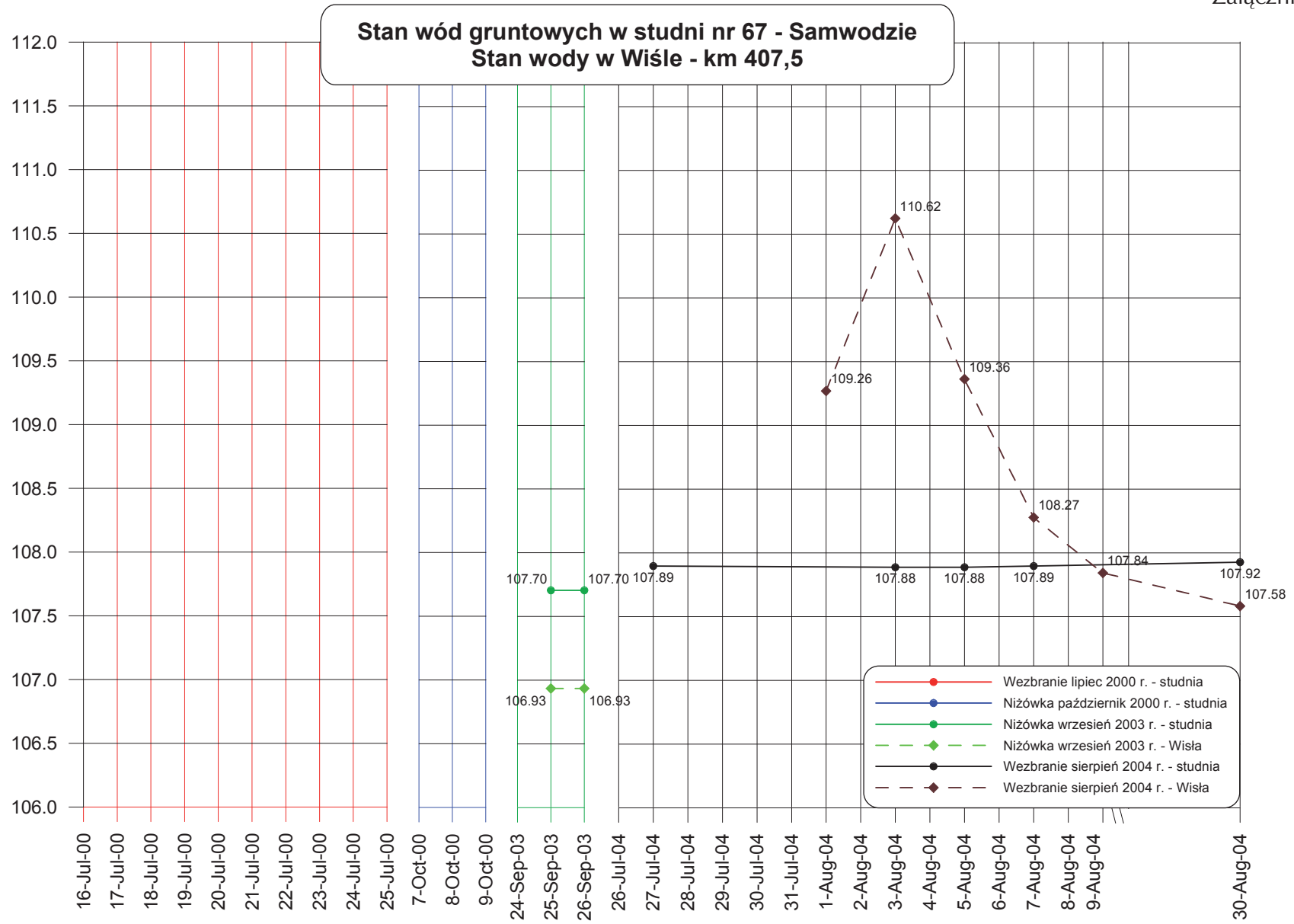


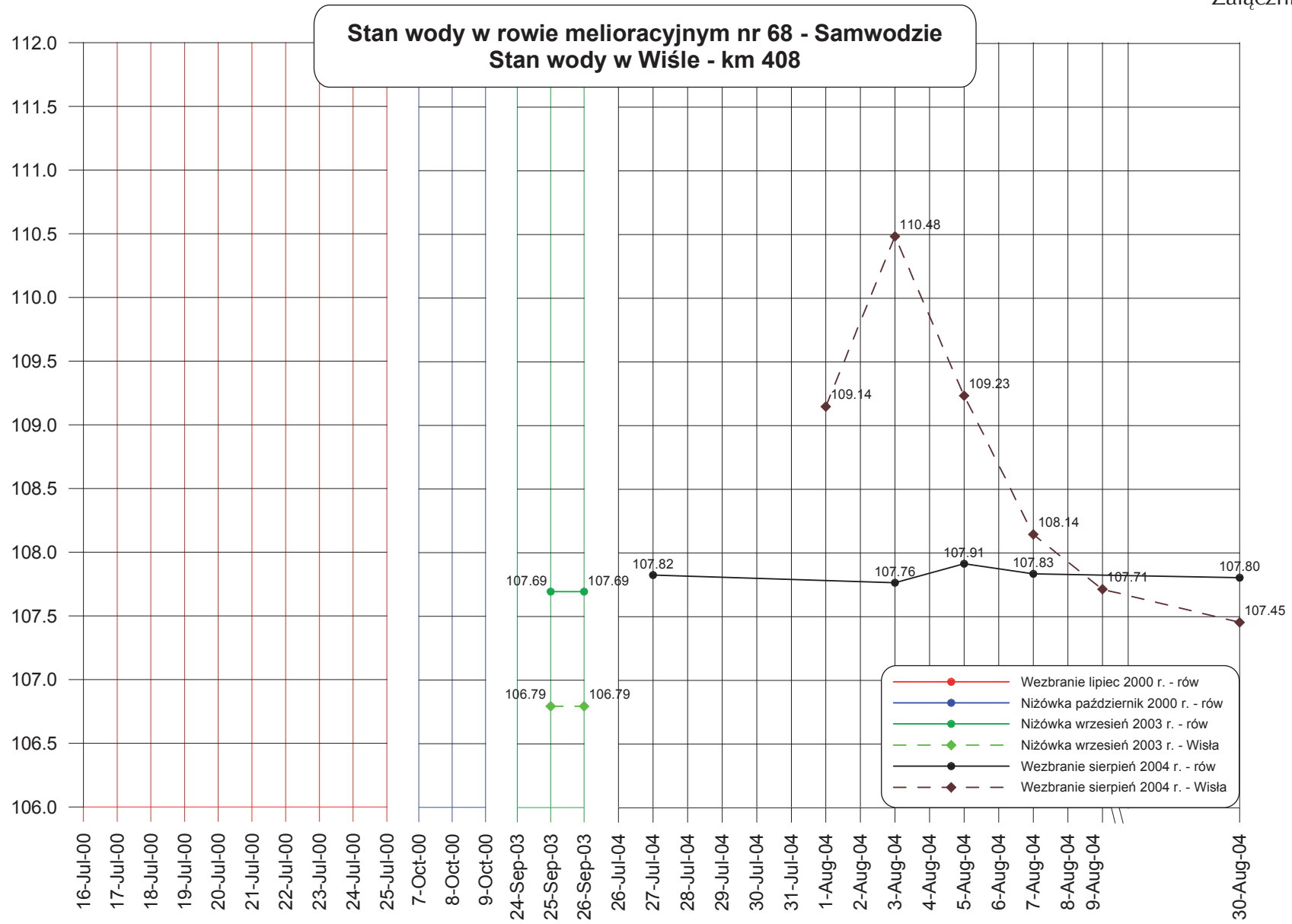


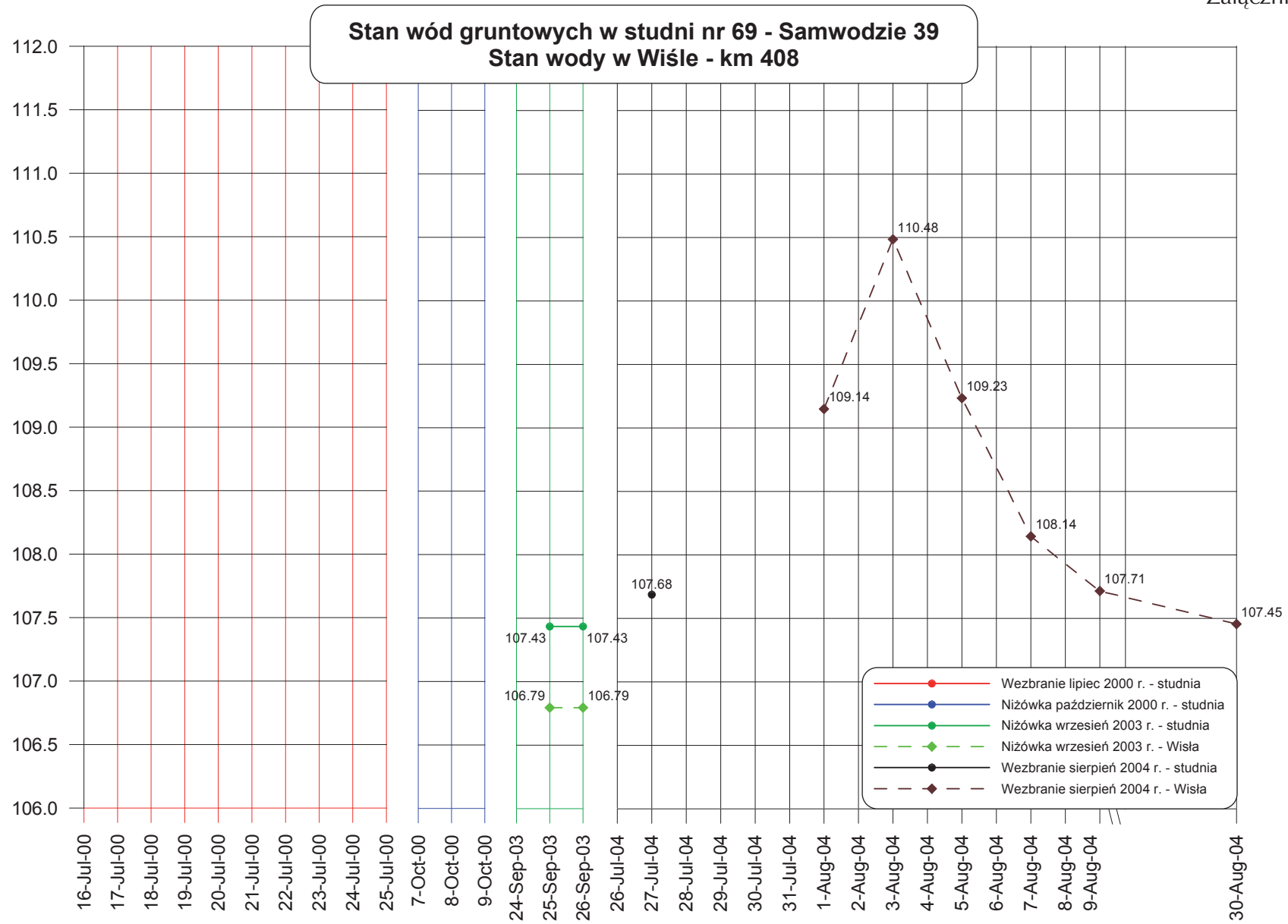


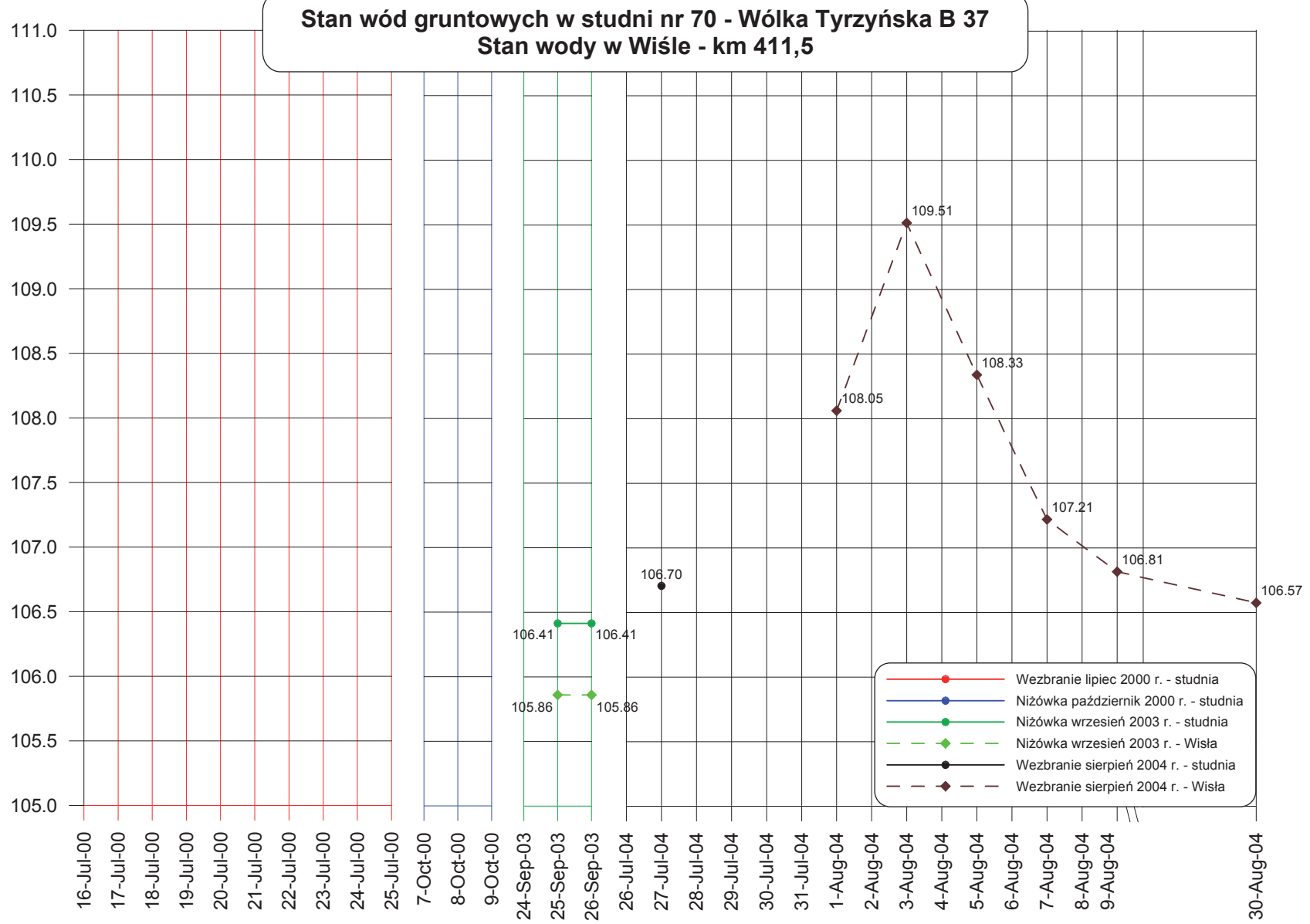


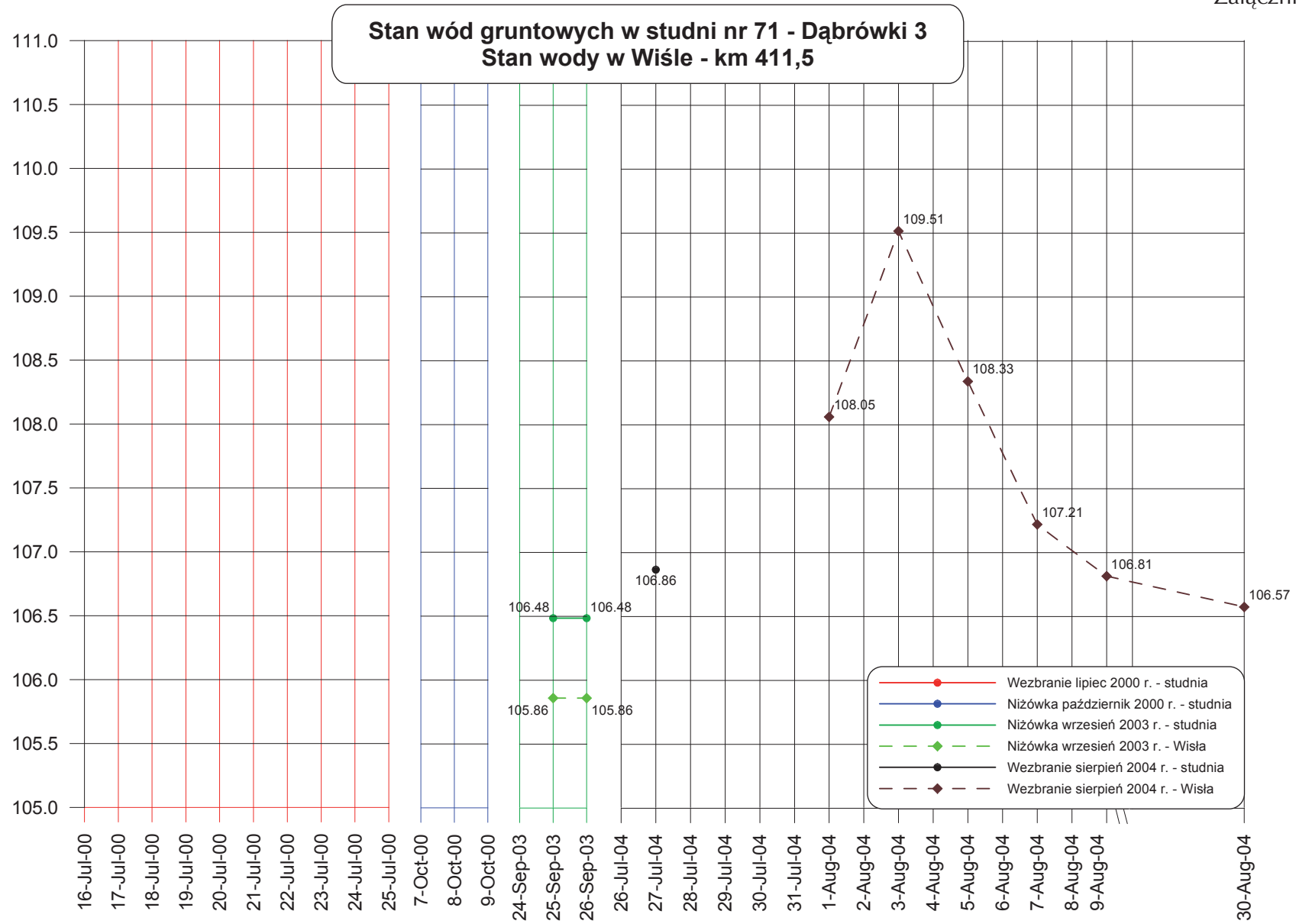


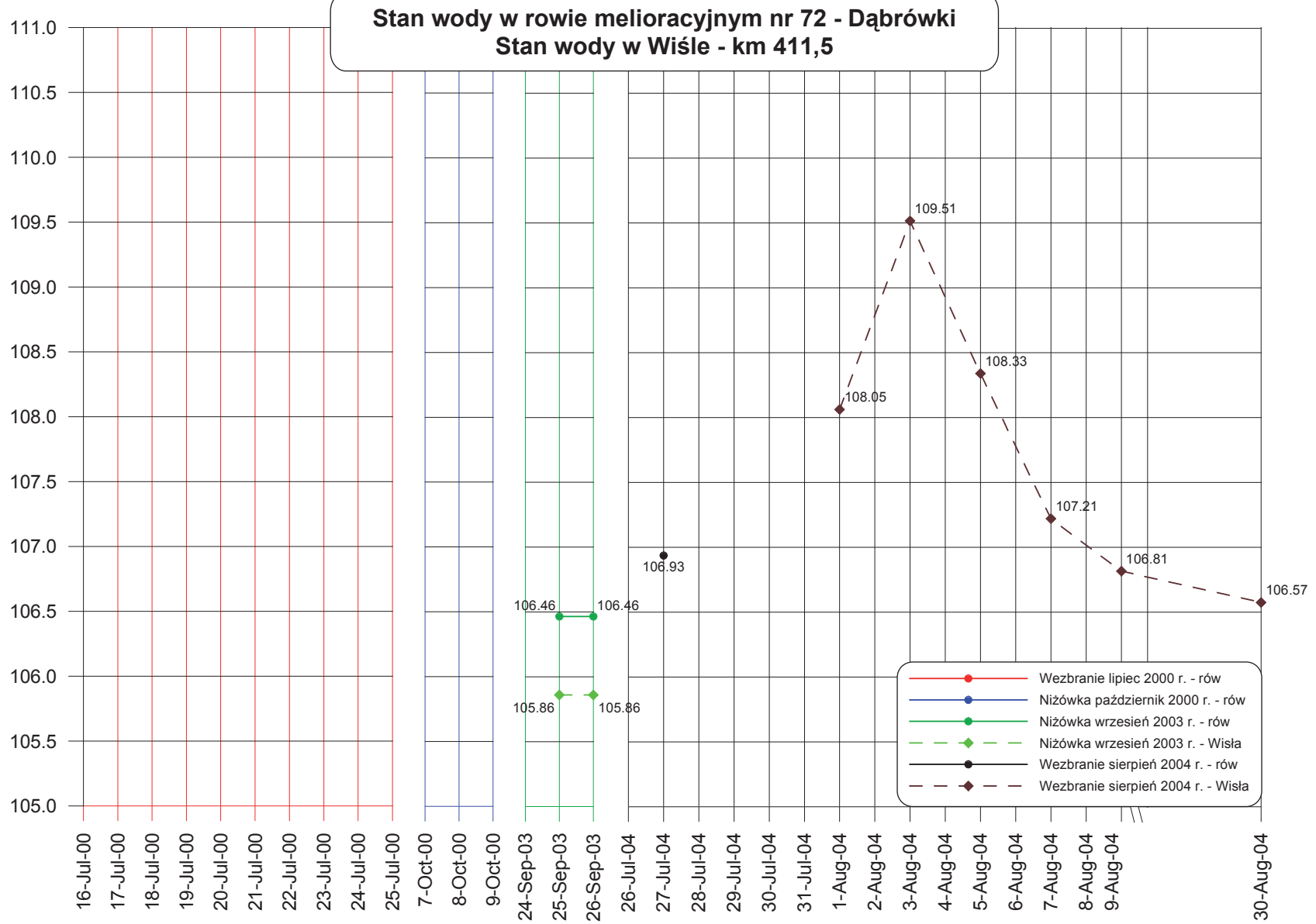


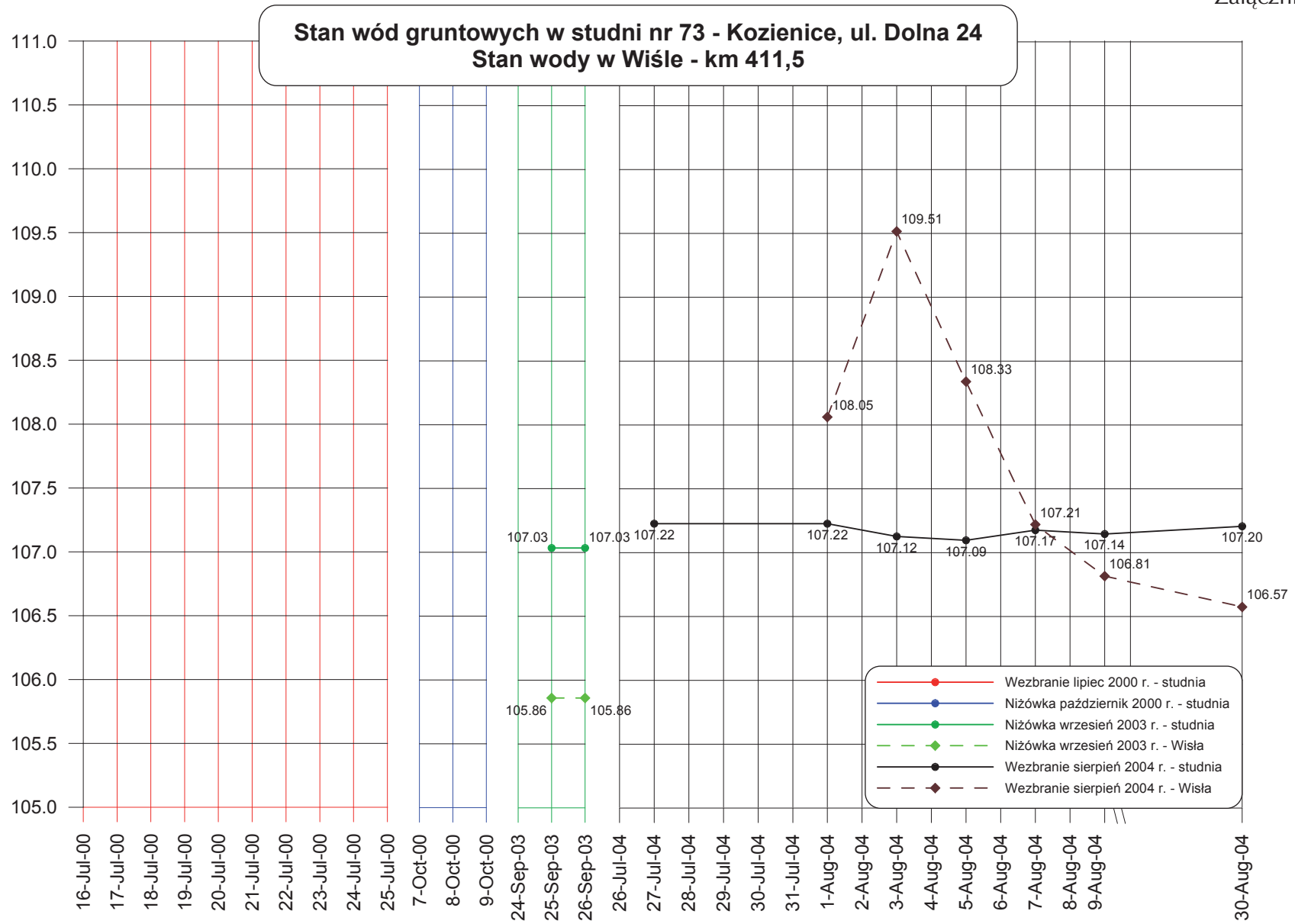


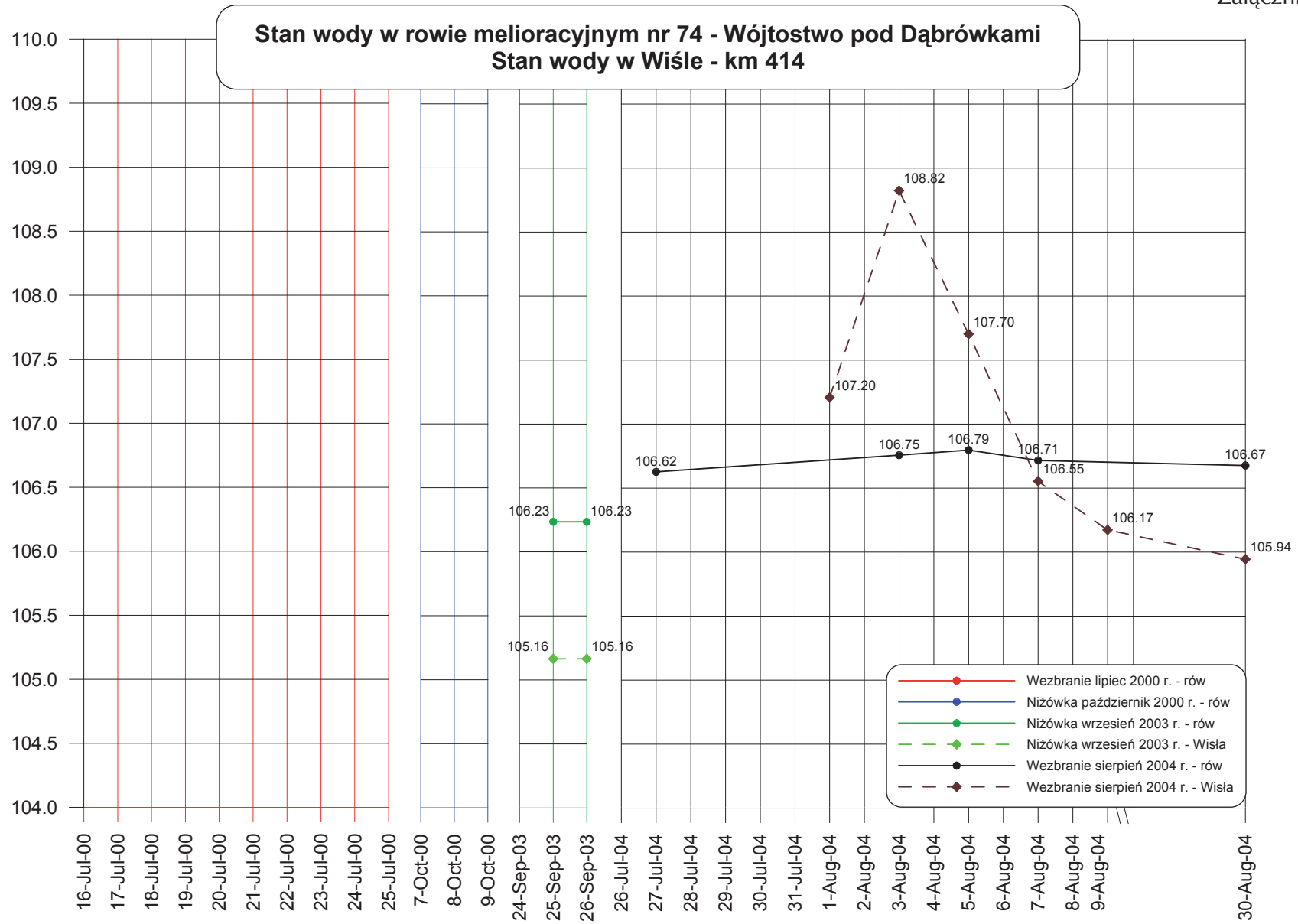


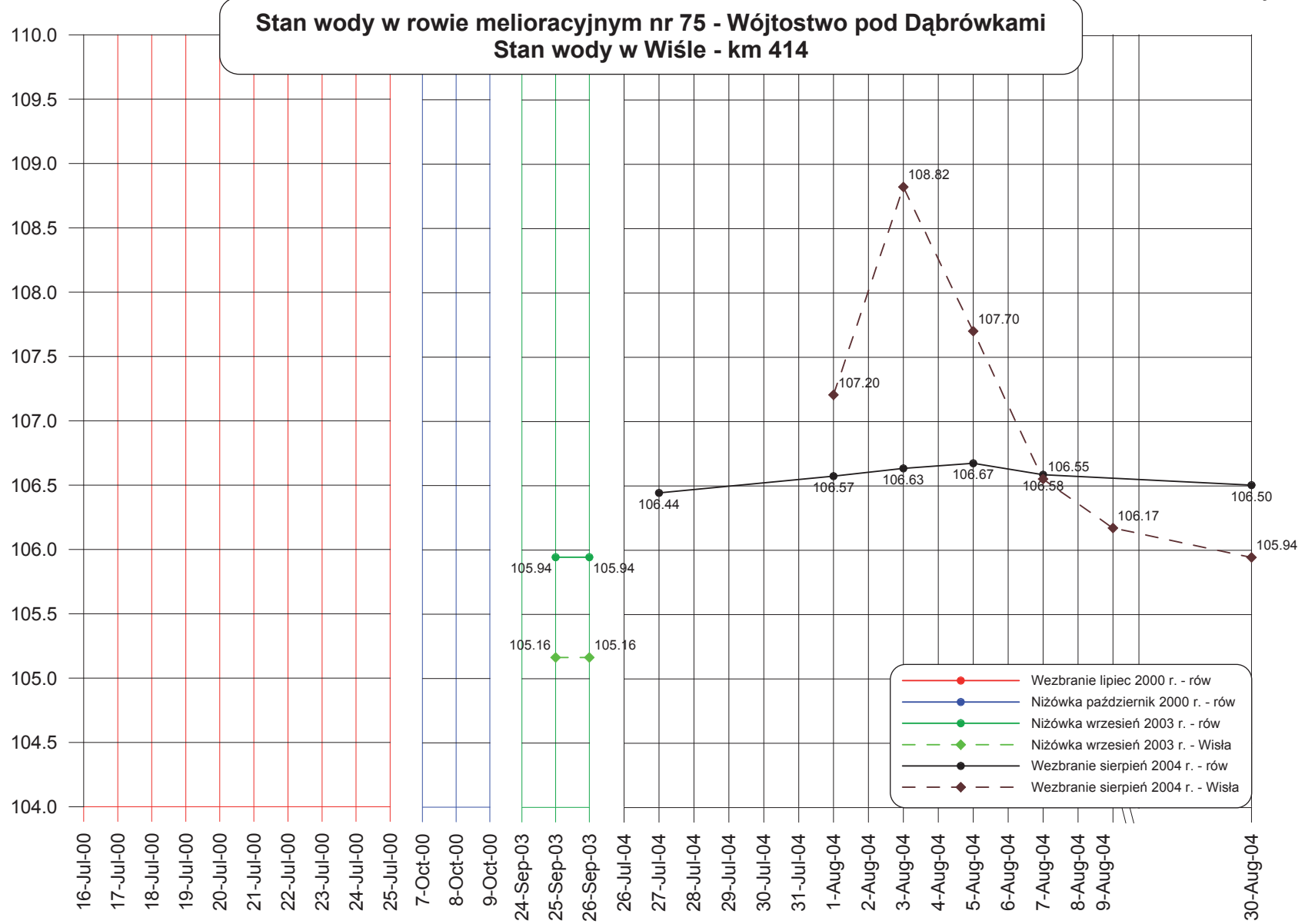


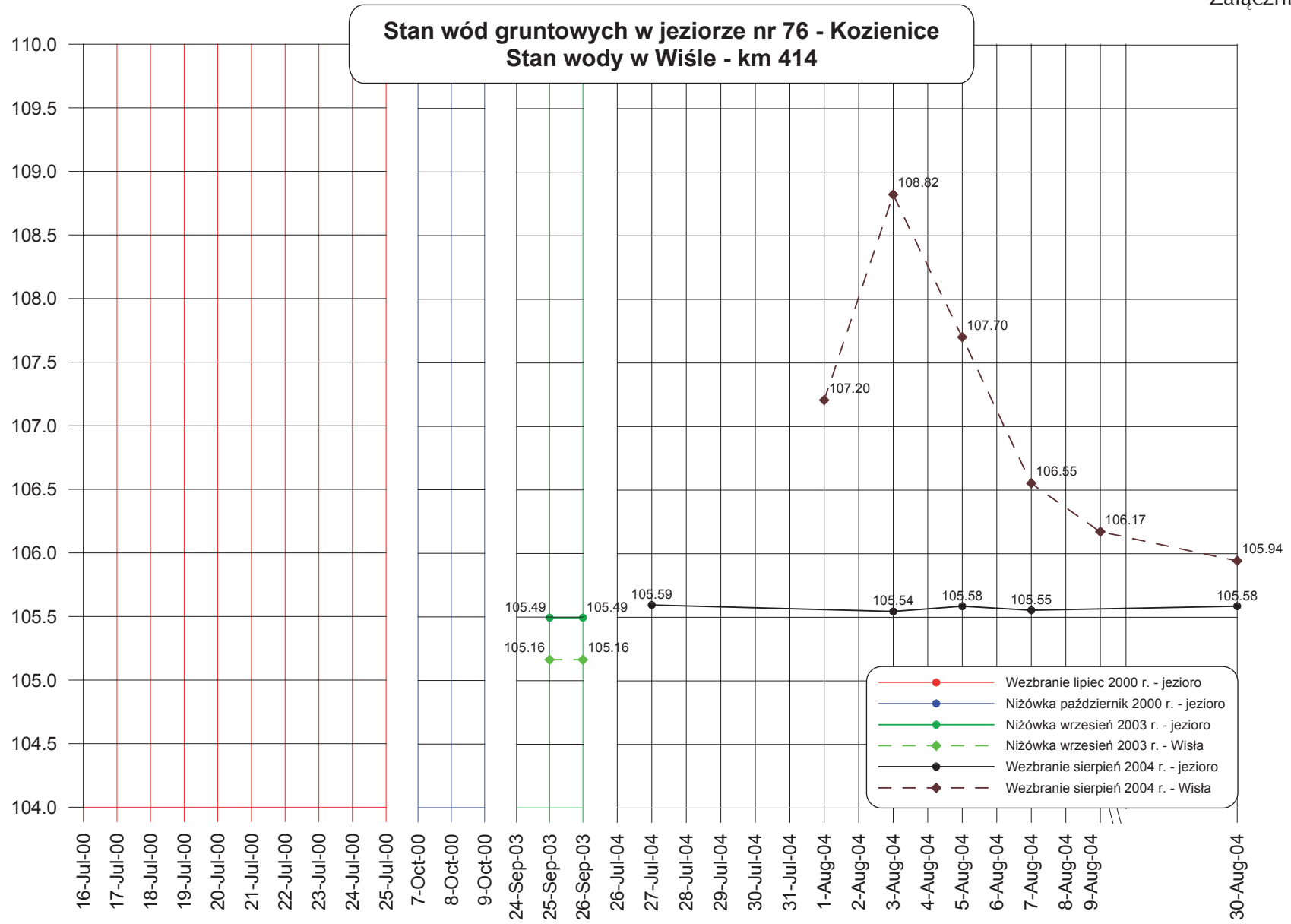


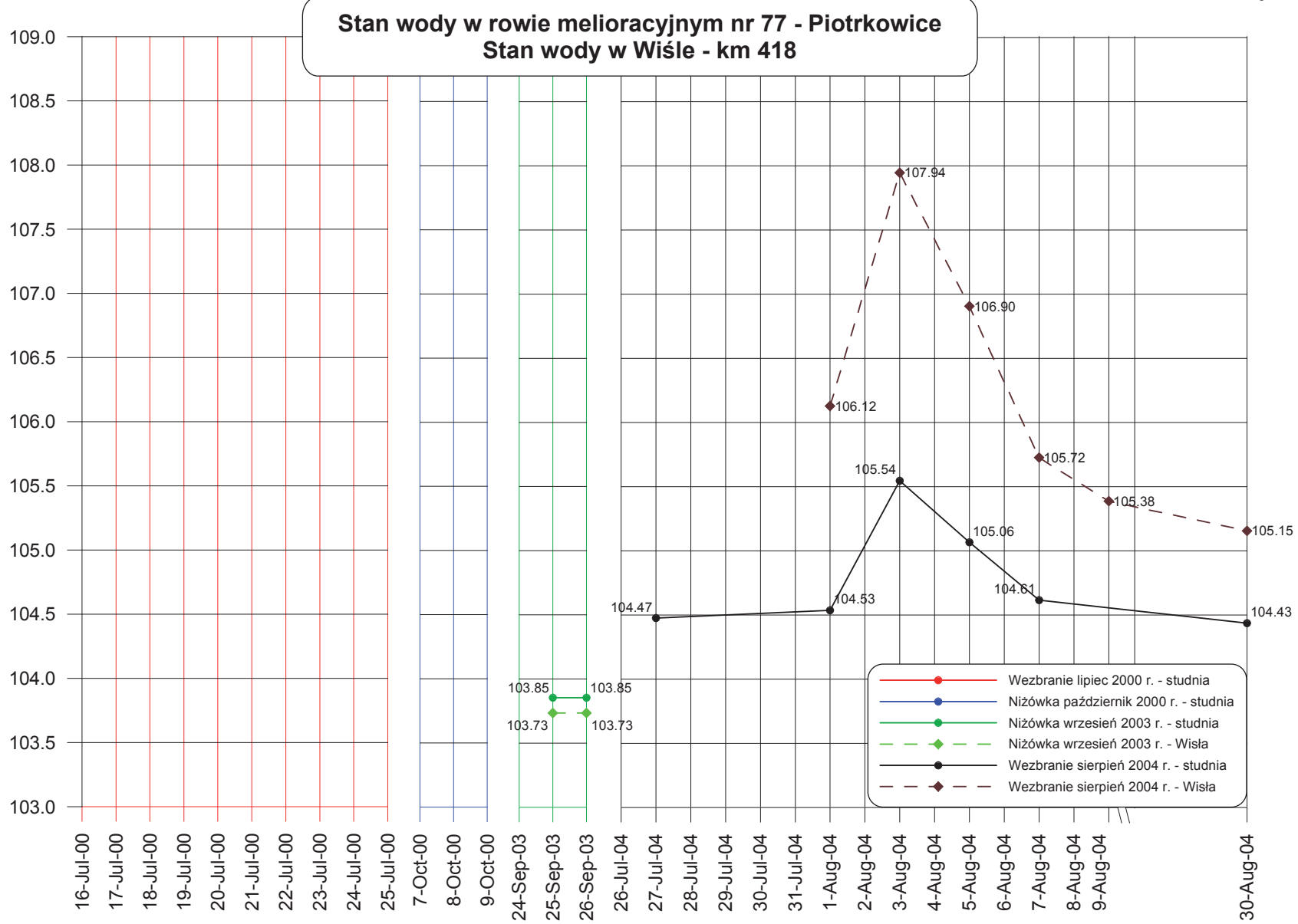


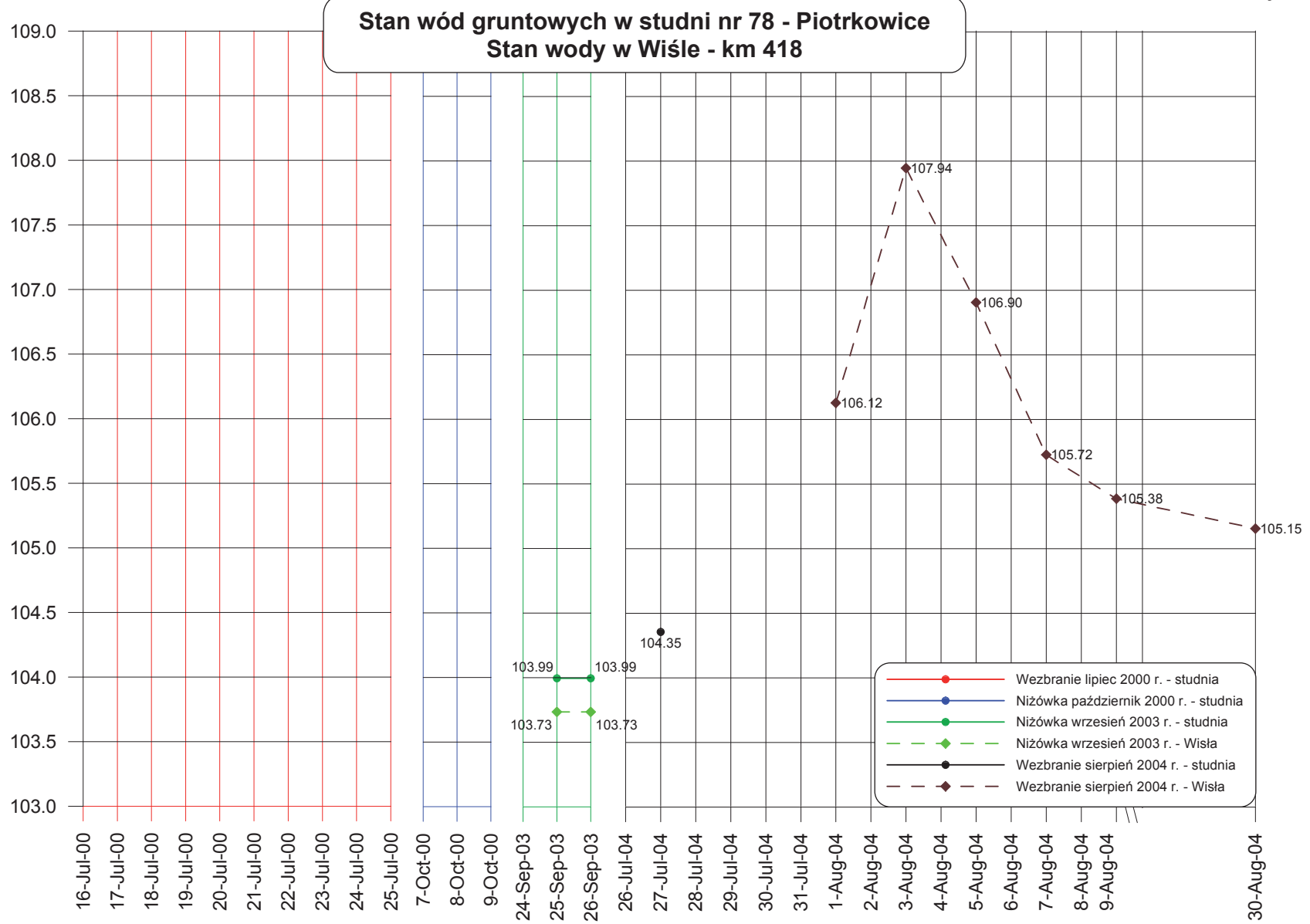


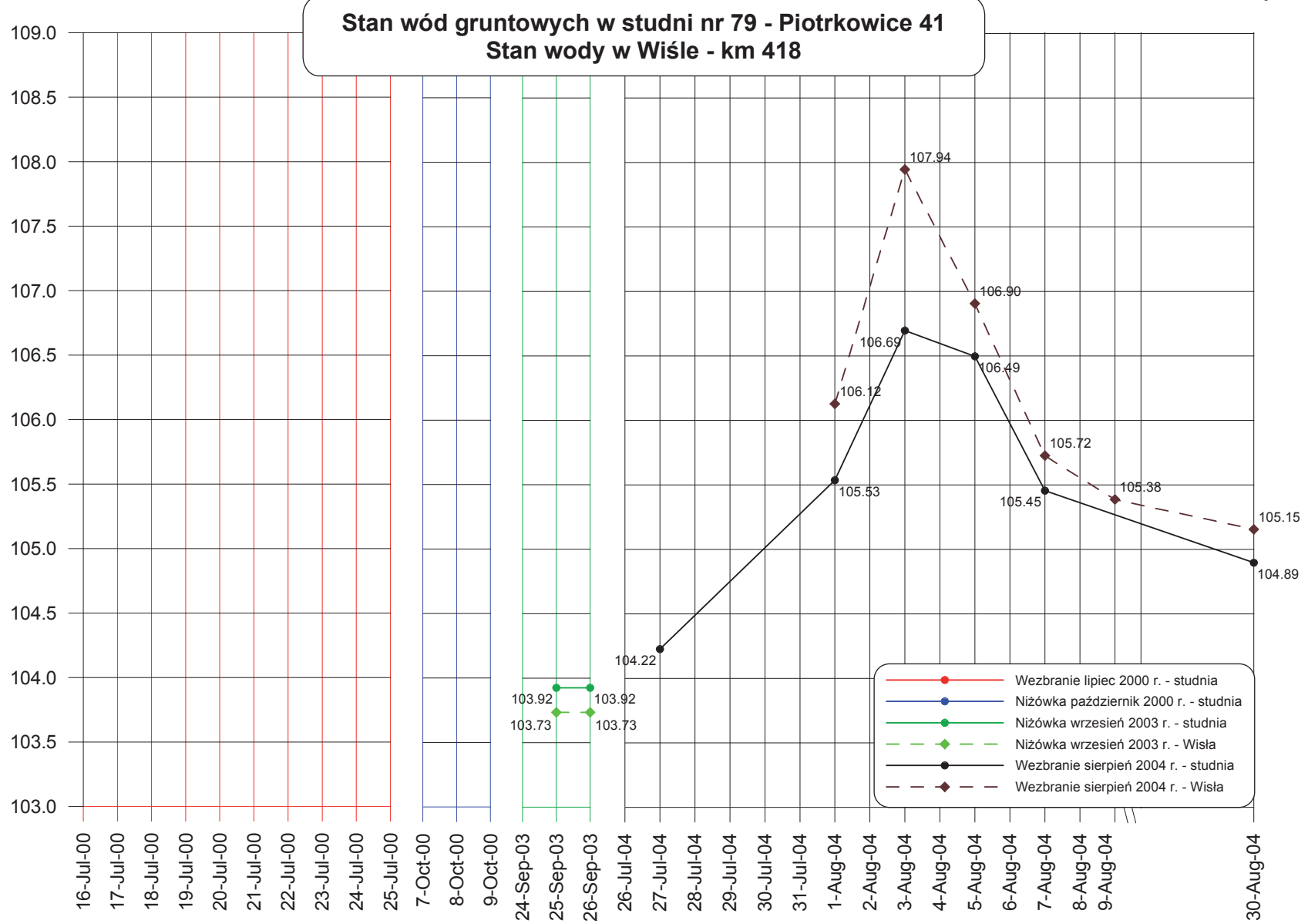


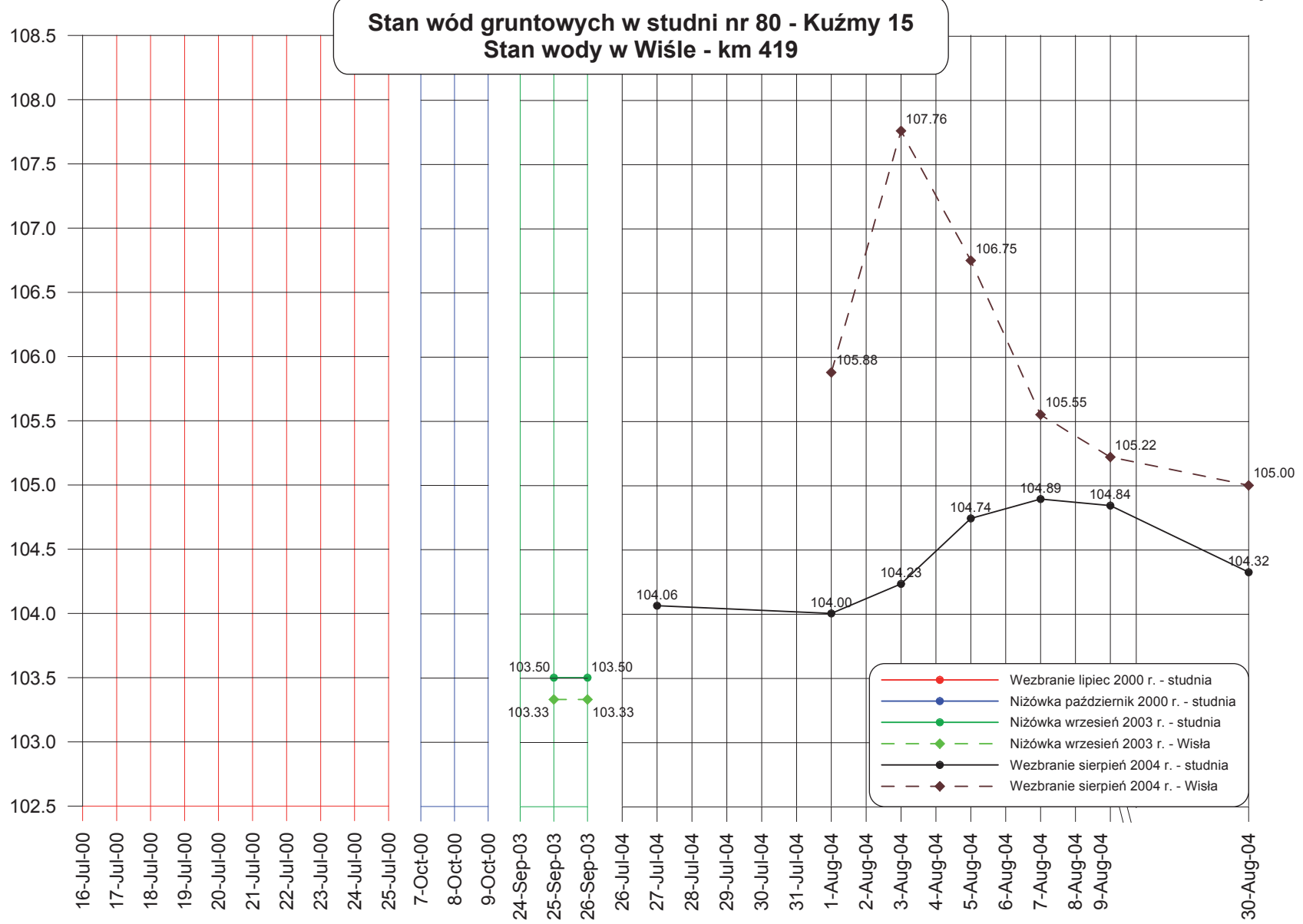


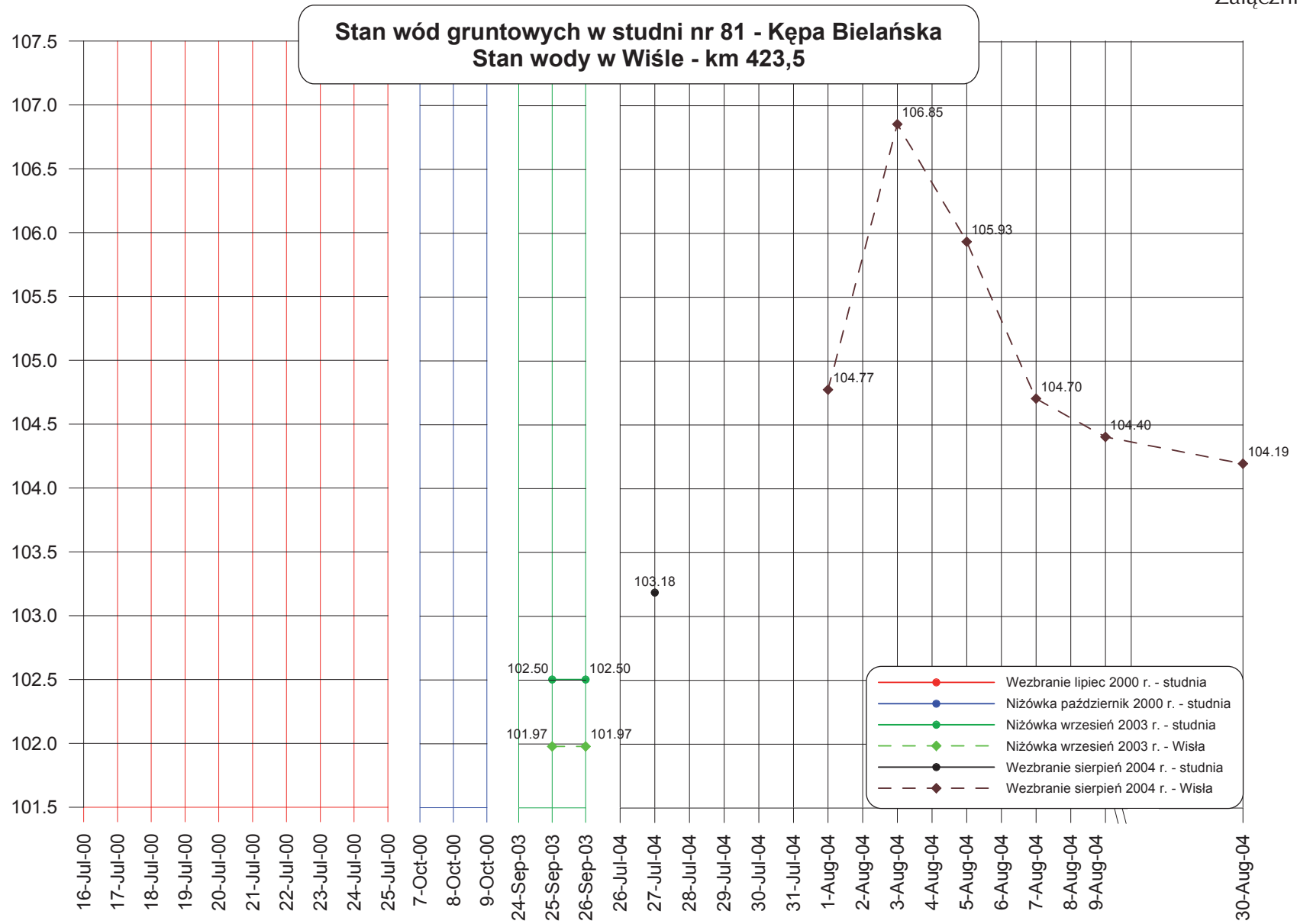


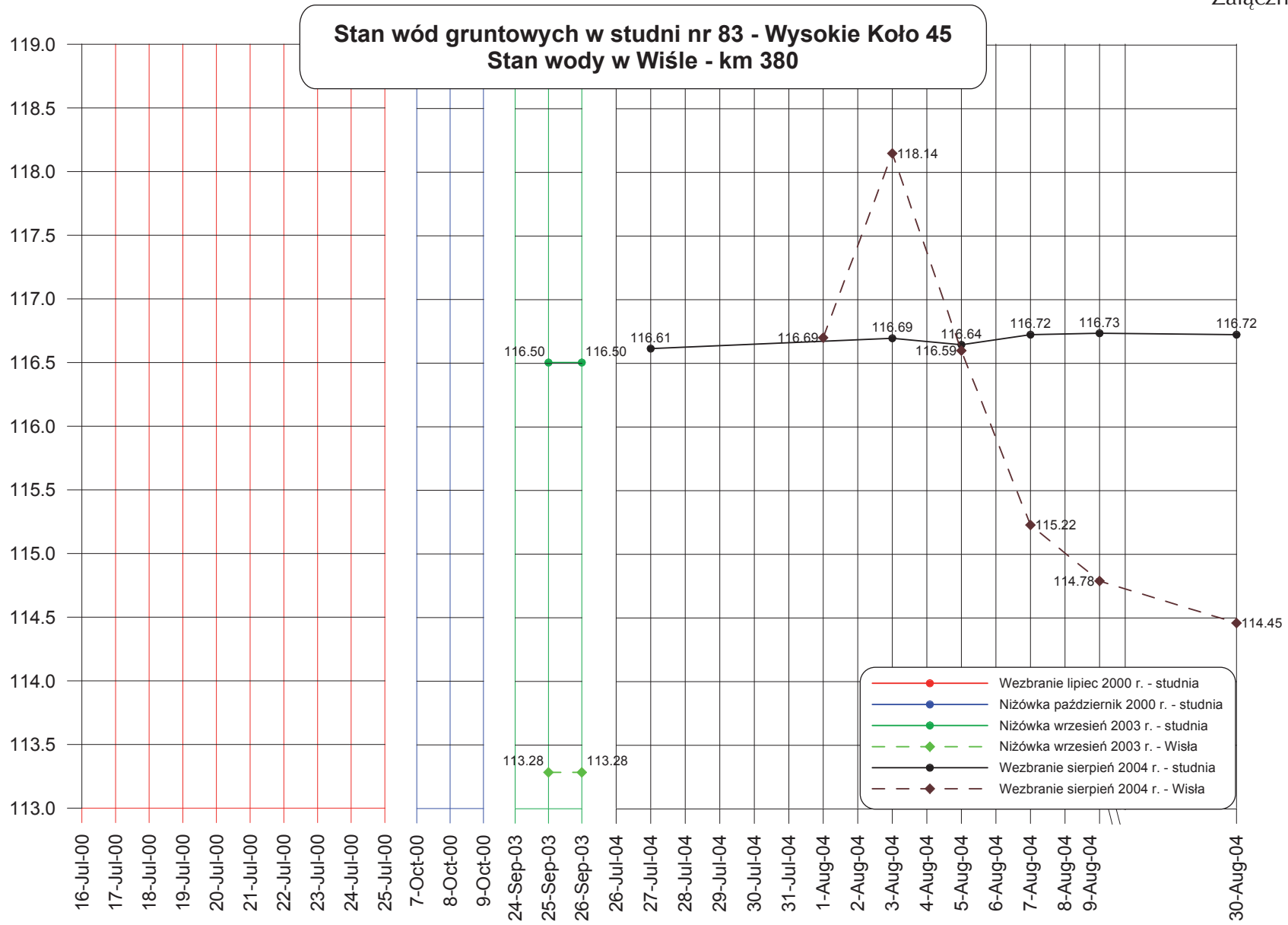


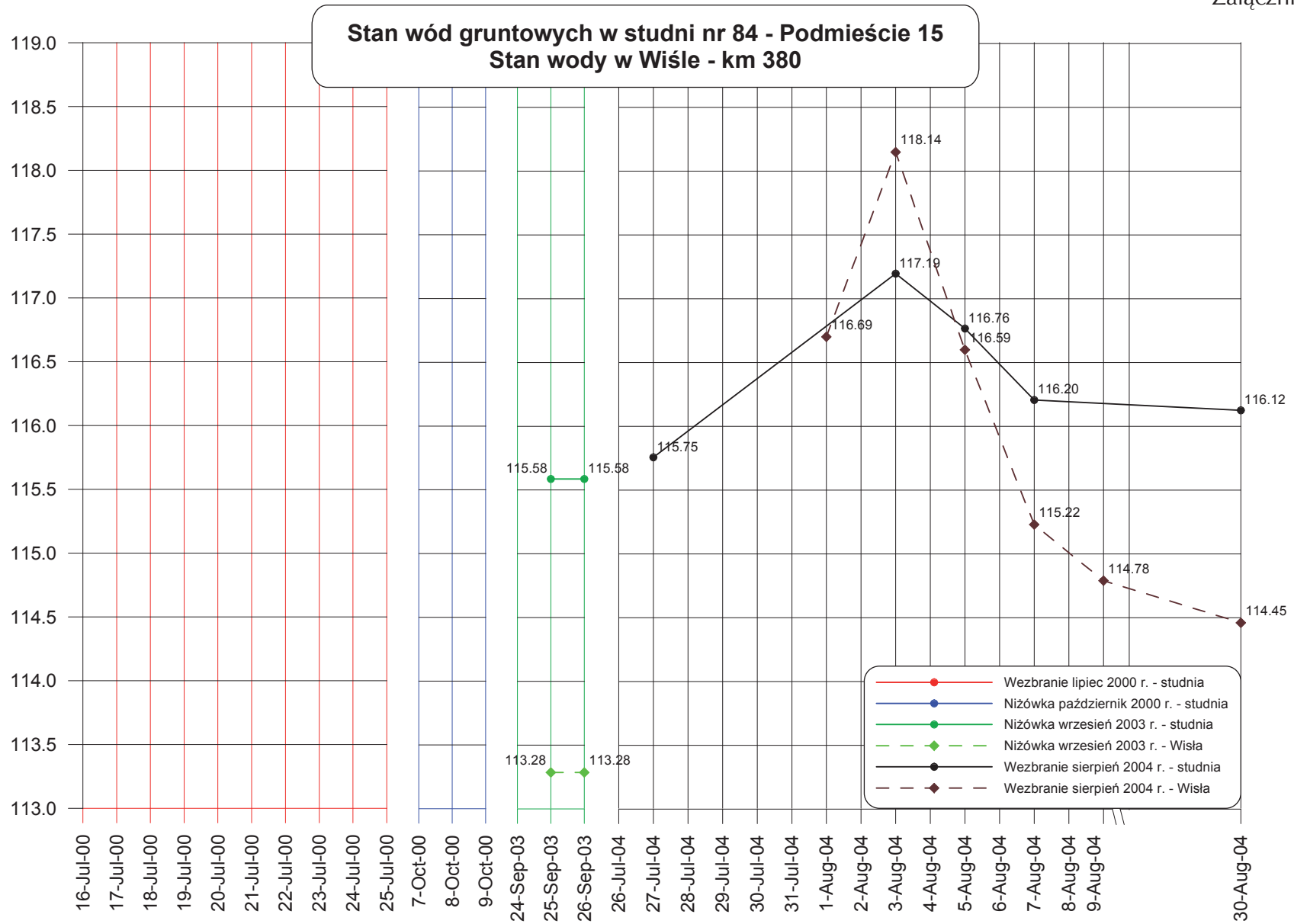


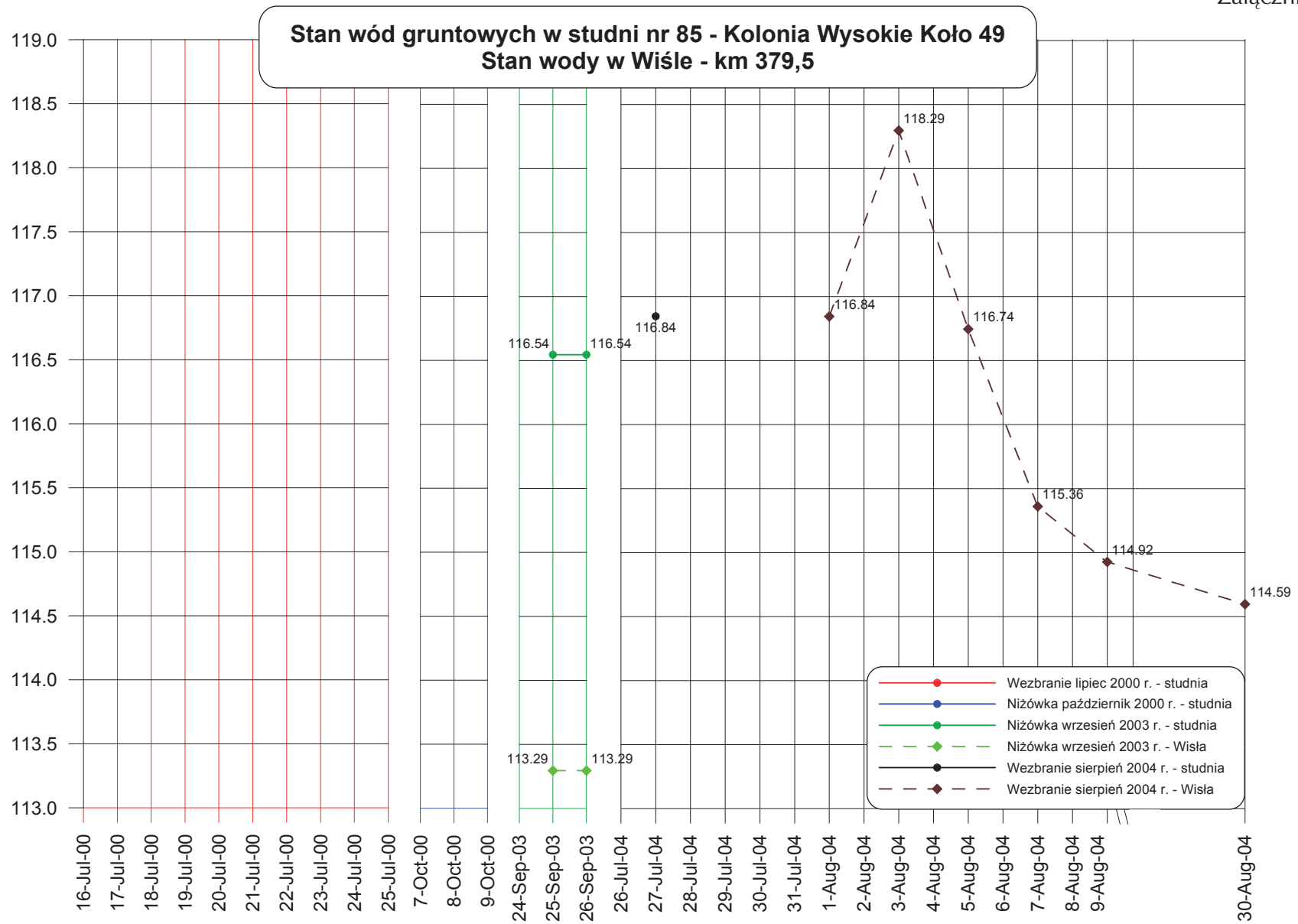


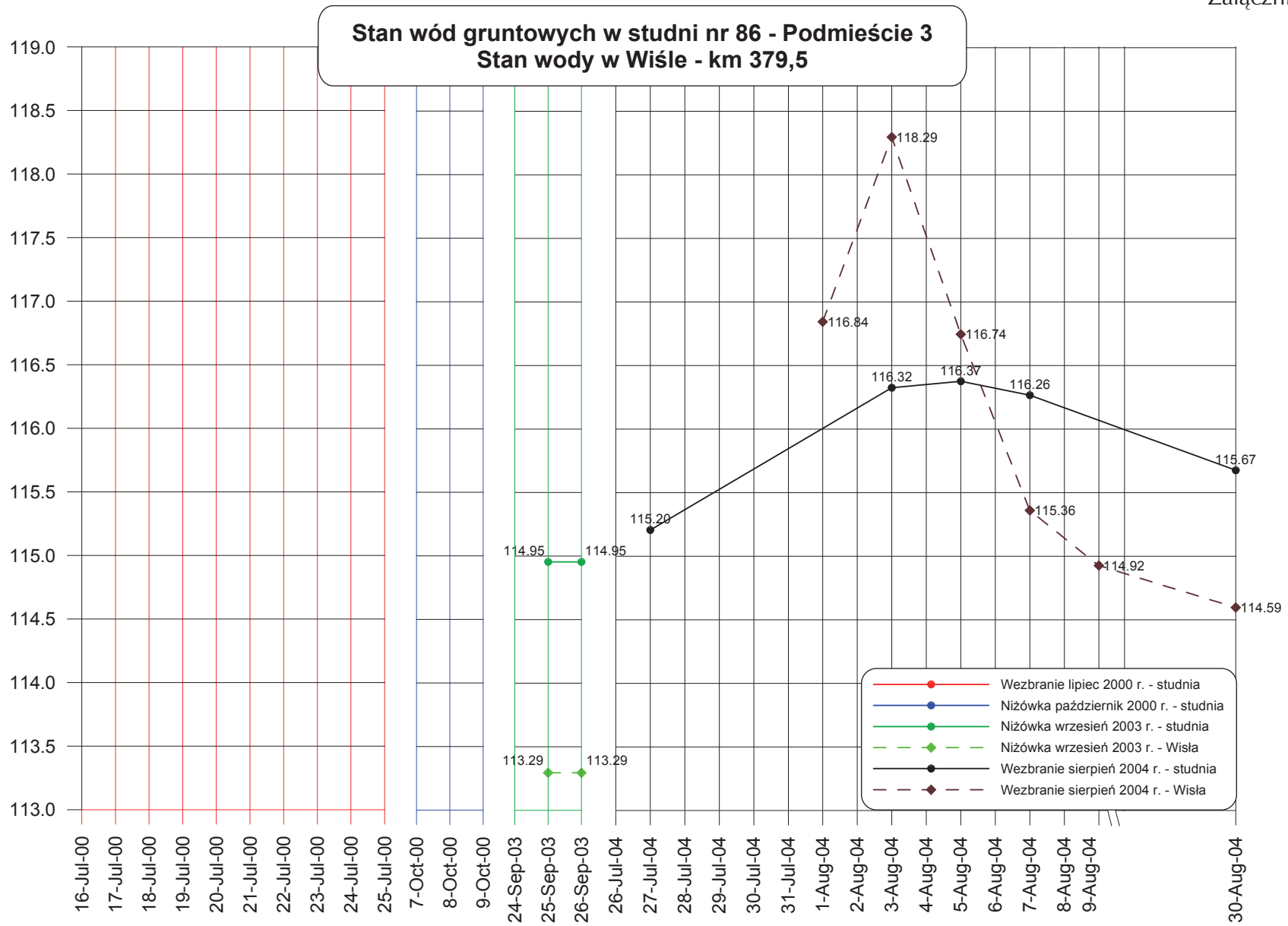


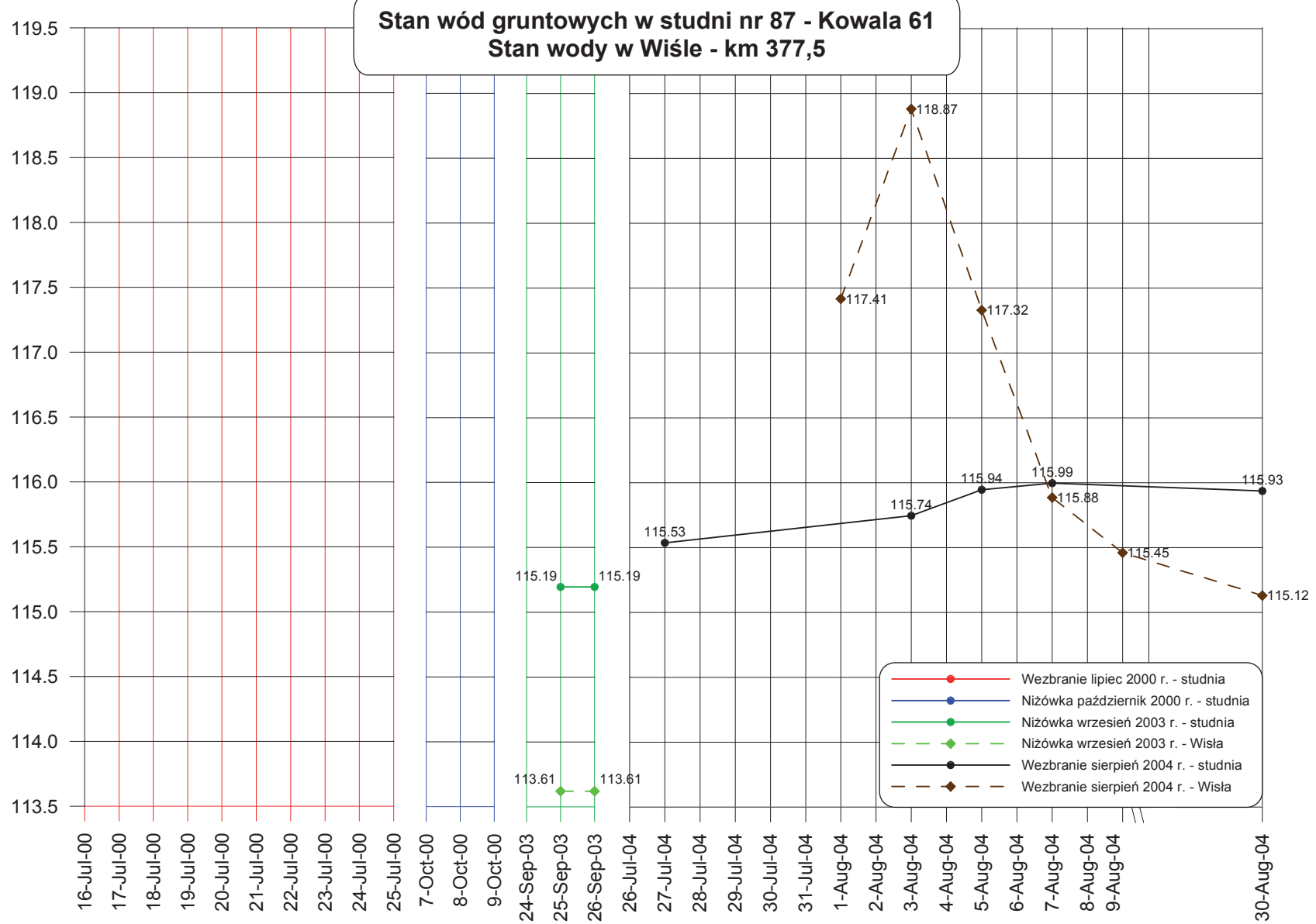


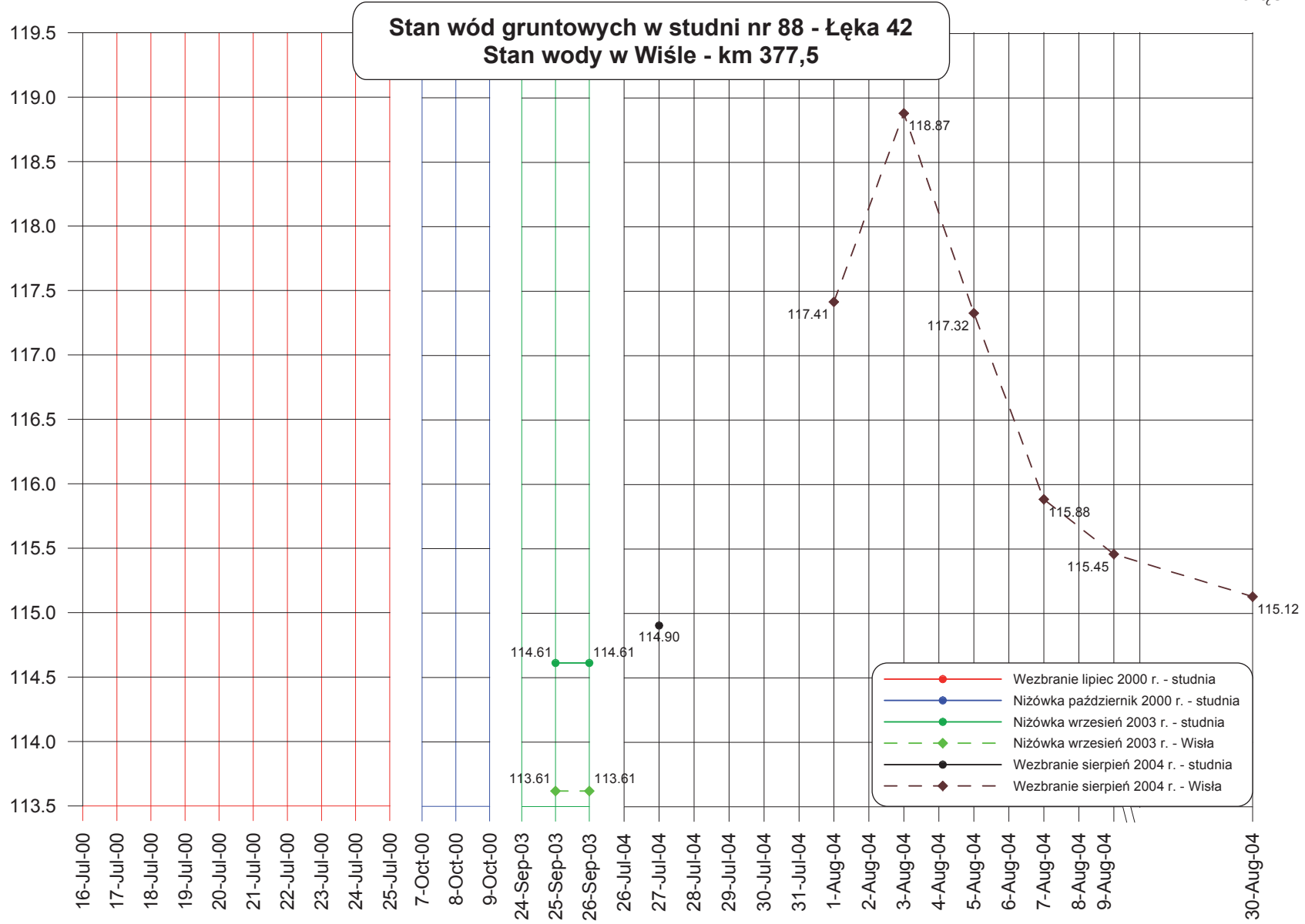


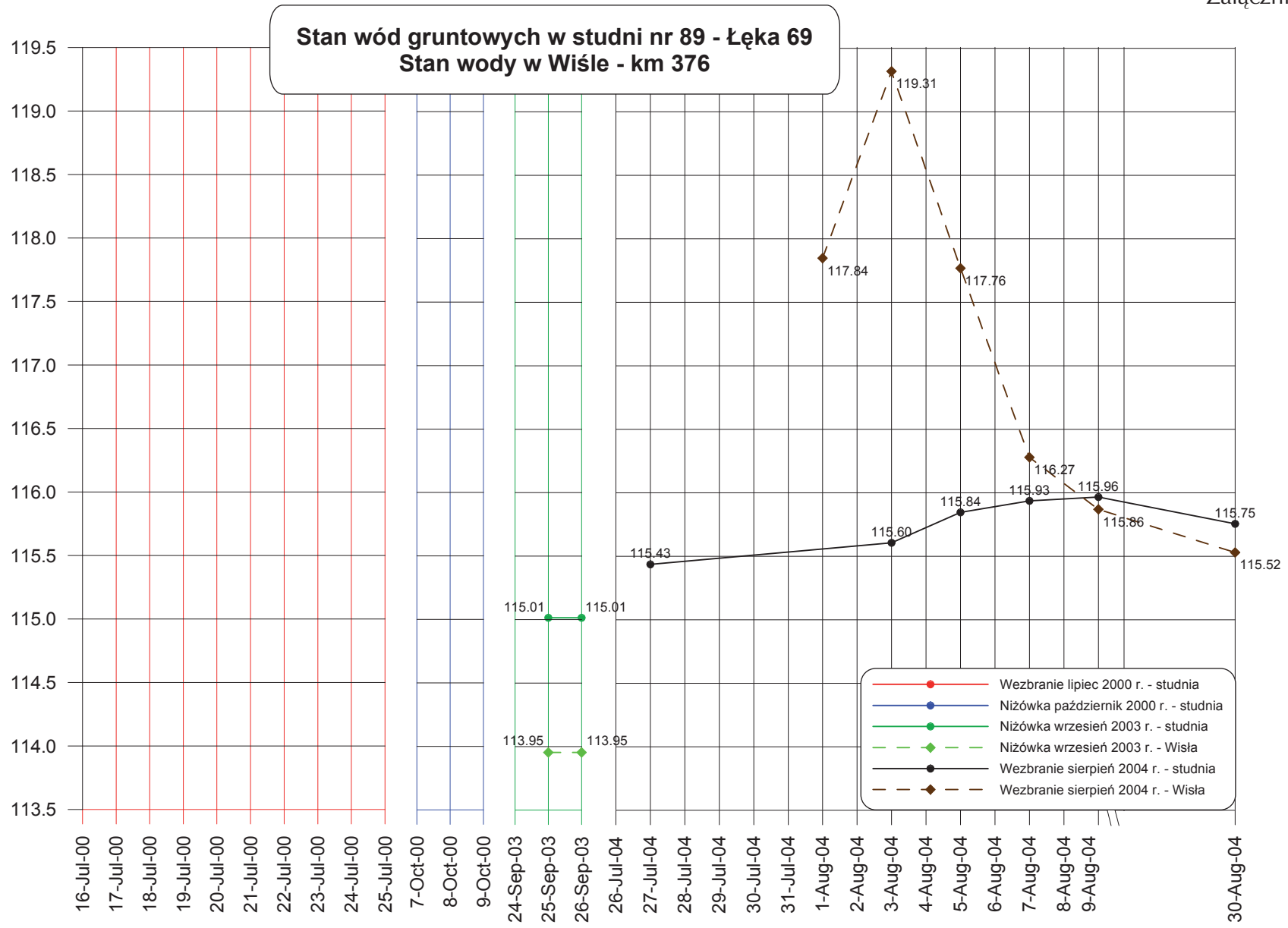


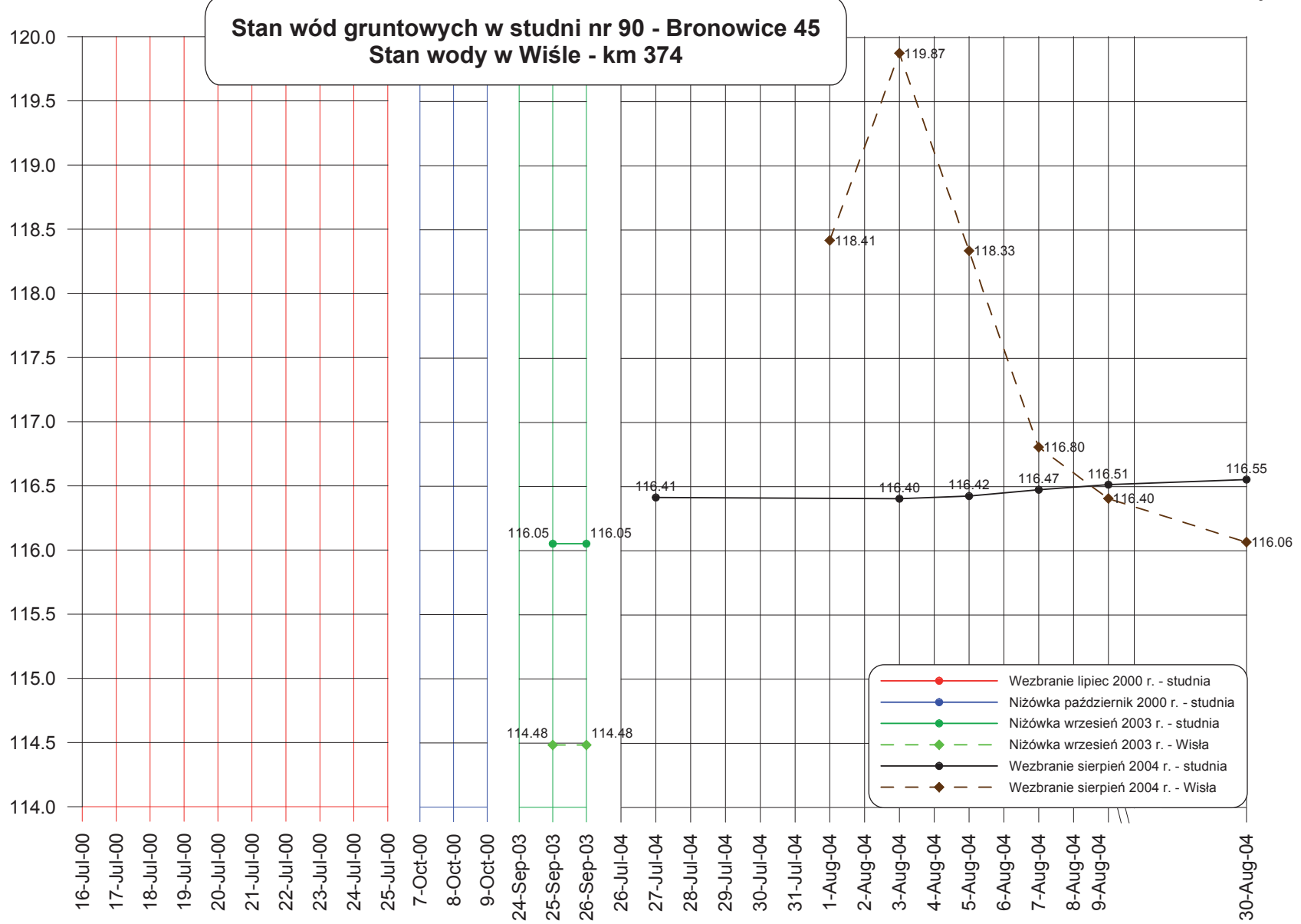


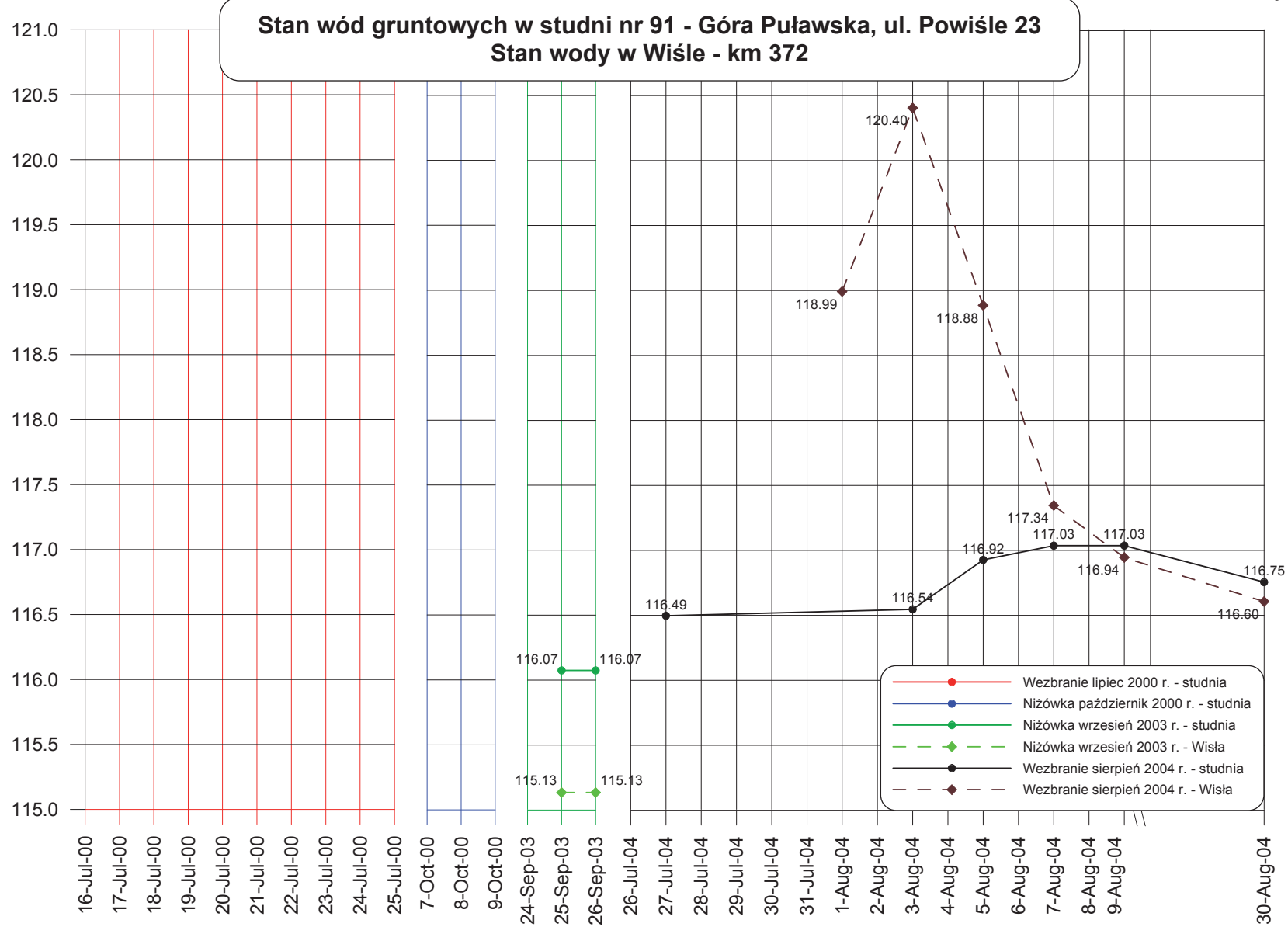


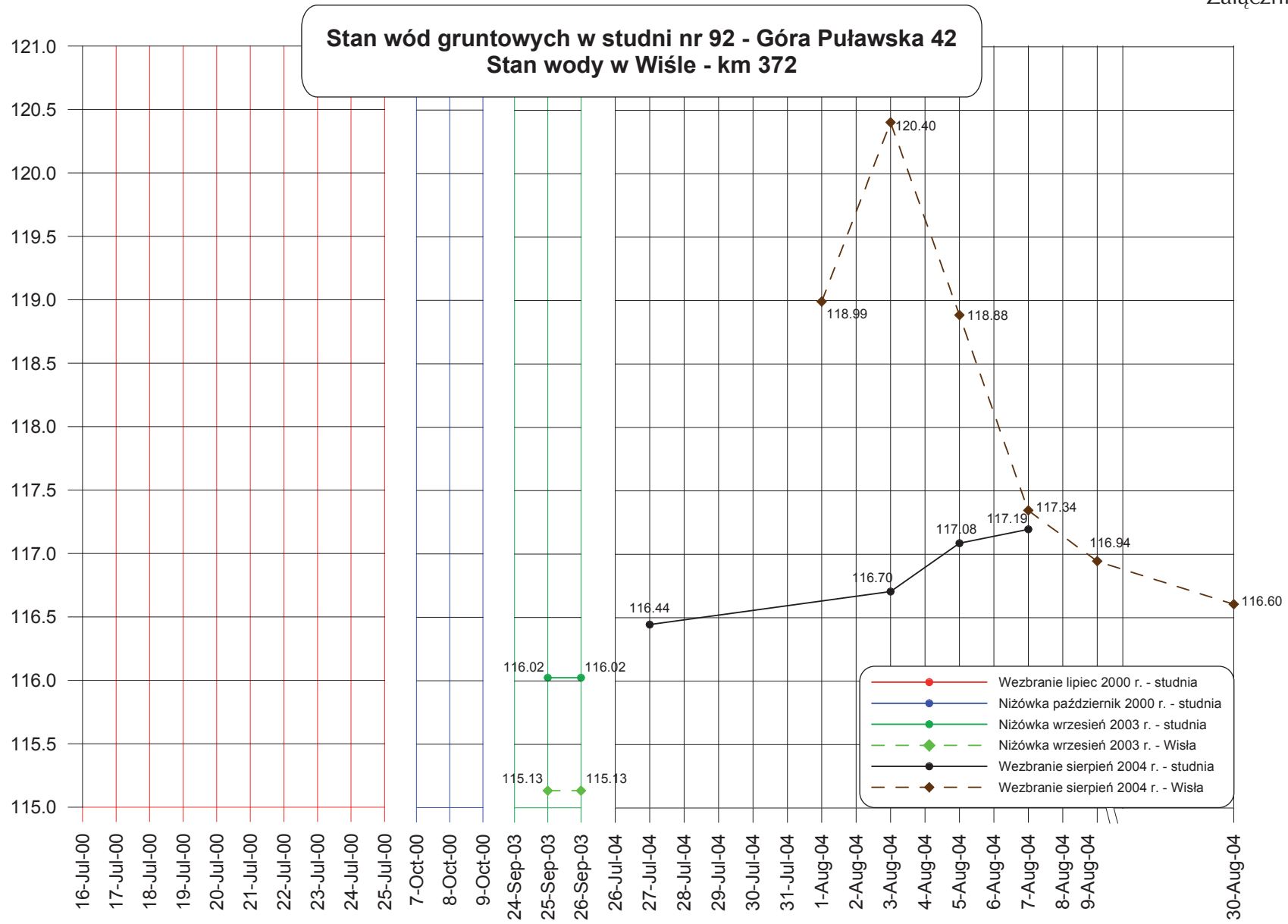


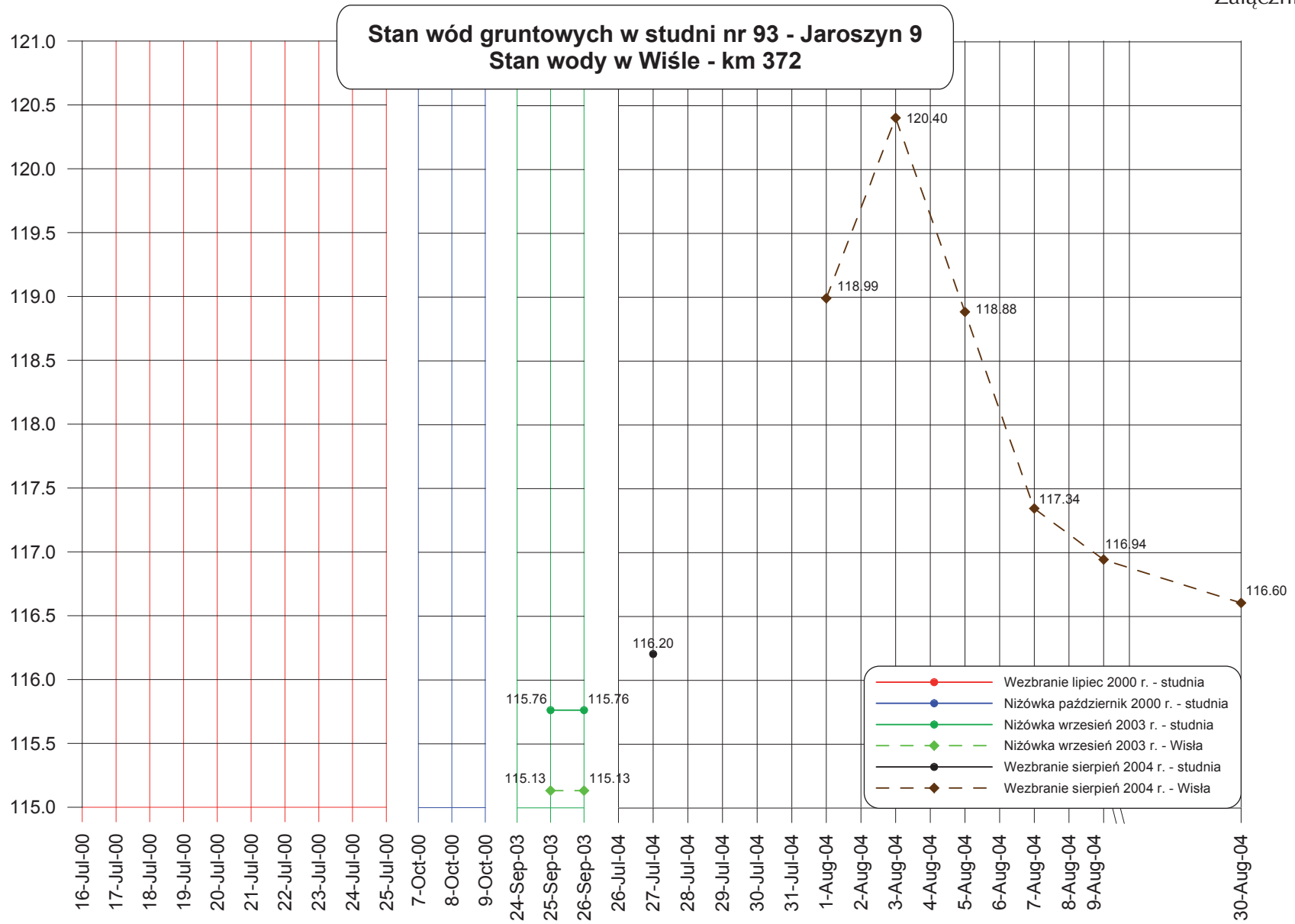


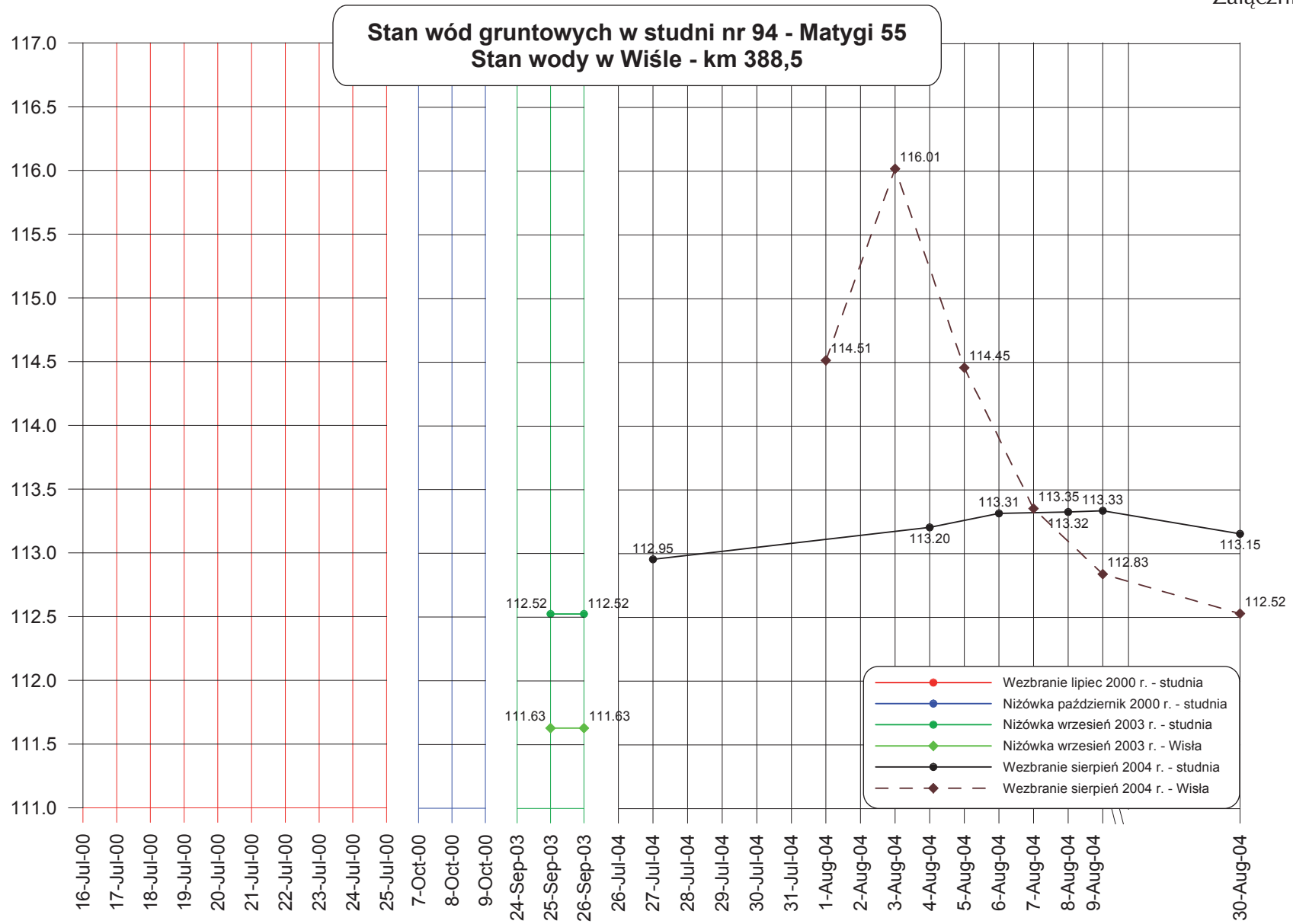


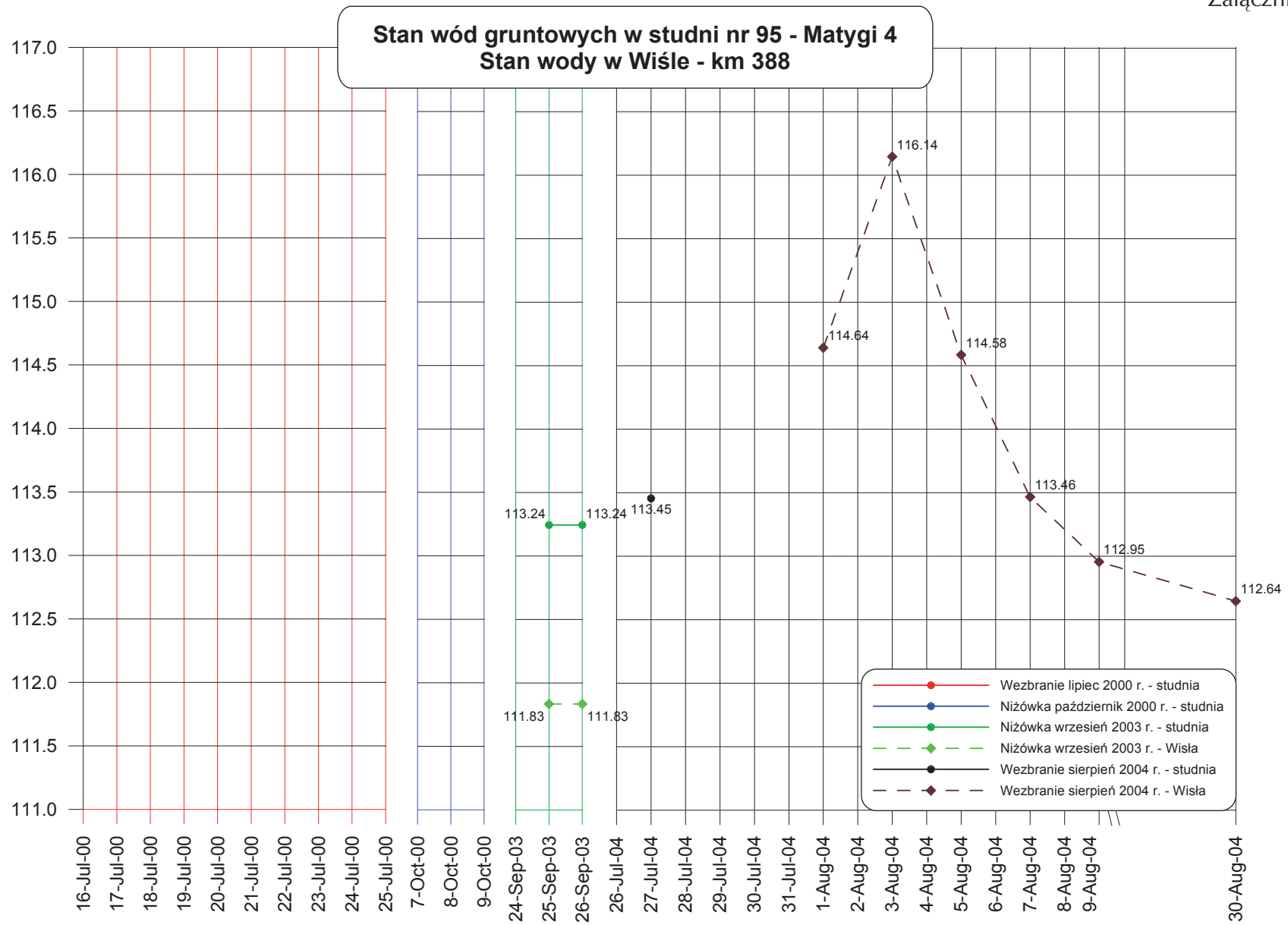


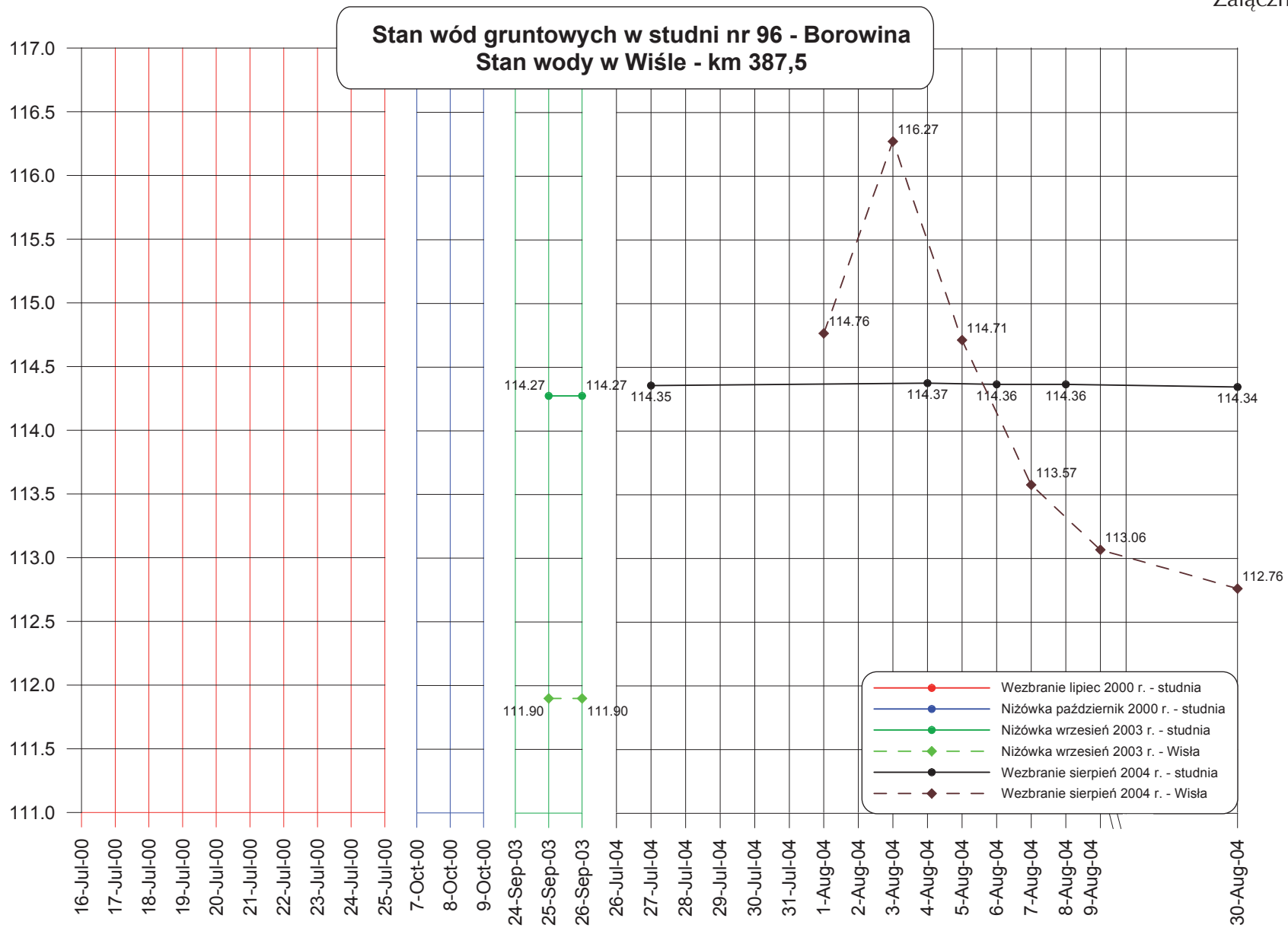


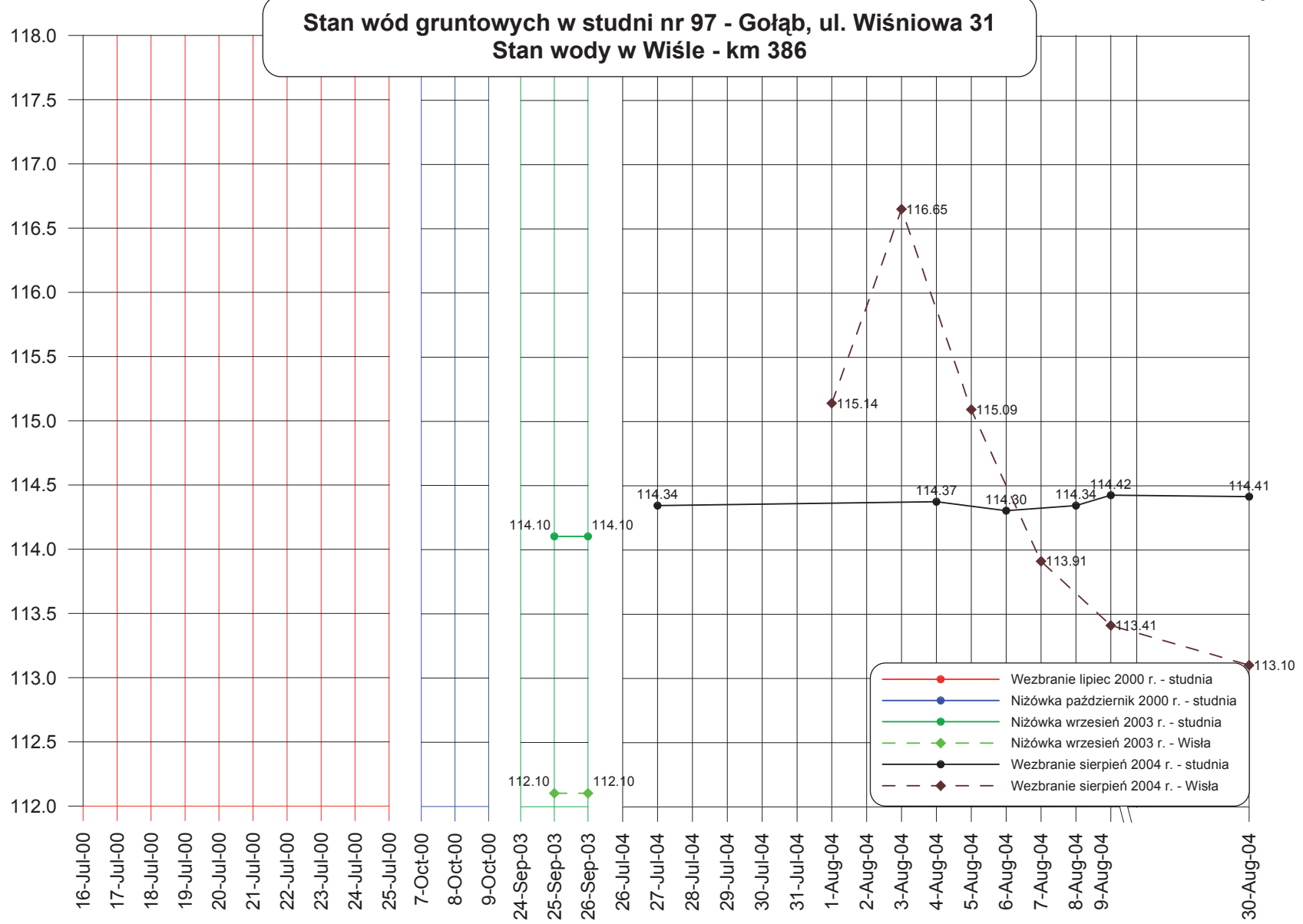


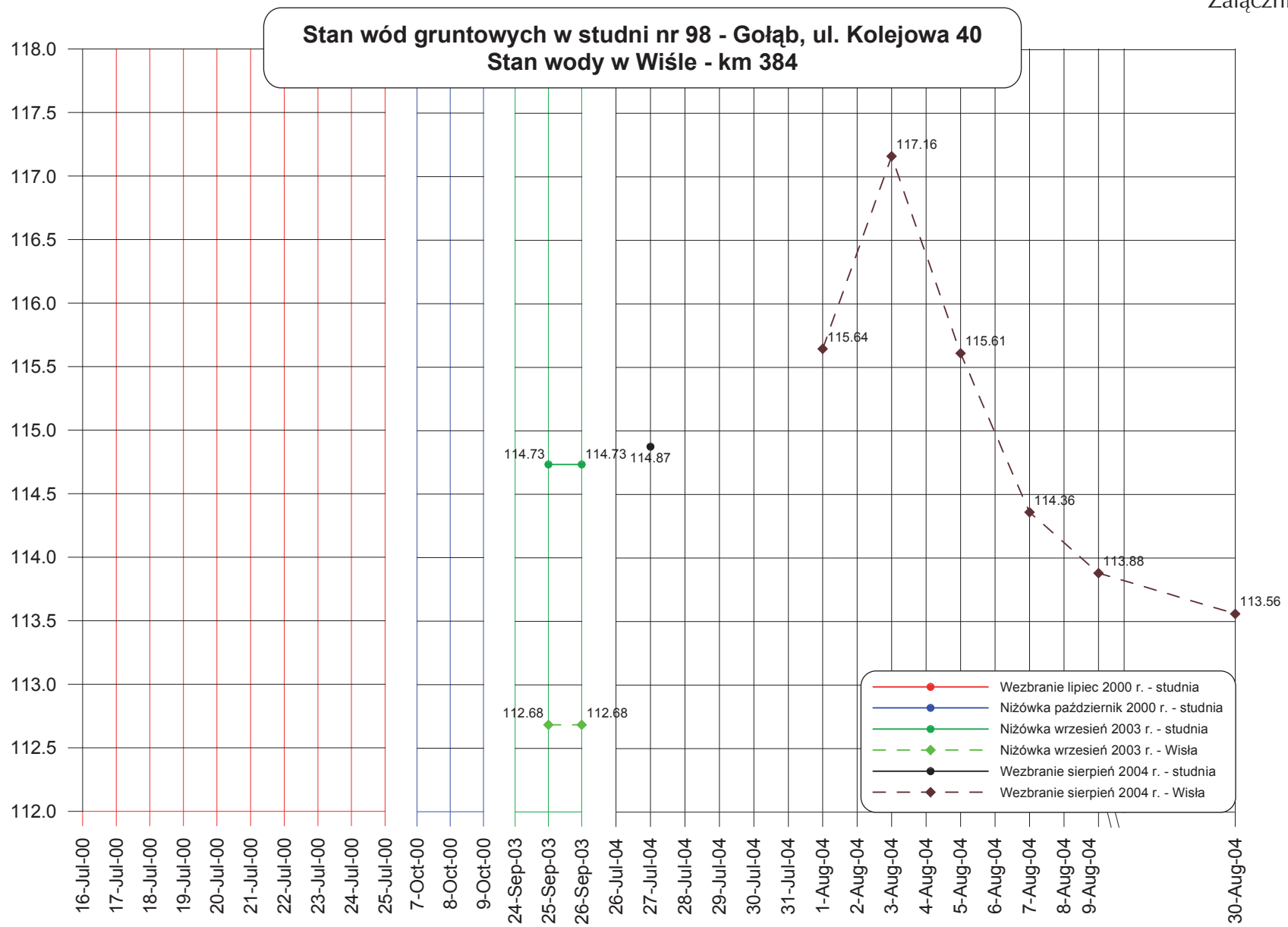


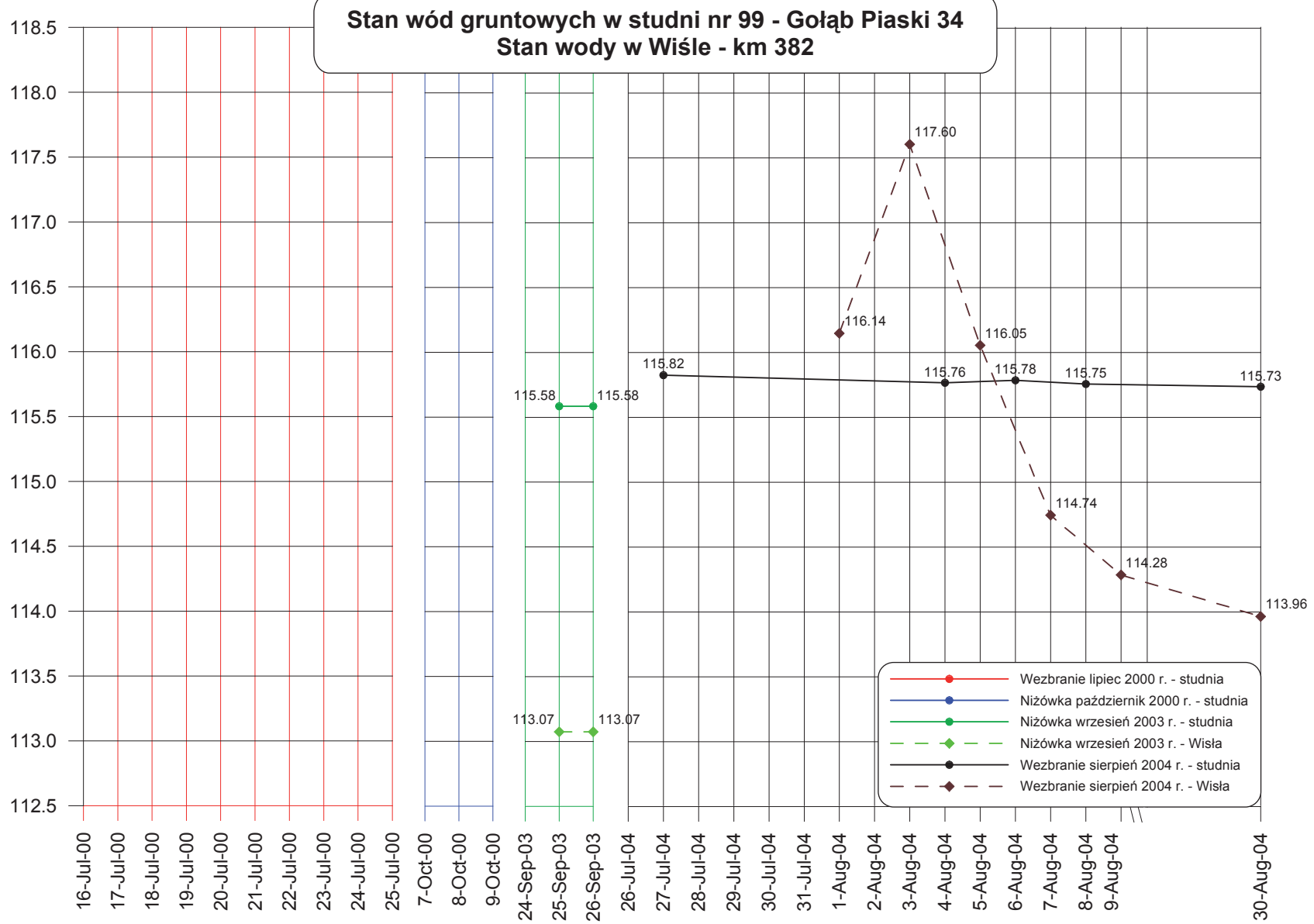


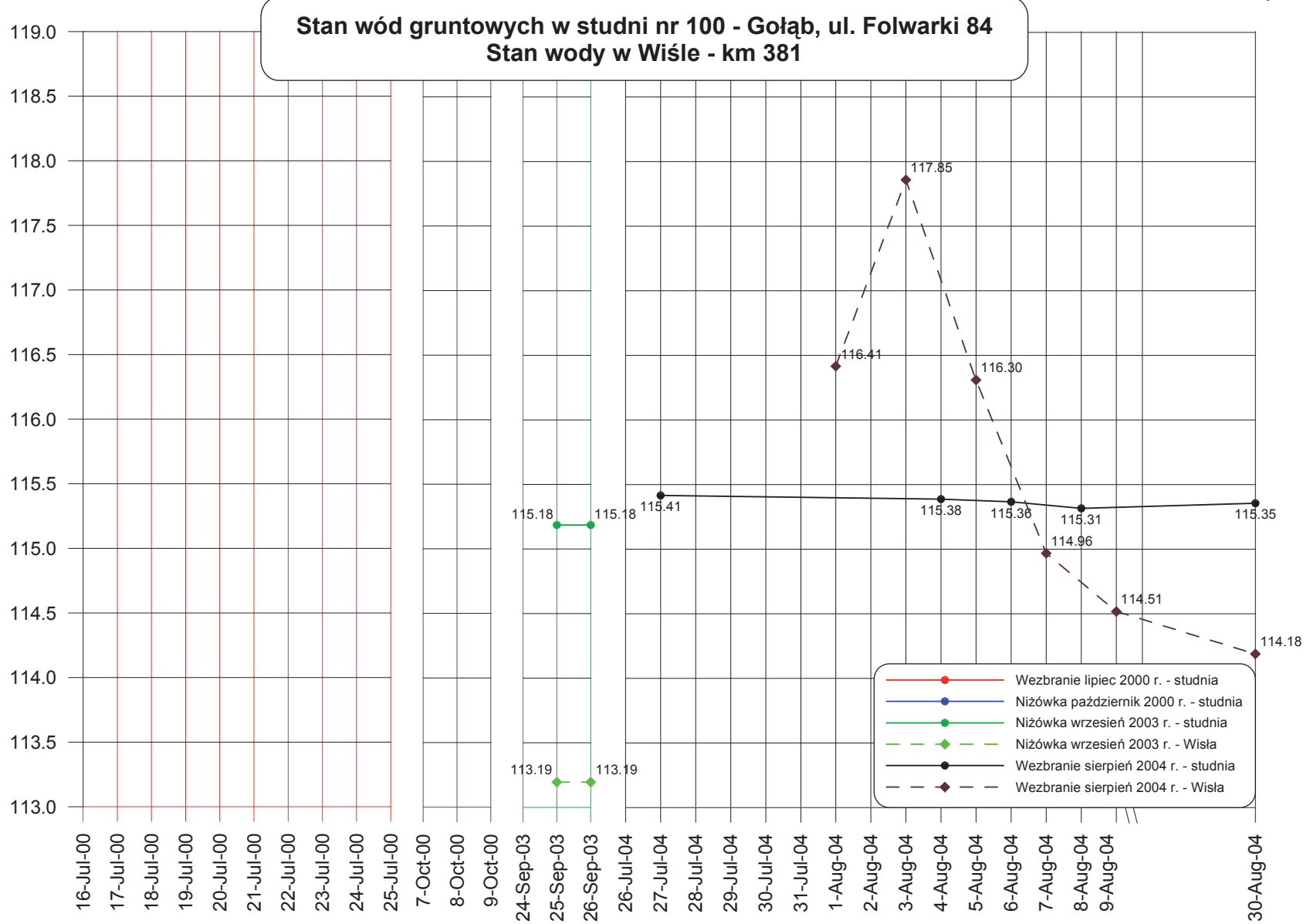


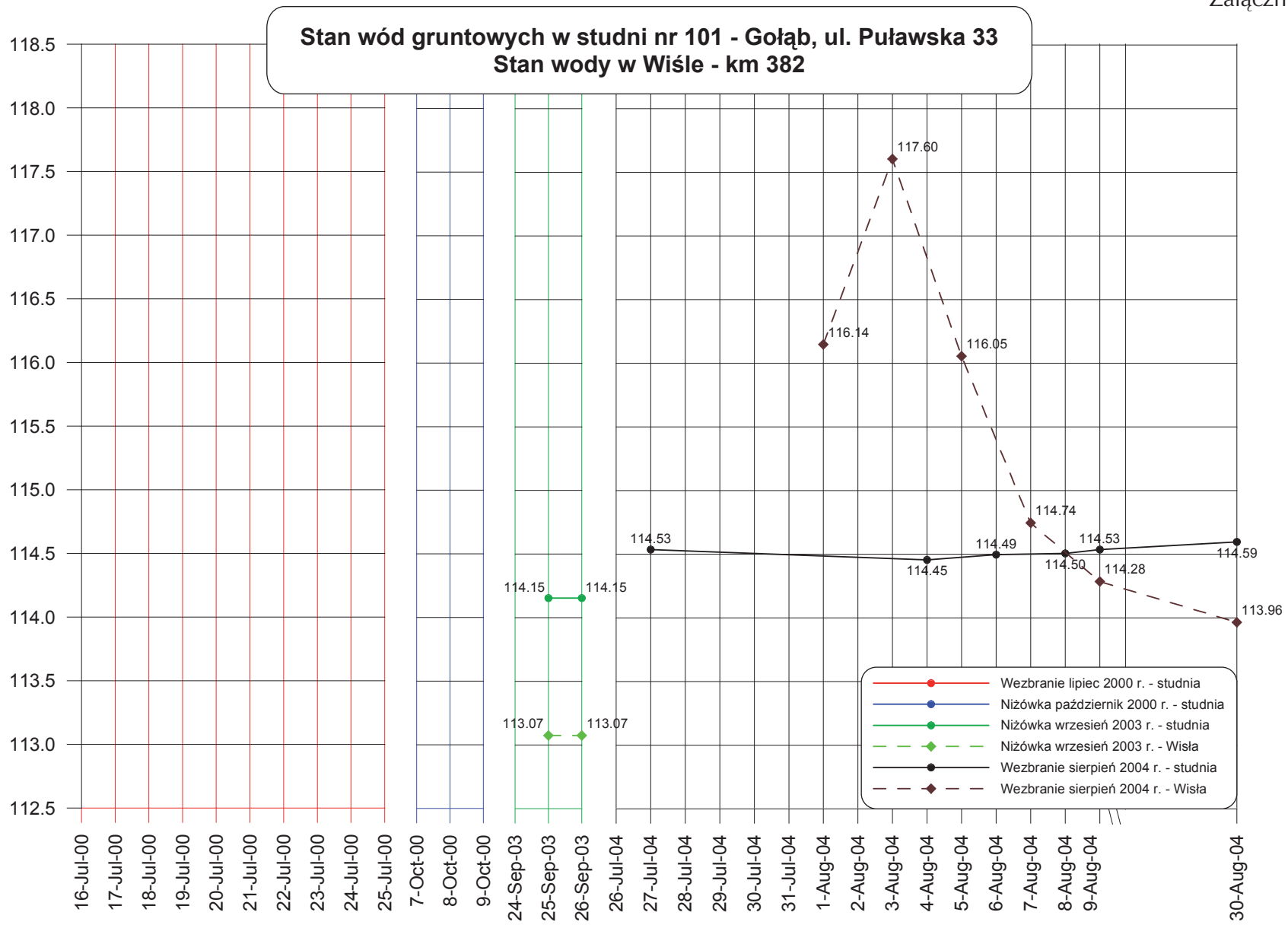


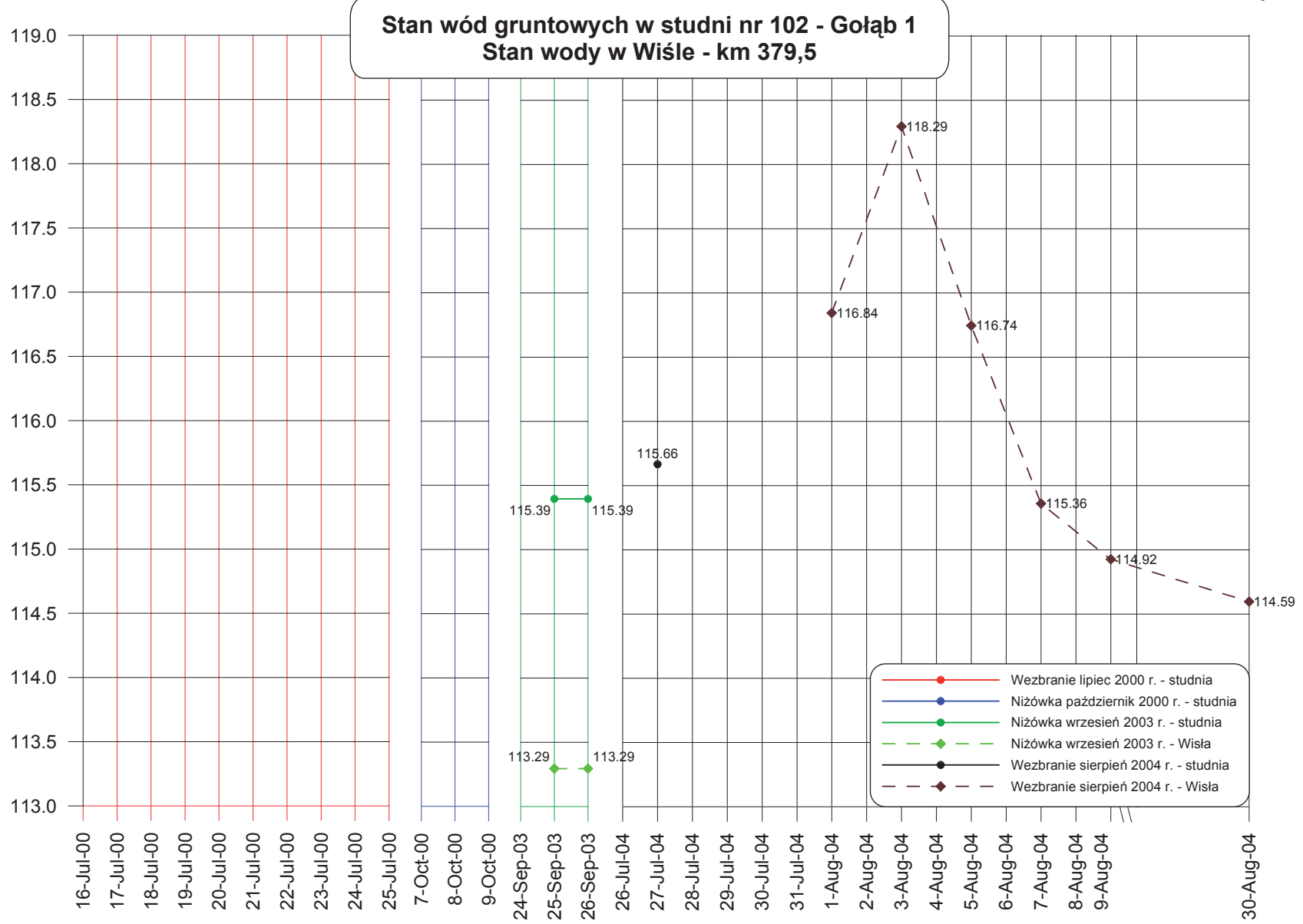


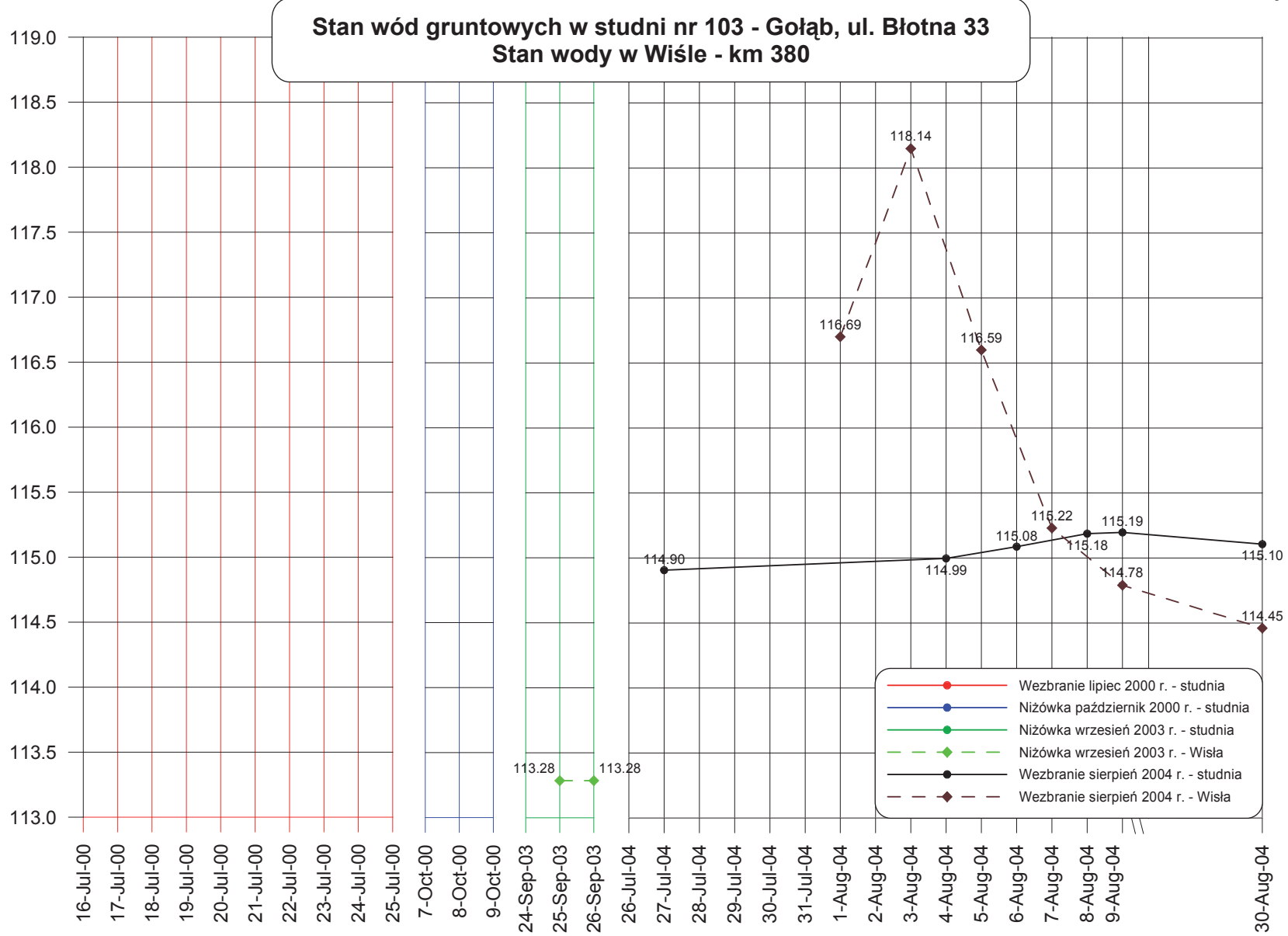


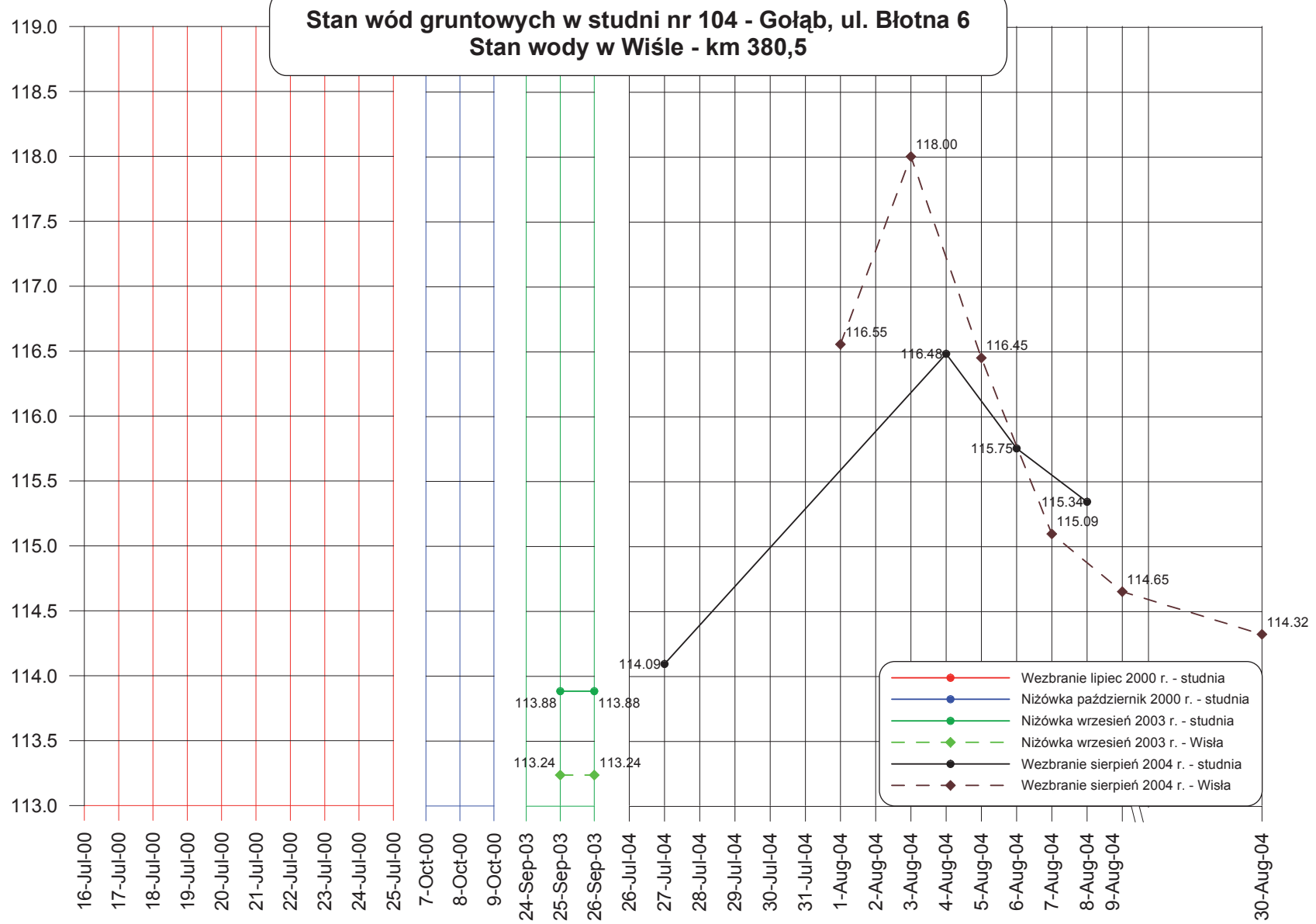


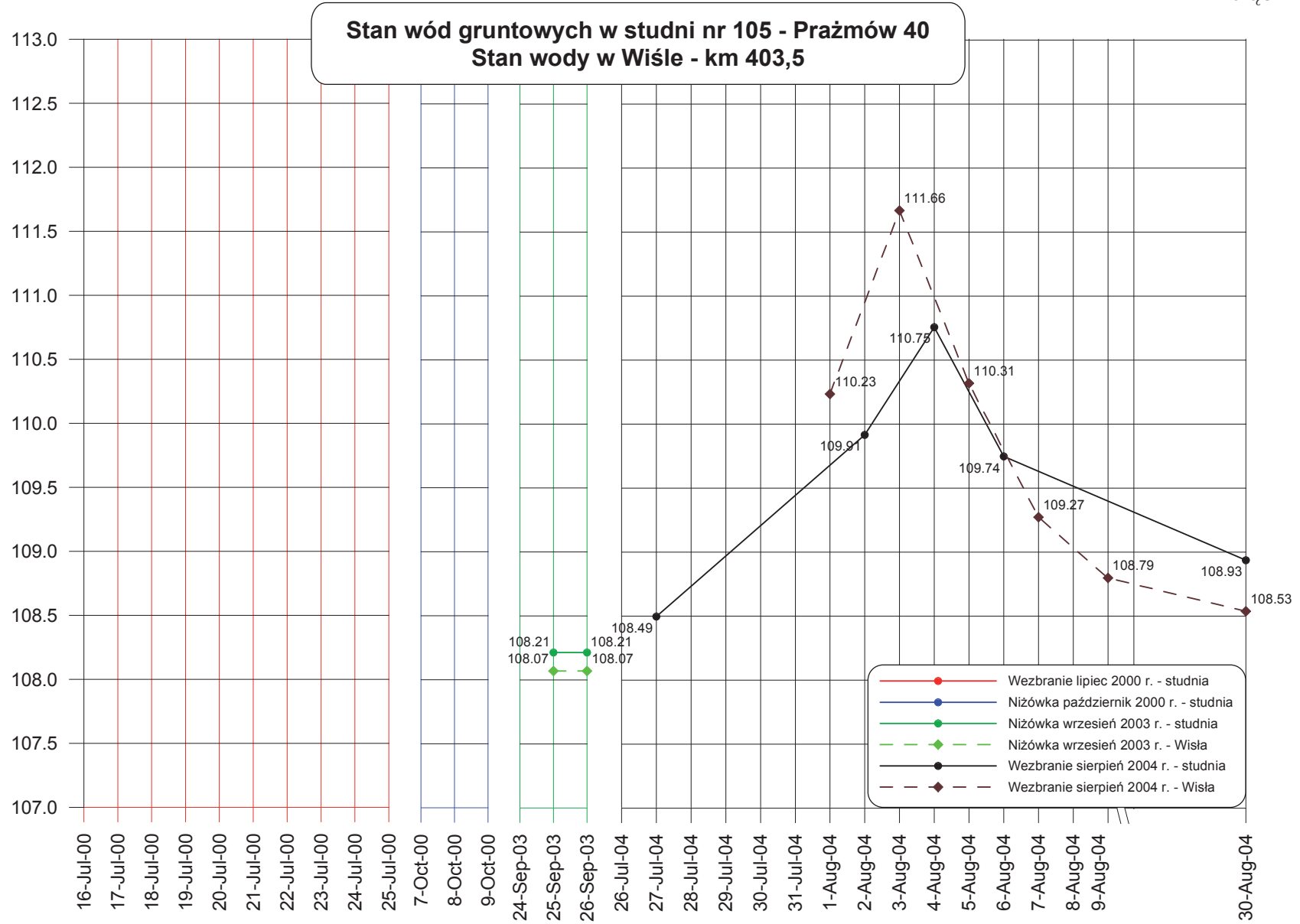


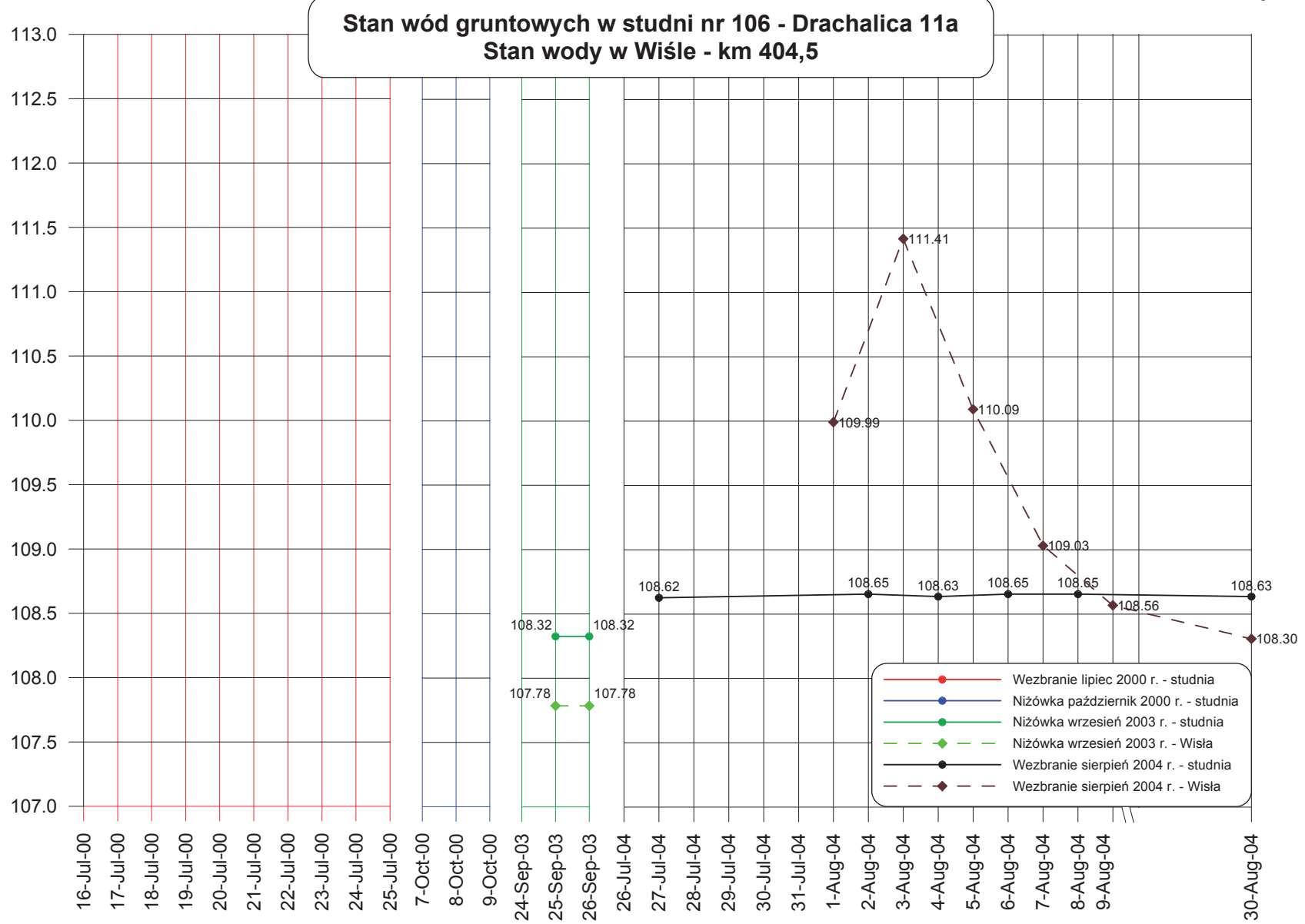


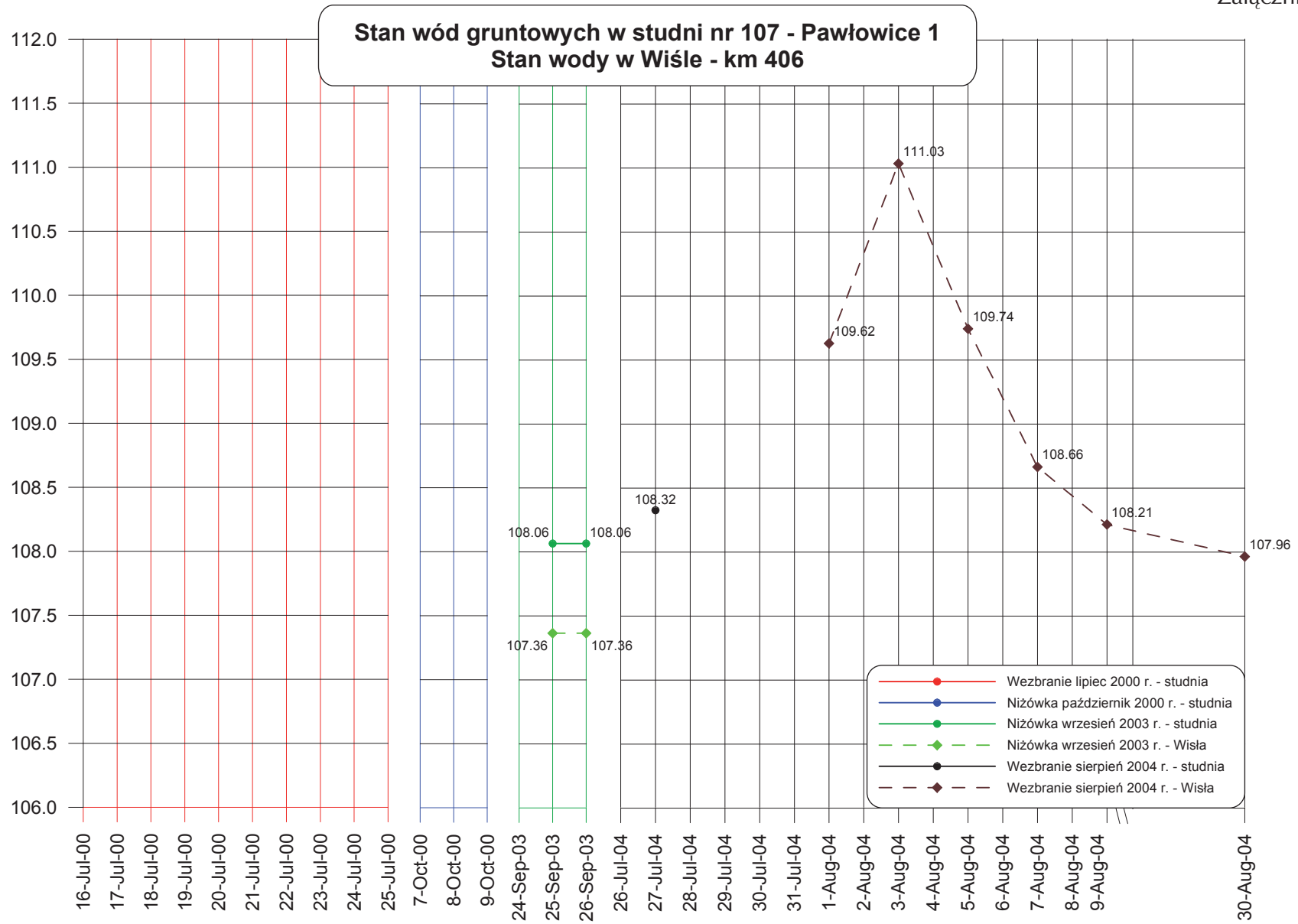


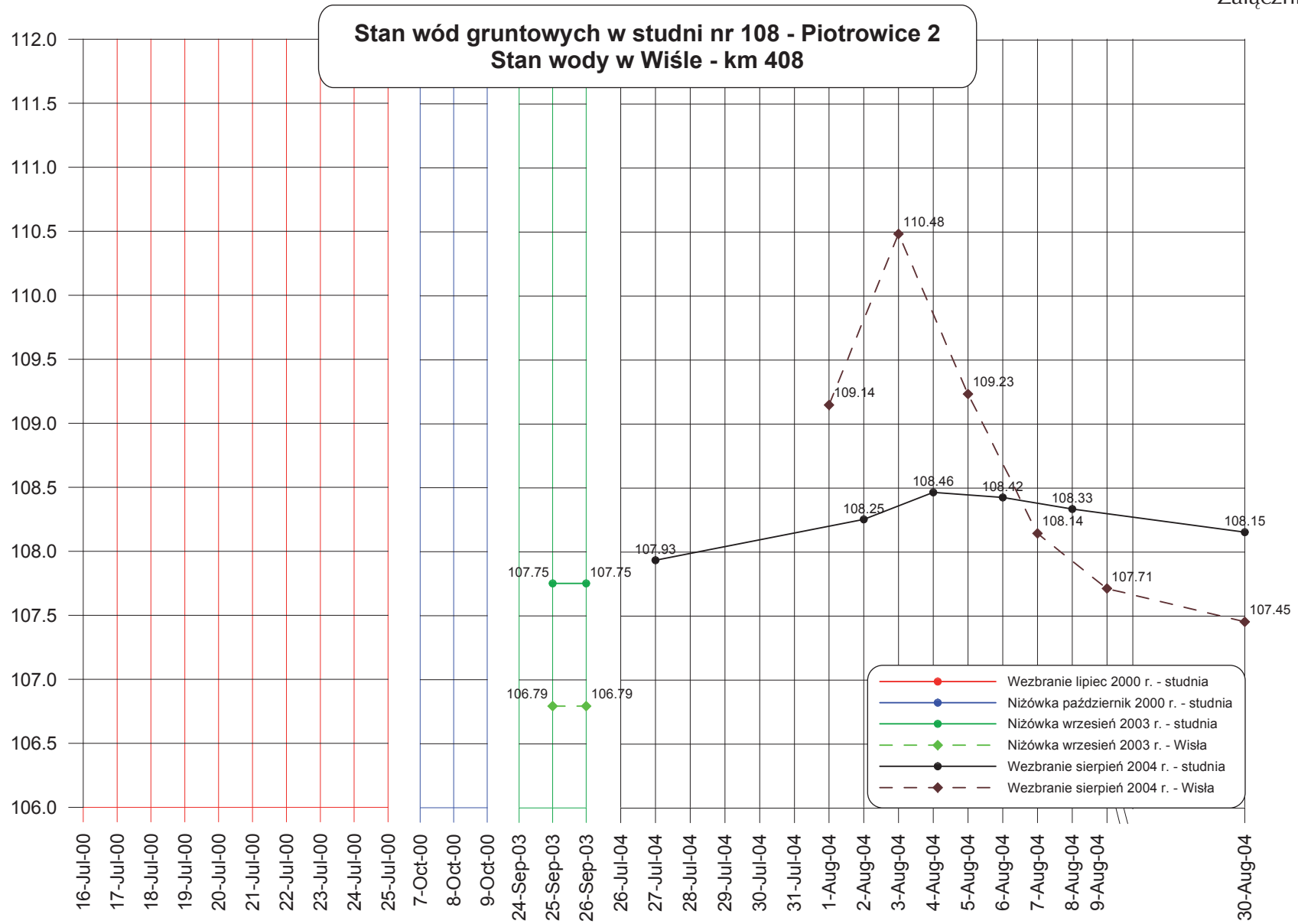


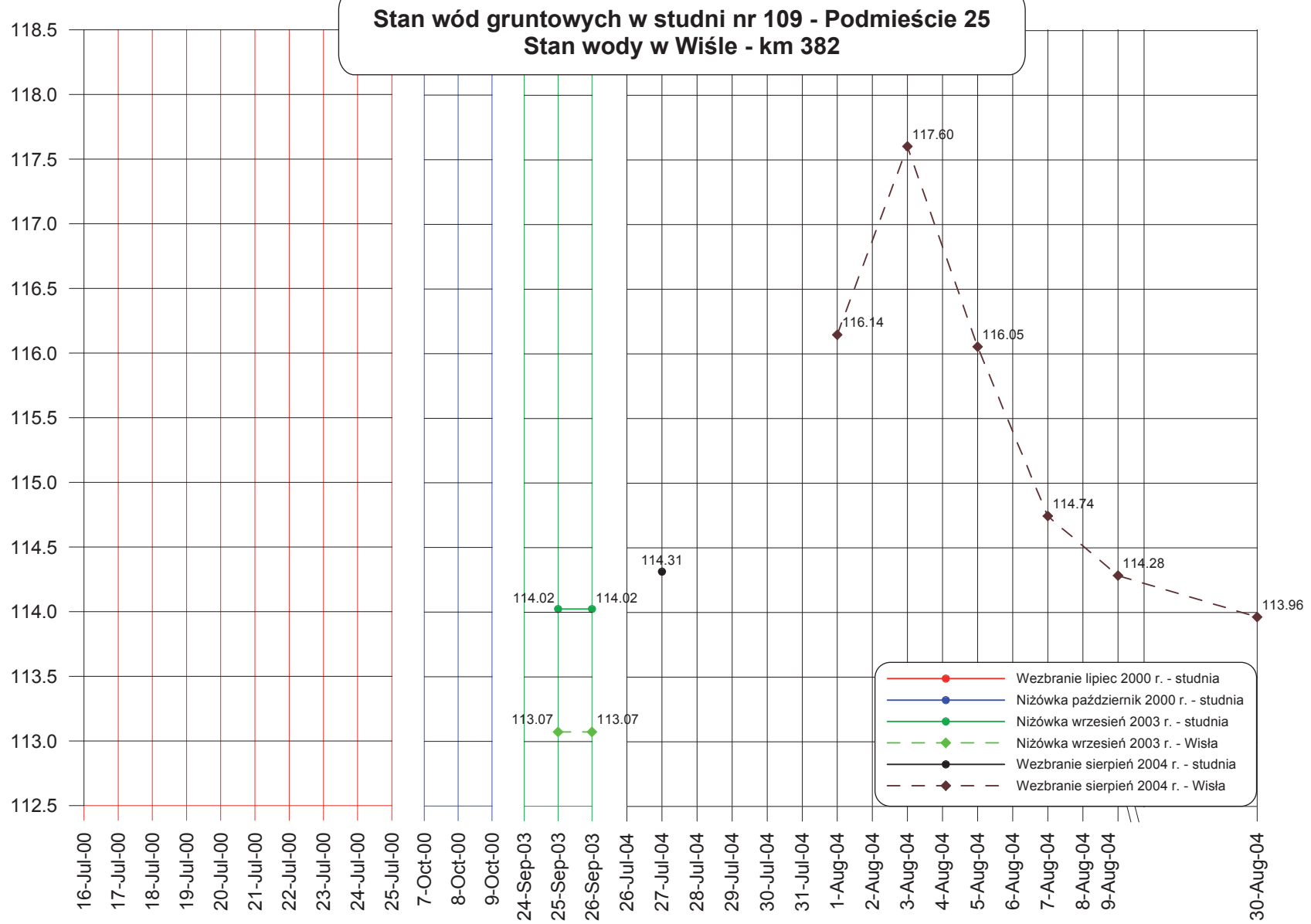


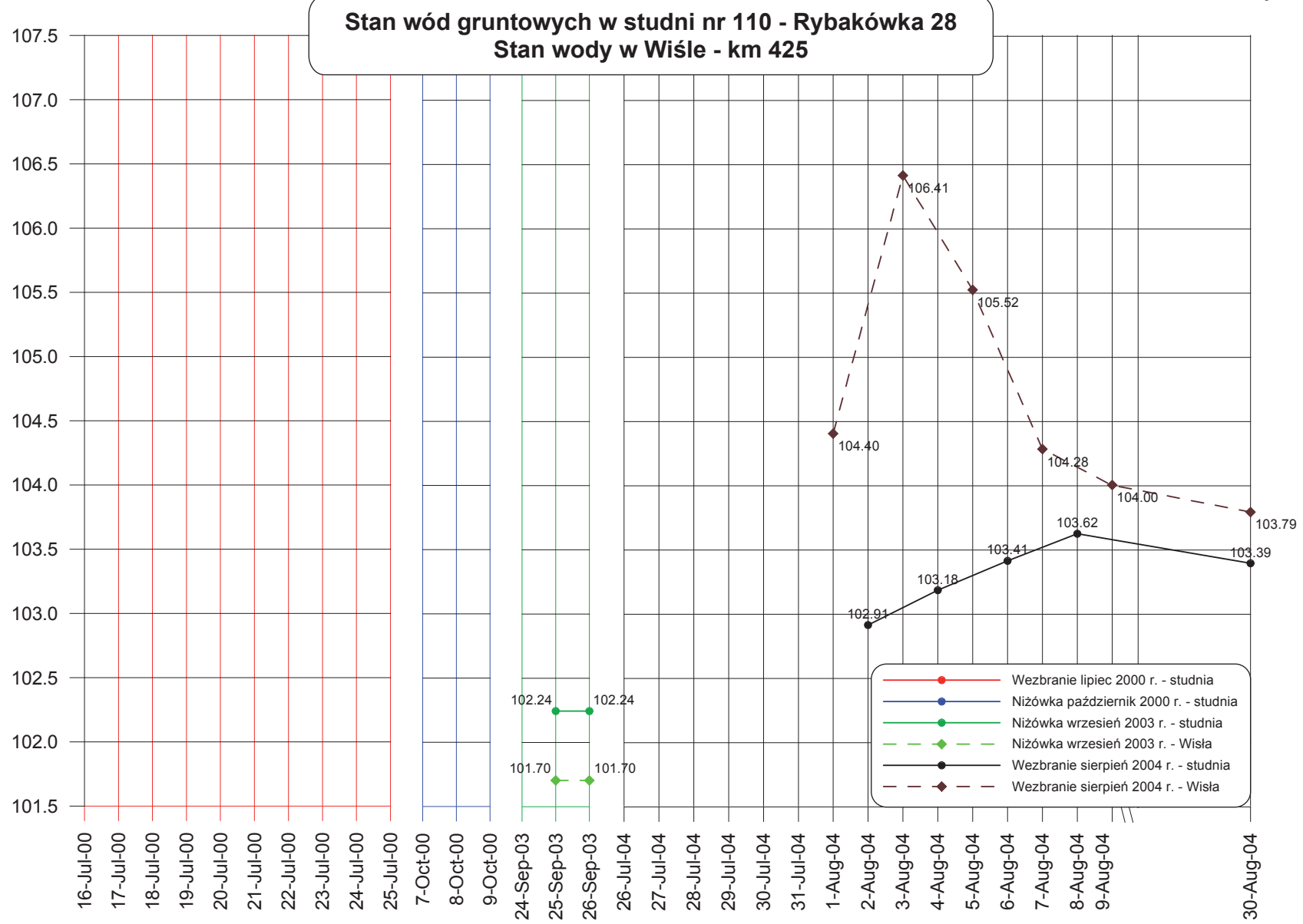


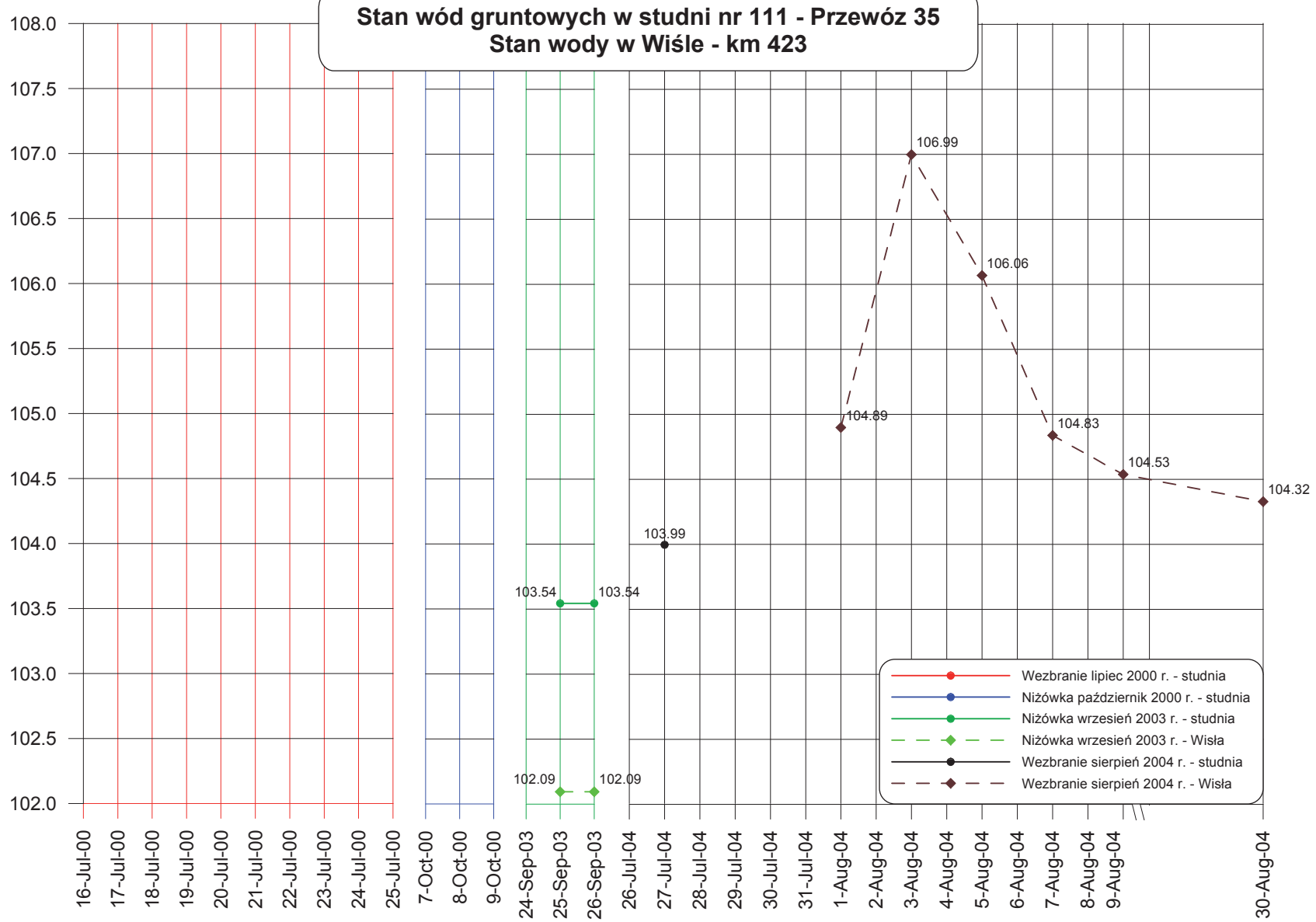


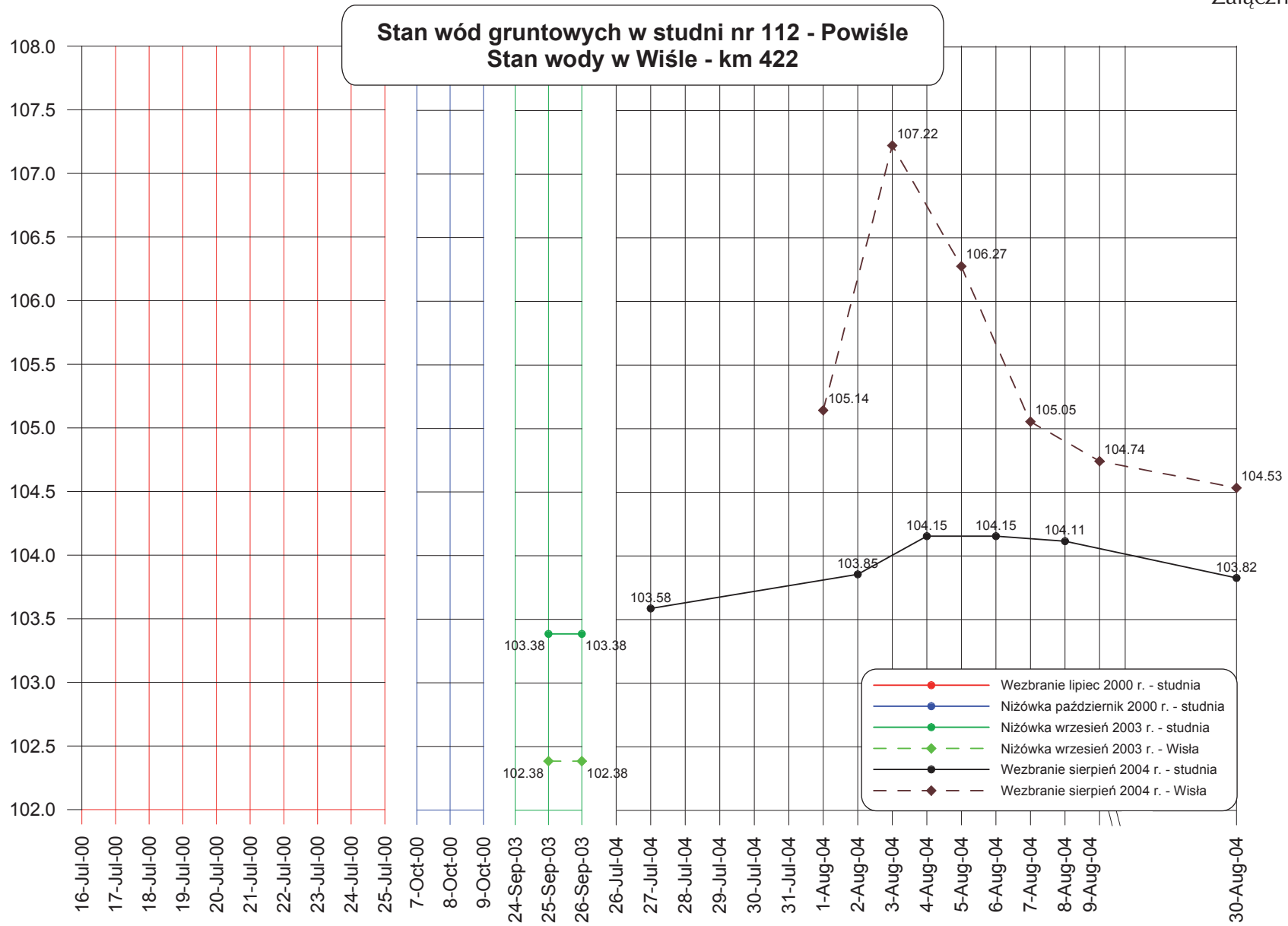


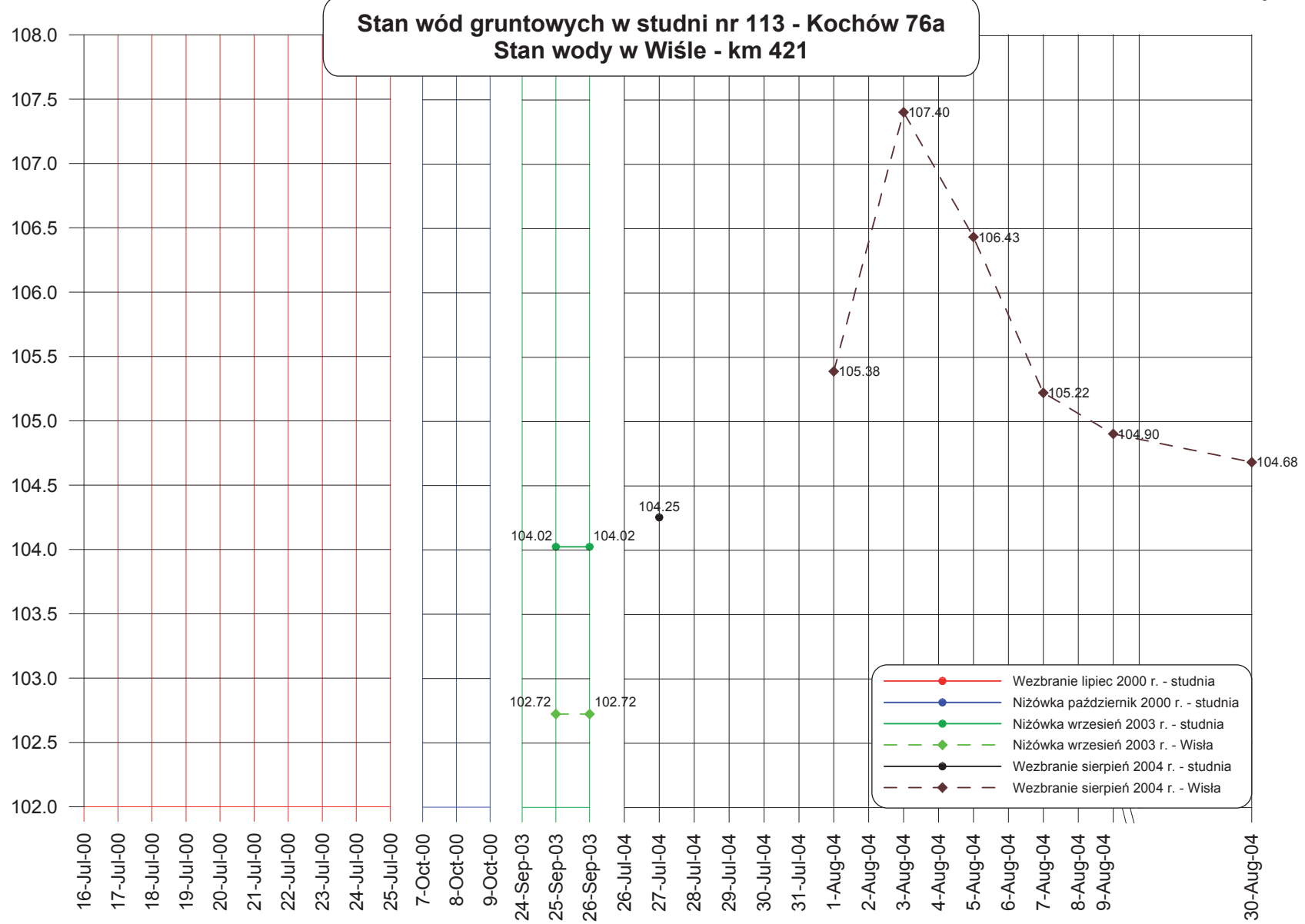


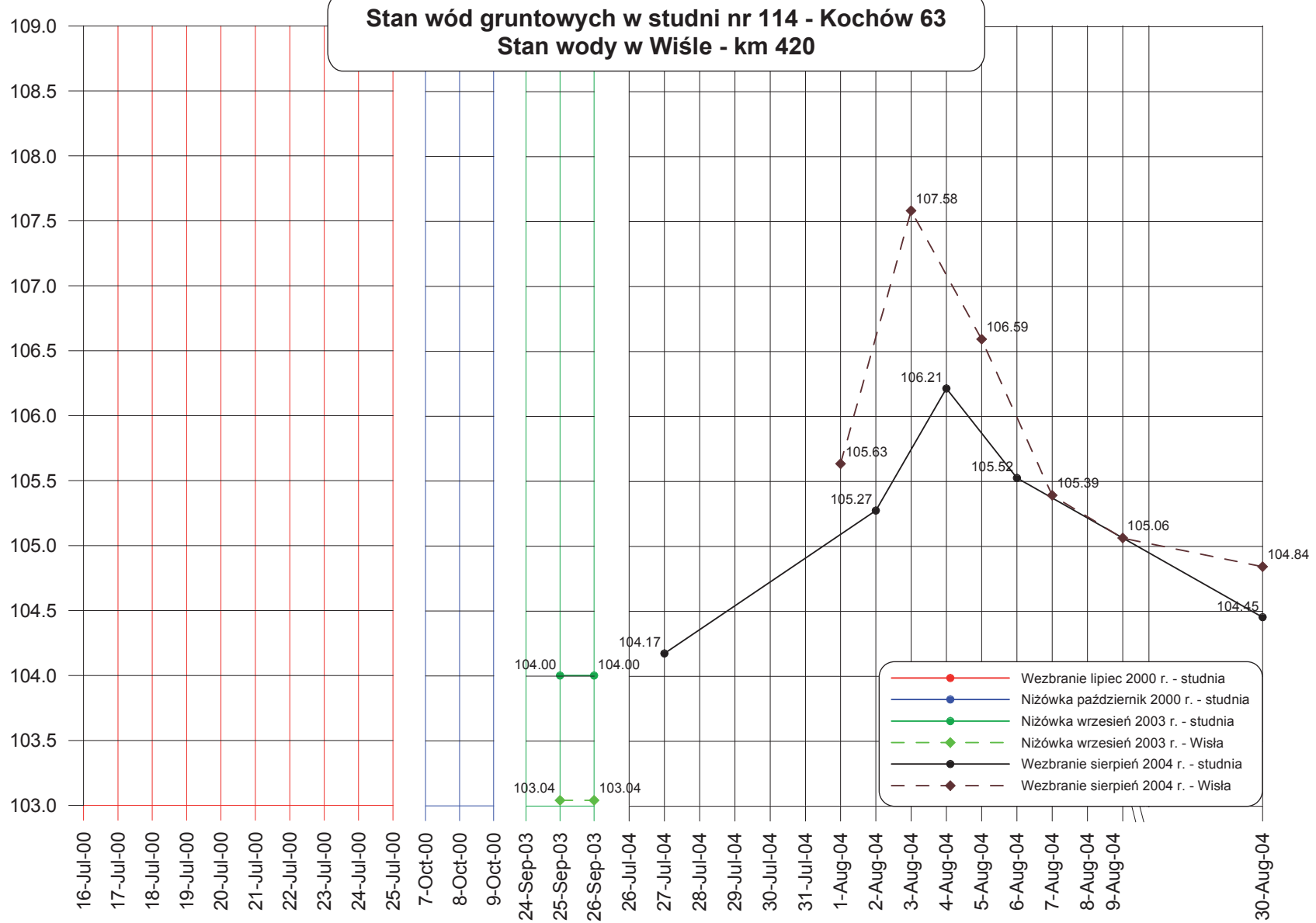


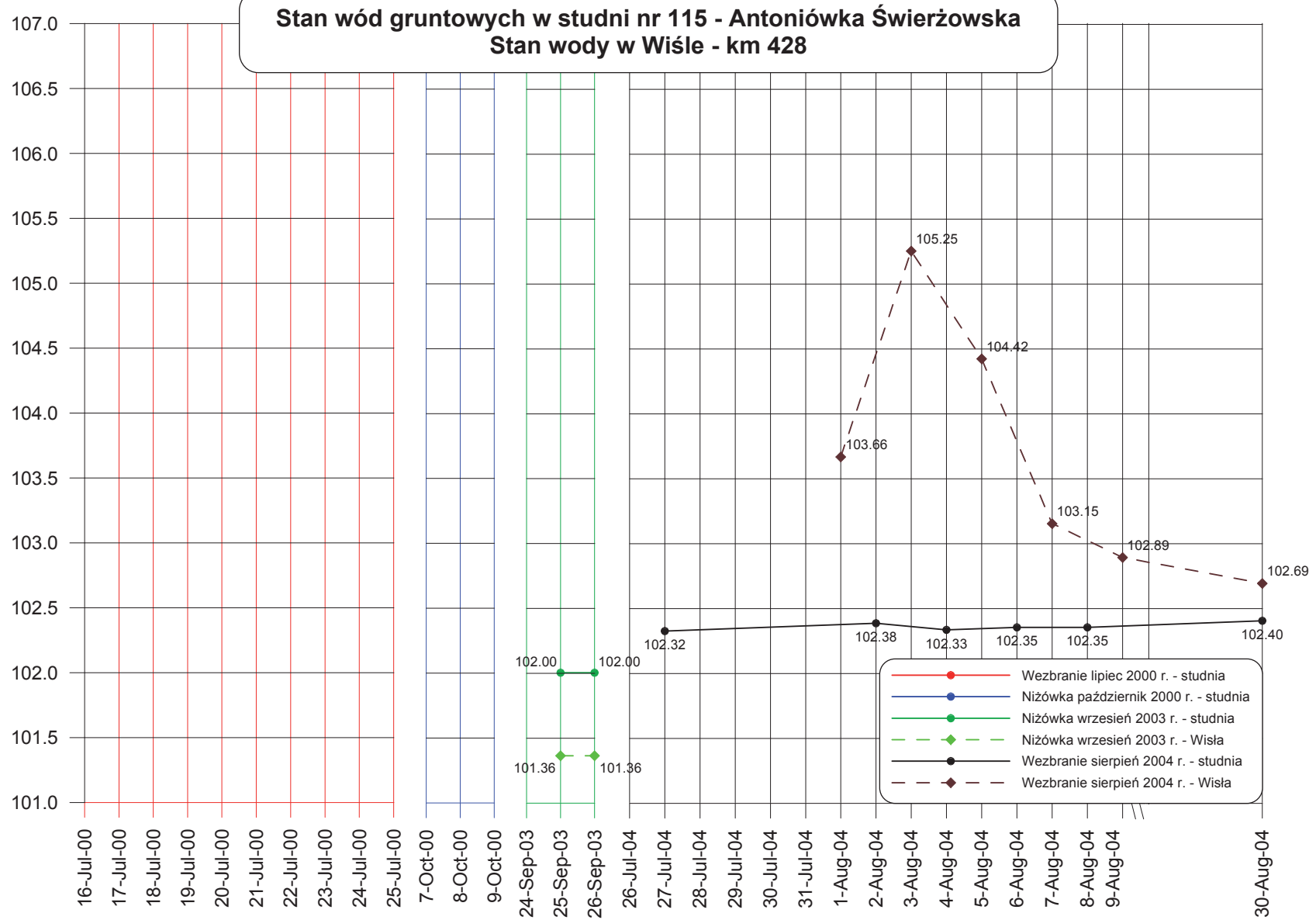


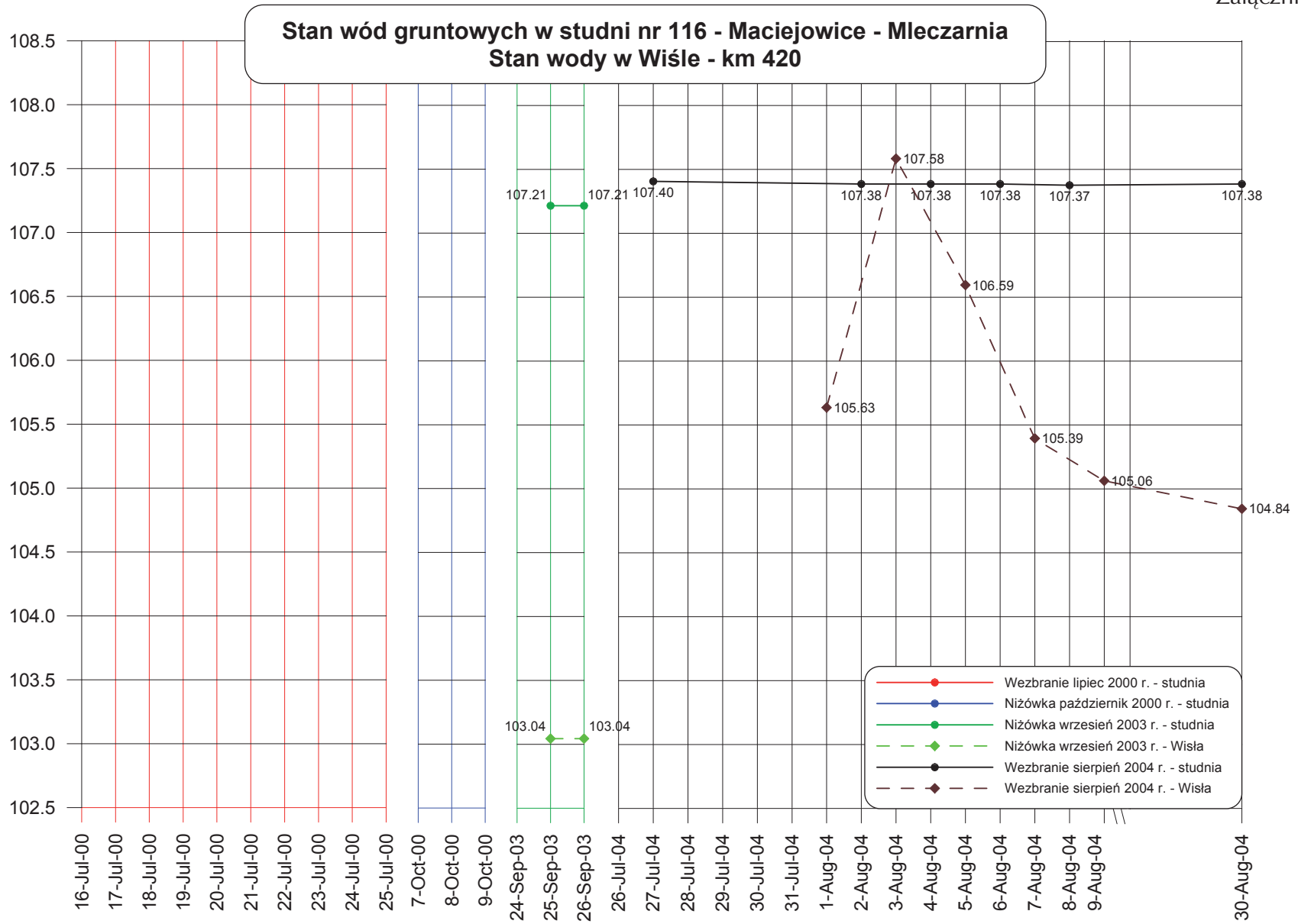


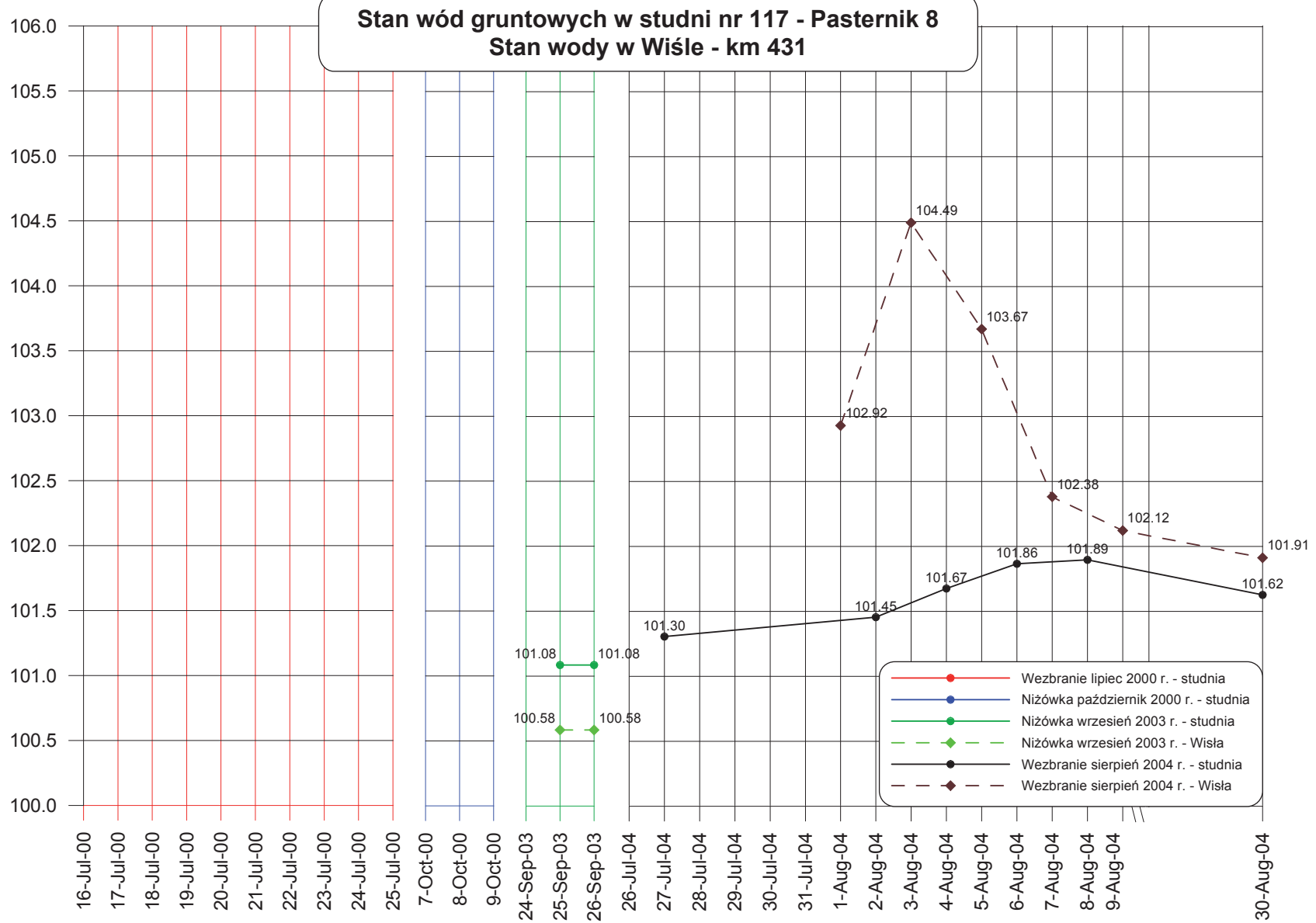




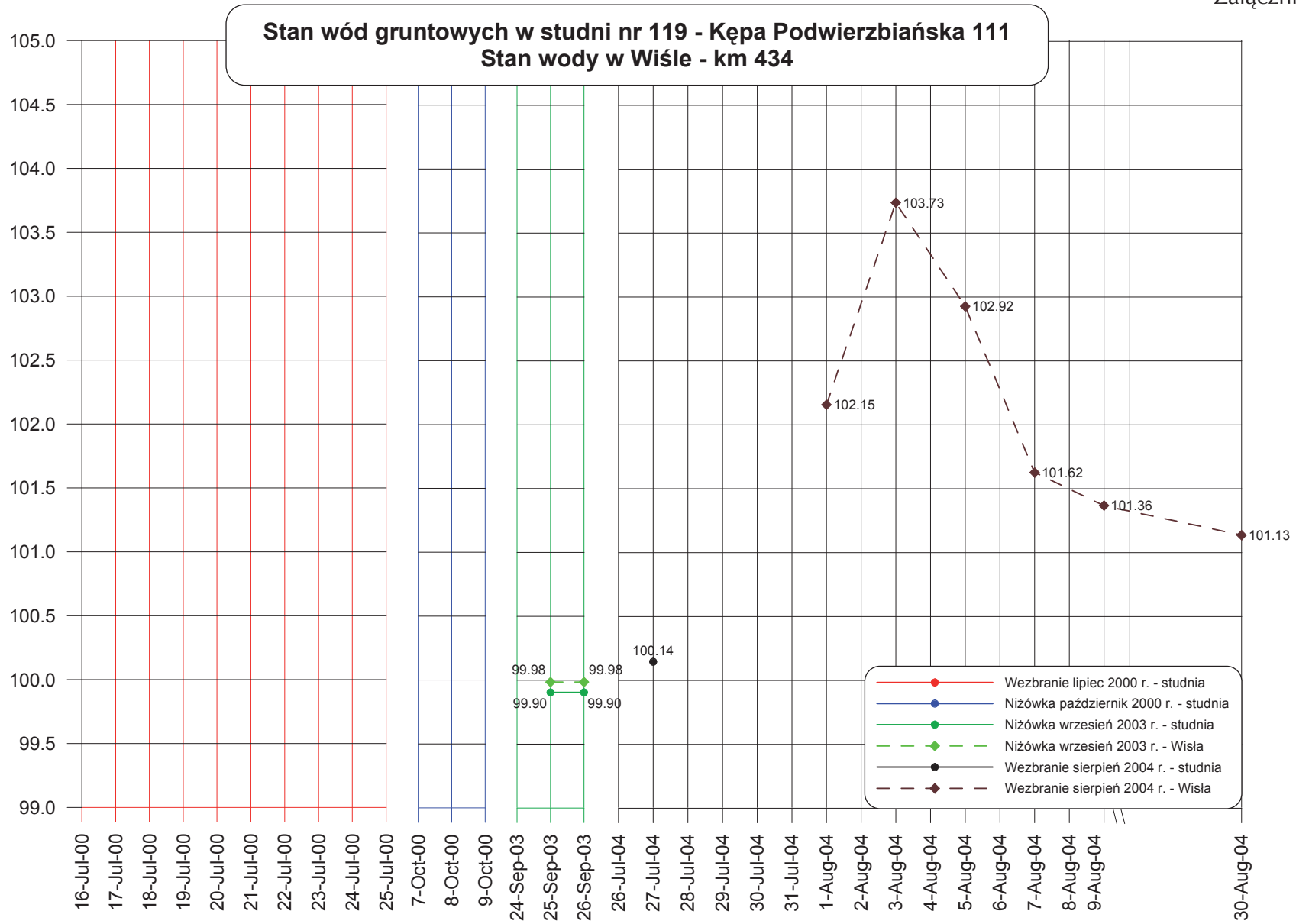


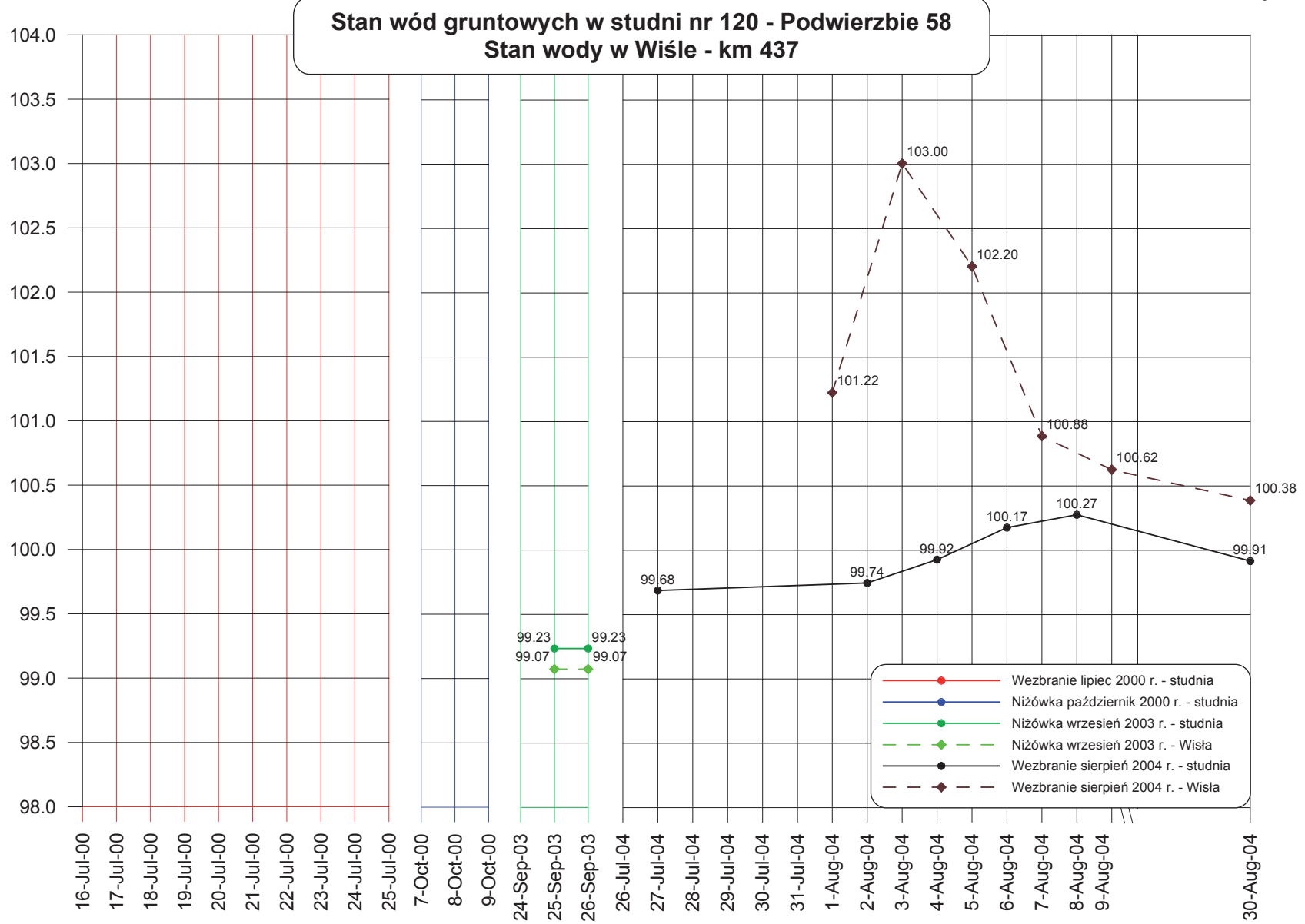


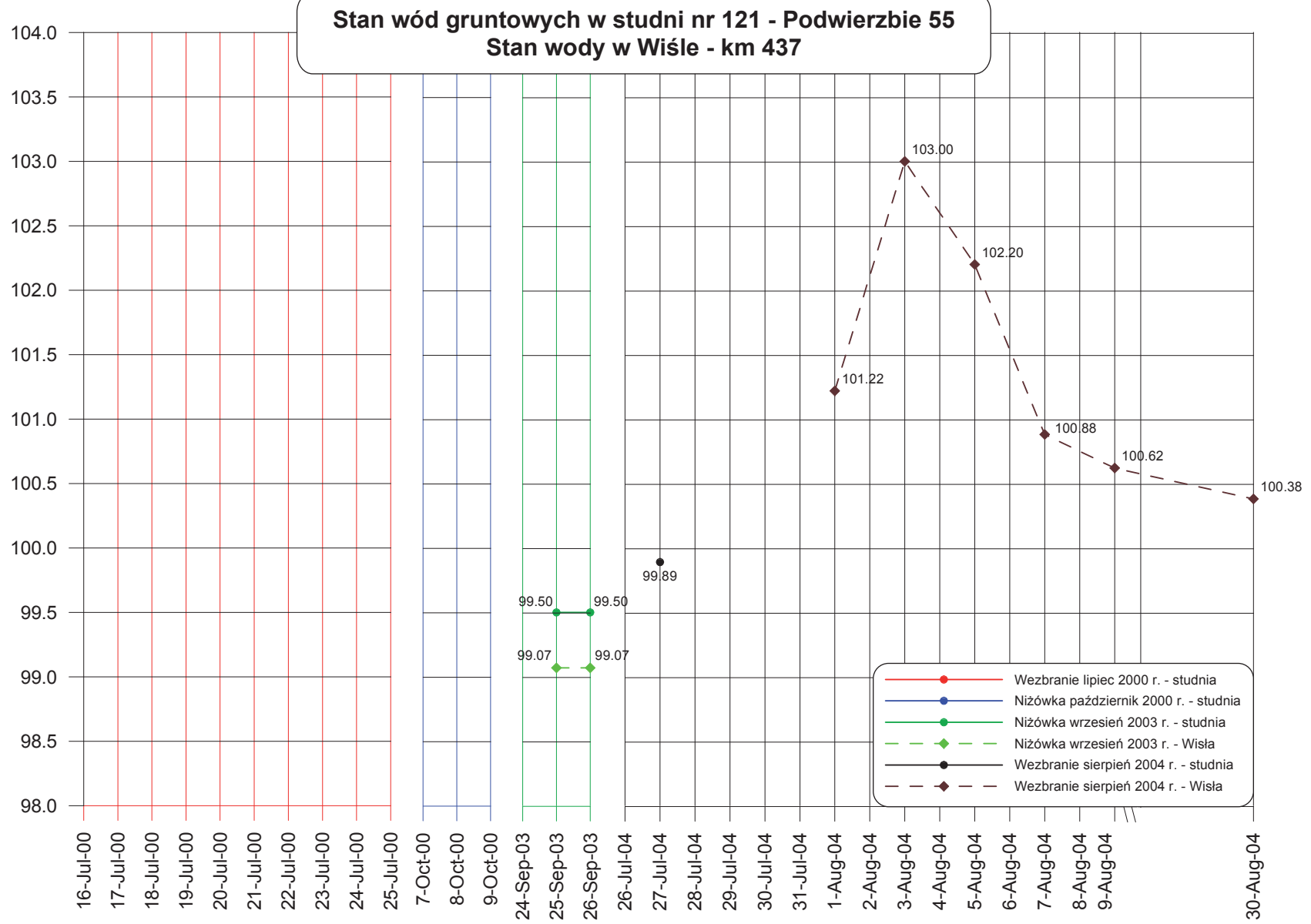


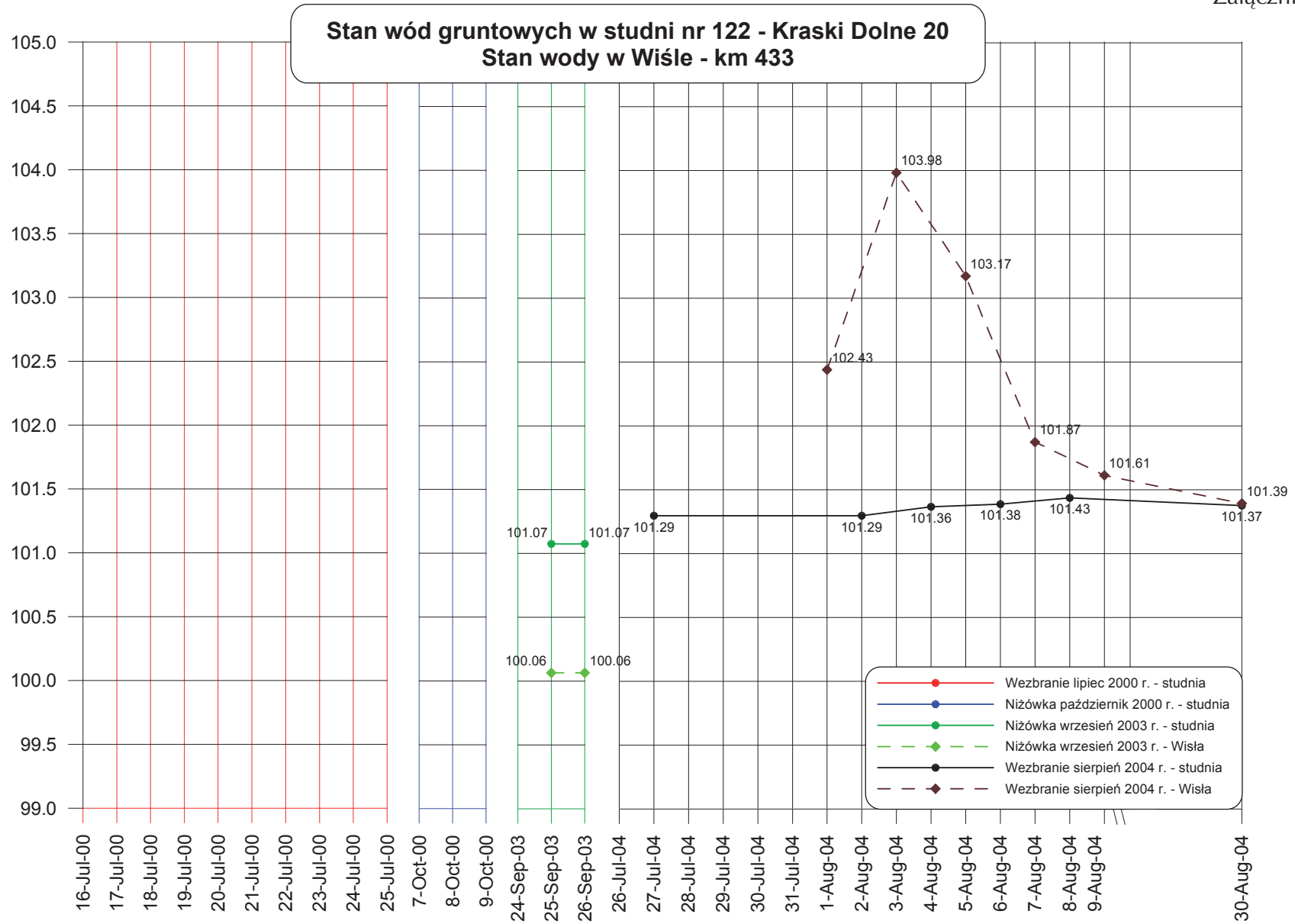


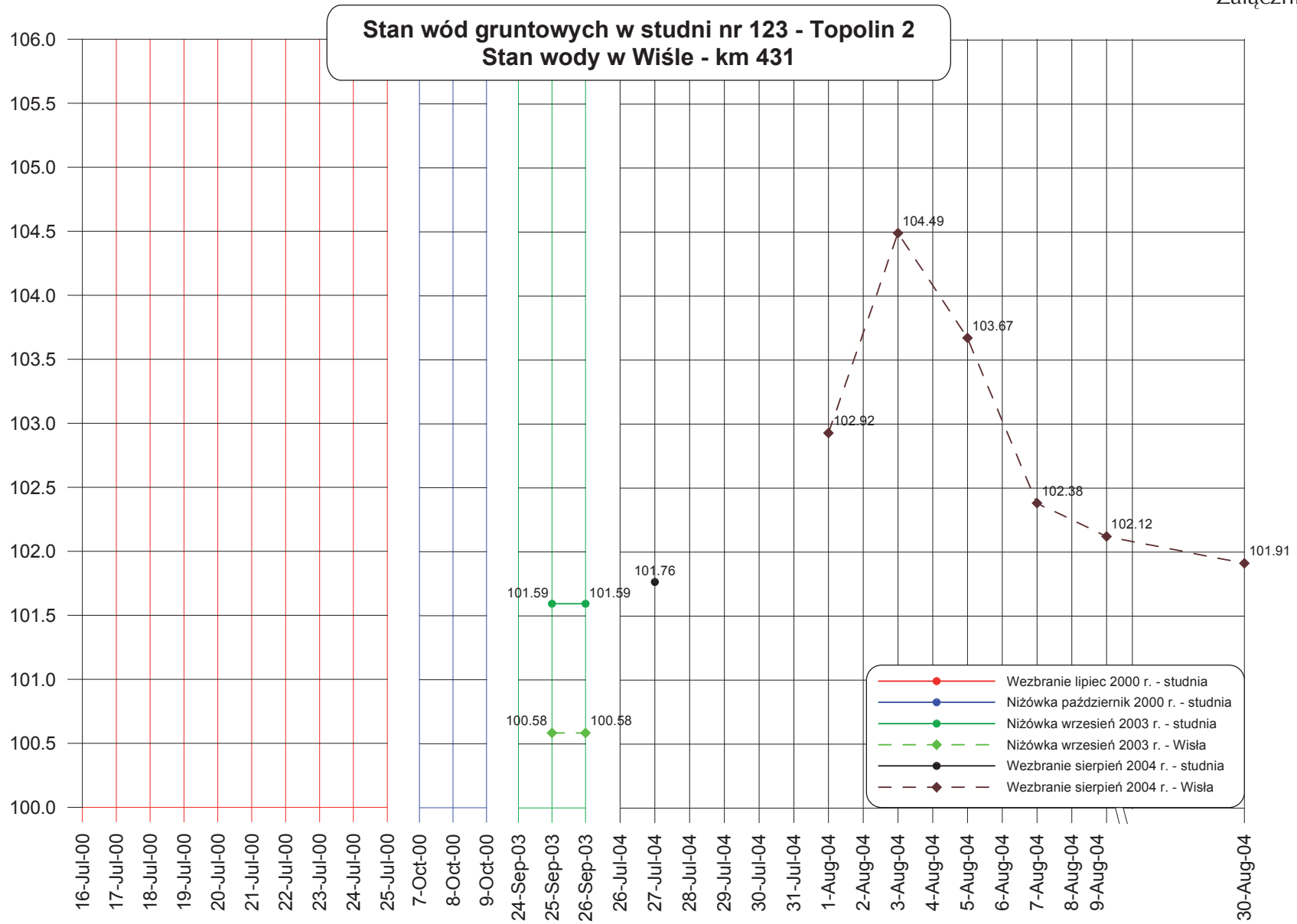


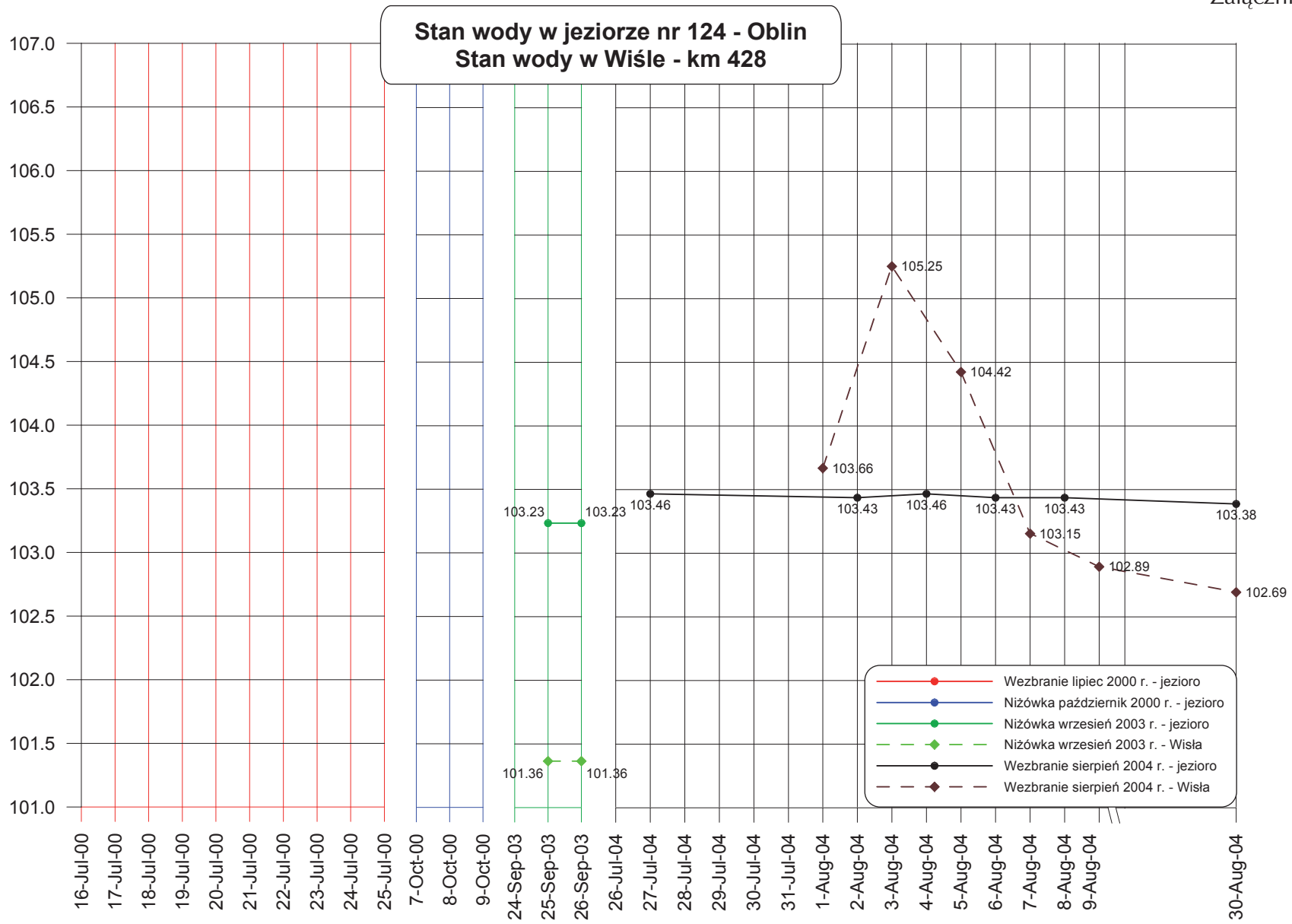


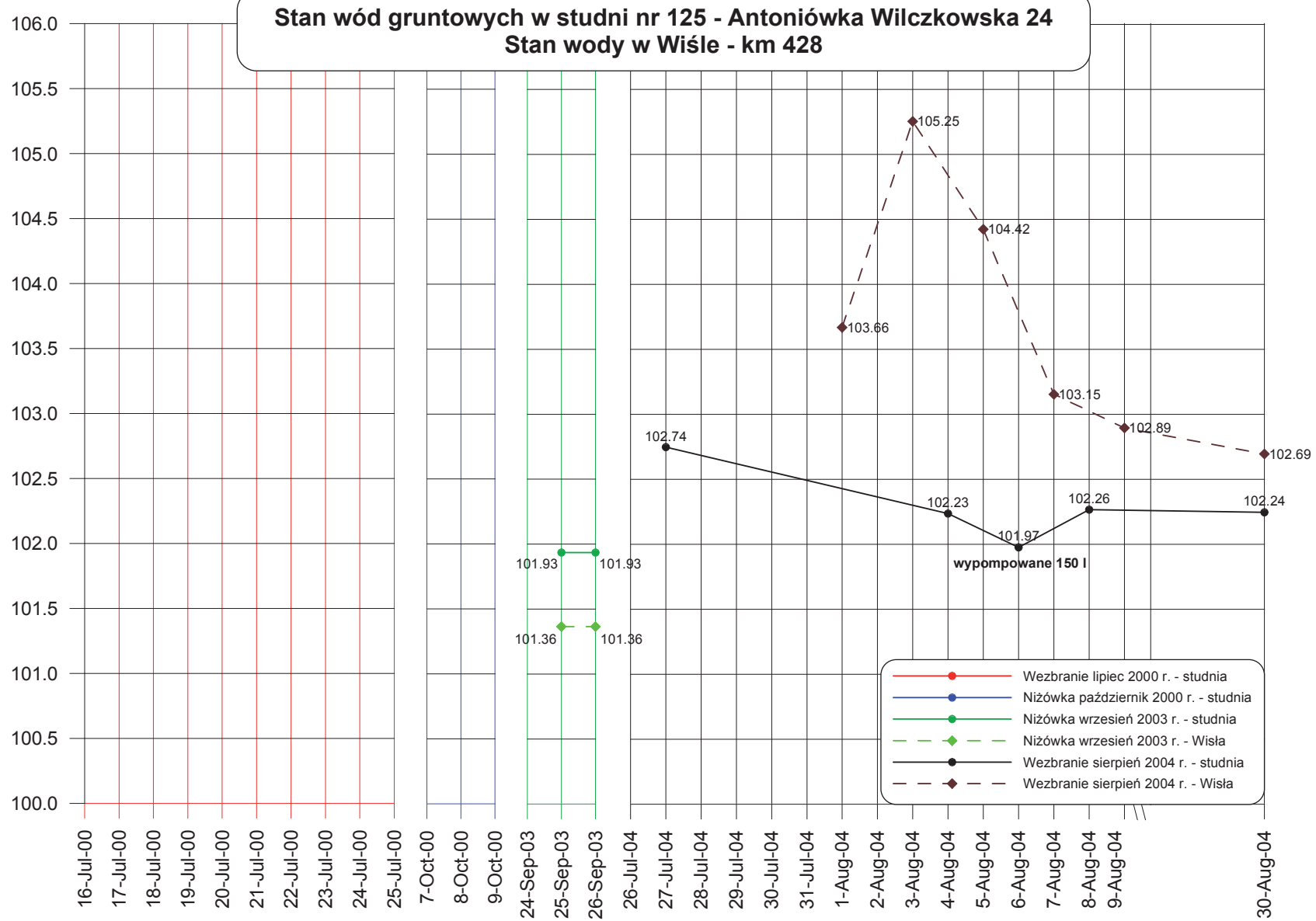


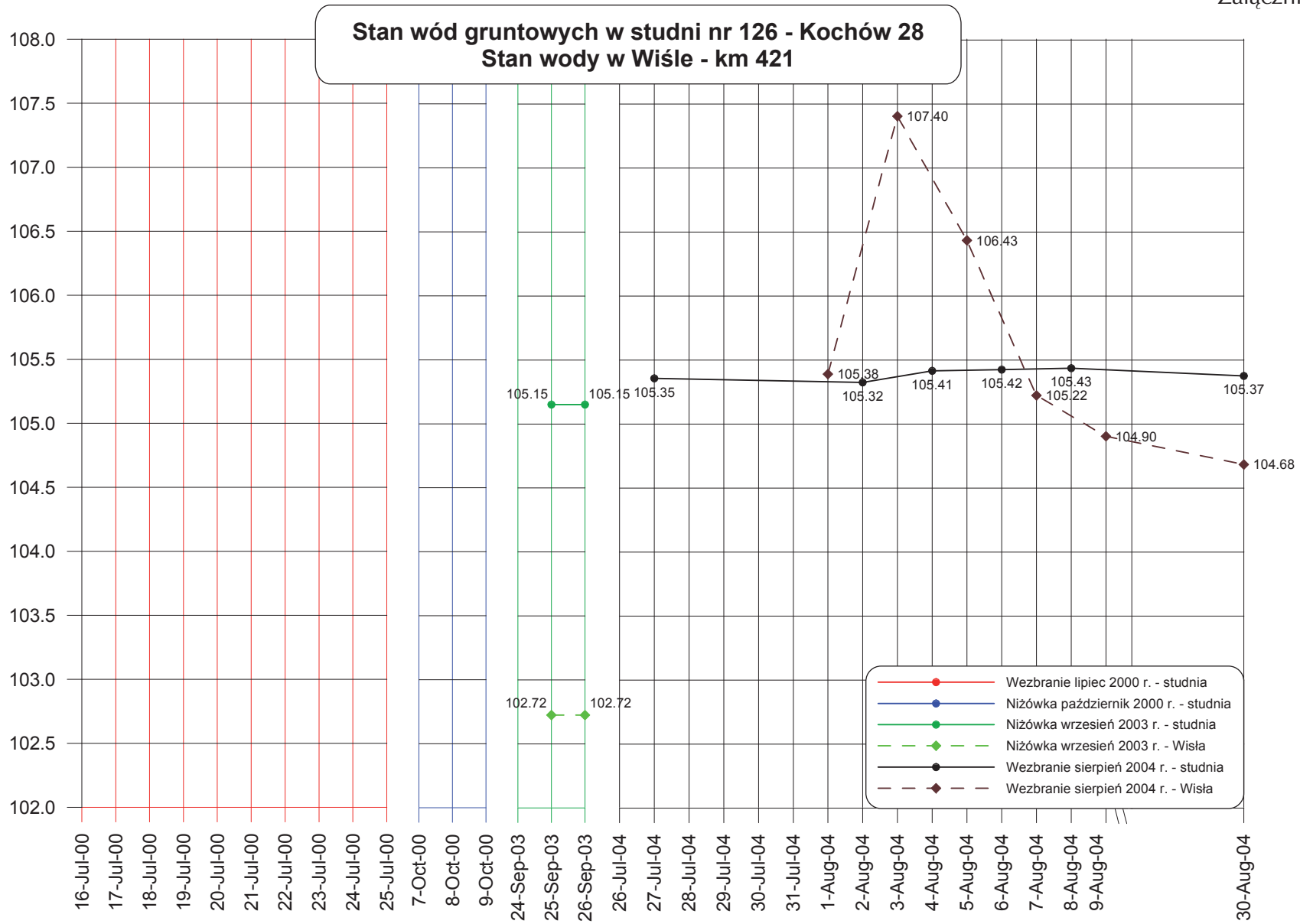


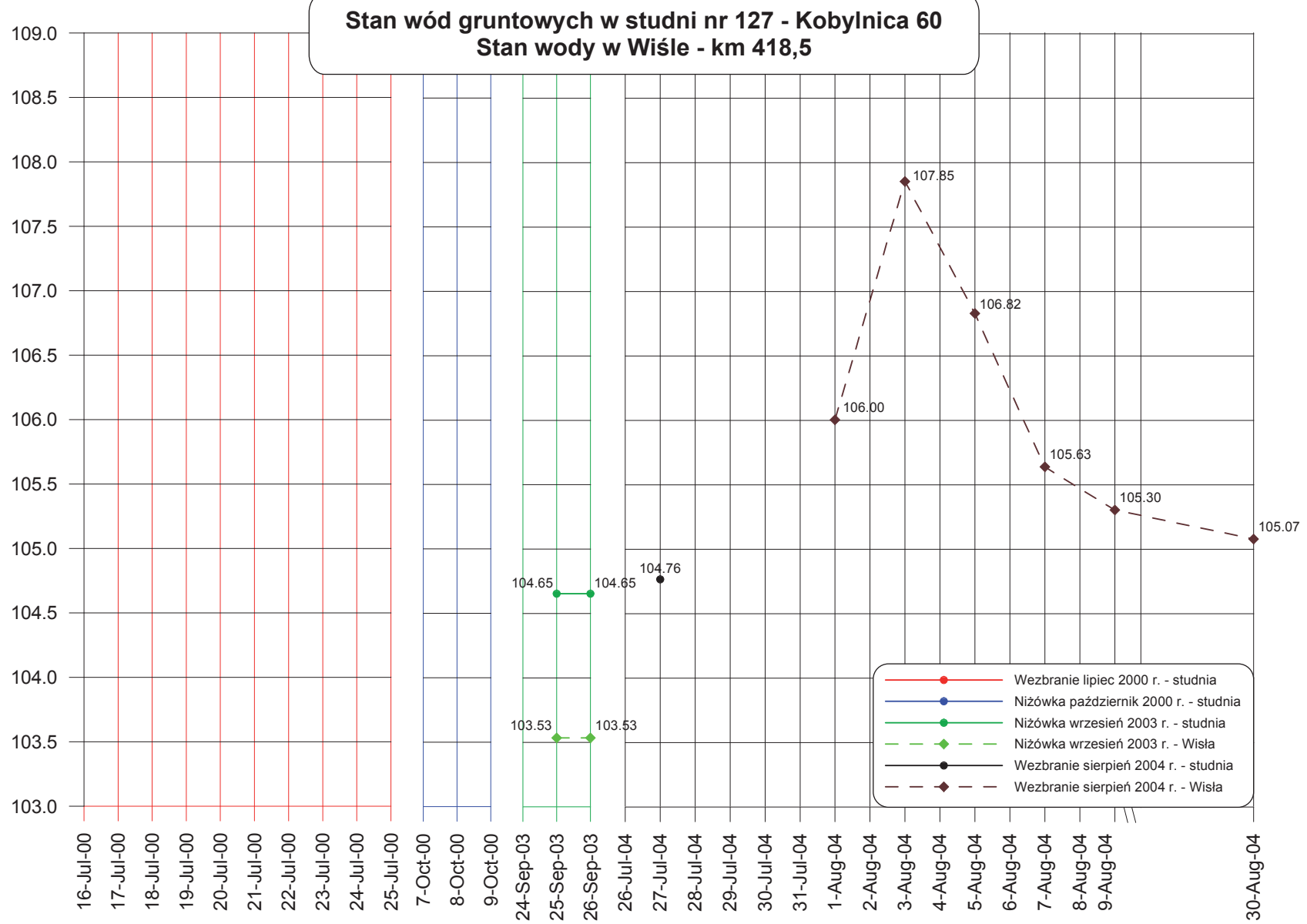












Stan wód gruntowych w studni nr 128 - Kobylnica 57
Stan wody w Wiśle - km 418

